



HAL
open science

Rôle des tourbillons océaniques dans la variabilité récente des flux air-mer de CO₂ dans l'océan Austral

Carolina Dufour

► **To cite this version:**

Carolina Dufour. Rôle des tourbillons océaniques dans la variabilité récente des flux air-mer de CO₂ dans l'océan Austral. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT : 2011GRENU040 . tel-00679918

HAL Id: tel-00679918

<https://theses.hal.science/tel-00679918v1>

Submitted on 16 Mar 2012

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

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Carolina Dufour

Thèse dirigée par **Julien Le Sommer, Marion Gehlen, Bernard Barnier et James Orr**

préparée au sein du

**Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels
et Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement
et de l'école doctorale Terre Univers Environnement**

Rôle des tourbillons de méso-échelle océanique dans la variabilité récente des flux air-mer de CO₂ dans l'océan Austral

Thèse soutenue publiquement le **6 décembre 2011**,
devant le jury composé de :

Mme., Anne-Marie Treguier

Directrice de recherche au LPO (Plouzané), Présidente

Mme., Marina Lévy

Directrice de recherche au LOCEAN-IPSL (Paris), Rapporteur

M., Nicolas Gruber

Professeur à ETH (Zürich), Rapporteur

Mme., Jacqueline Boutin

Directrice de recherche au LOCEAN-IPSL (Paris), Examinatrice

M., Bernard Barnier

Directeur de recherche au LEGI (Grenoble), Directeur de thèse

Mme., Marion Gehlen

Directrice de recherche au LSCE (Gif-sur-Yvette), Directrice de thèse

M., Julien Le Sommer

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

M., James Orr

Directeur de recherche au LSCE (Gif-sur-Yvette), Co-Directeur de thèse



*“Scott for scientific method, Amundsen for speed and efficiency, but
when disaster strikes and all hope is gone, get down on your knees
and pray for Shackleton”*

Raymond Priestly

Remerciements

Voici venu le temps des remerciements. Un exercice somme toute difficile. Tant de personnes à remercier, tant de choses à exprimer. Me voici donc procrastinant depuis plusieurs jours. Pas envie de clore ce dernier chapitre de ma thèse ? Trop difficile de trouver les mots justes pour chacun ? J'ai hésité à inscrire simplement « merci à tous ». Un peu lâche, je l'avoue. Je me jette donc à l'eau et m'excuse par avance auprès des personnes que j'aurais malencontreusement oubliées dans ces remerciements, et les remercie par la même occasion...

Je souhaite tout d'abord exprimer tous mes sincères remerciements à mon équipe de directeurs de thèse qui a fait exister ce sujet de thèse et a bien voulu me le proposer. Un grand merci également de m'avoir placée au coeur d'une collaboration LEGI-LSCE initiée à l'occasion de cette thèse, qui fut très enrichissante, et d'avoir chacun su trouver une place pertinente dans l'encadrement de mes travaux. Enfin, je vous suis profondément reconnaissante de la confiance que vous m'avez accordée en me laissant partir en campagne océanographique en Antarctique en troisième année de thèse, malgré le travail qu'il restait à accomplir...

Je voudrais remercier plus particulièrement Julien de sa grande disponibilité sur les questions scientifiques comme techniques, de son enthousiasme inégalable concernant les résultats des simulations, de m'avoir donné la chance de vivre une première expérience très complète du métier de chercheur ; bref, de son « *management* » sans failles qui m'a permis de conserver une motivation à toute épreuve tout au long de ces trois années de thèse. Je tiens également à remercier Marion d'avoir accompagné mes premiers pas en biogéochimie, d'avoir accepté un encadrement principalement « à distance » - et m'avoir fait confiance en ce sens, et de nos longues discussions scientifiques très instructives. Un grand merci à Bernard de ses conseils avisés, son optimisme communicatif et sa diplomatie exemplaire. Enfin, merci également de tout coeur à James de nos discussions « carbone », ses conseils, son efficacité dans la correction de mes chapitres de thèse, et de ses relectures minutieuses de mon anglais approximatif.

Je souhaiterais exprimer ma profonde gratitude à l'ensemble des rapporteurs et examinateurs de mon jury de thèse pour l'intérêt qu'ils ont bien voulu porter à mes travaux, ainsi que pour leur lecture attentive du manuscrit et pour l'ensemble de leurs questions et remarques pertinentes.

Je n'ai pas trouvé de mot assez fort pour remercier comme il se doit Jean-Marc de sa disponibilité sans limite, son expertise en matière de modèles, sa pédagogie pour la transmettre, sa gentillesse, bref, d'avoir rendu tout simplement possible la production des simulations effectuées au cours de mes travaux de thèse. Un grand merci également à Jennifer de sa précieuse aide dans la mise en place des simulations couplées physique-biogéochimie, ainsi qu'à Christian de ses conseils techniques sur PISCES. De chaleureux remerciements à Raphaël pour son aide technique et ses conseils scientifiques. Merci à Gaby et Olivier de leur efficacité exemplaire au service informatique du LEGI. Merci plus particulièrement à Gaby pour la mise en place d'outils performants et très pertinents pour la rédaction de thèse et d'article, pour le dépannage à la pince monseigneur (...), pour nos discussions ainsi que pour la musique bretonne.

Je voudrais remercier Jan de son effervescence scientifique, son incroyable inspiration et sa bonne humeur sans égale qui ont rendu notre collaboration fructueuse et passionnante. Merci également à Thierry, Laurent et Olivier de leurs conseils scientifiques.

Tous mes remerciements à Josiane de son efficacité et sa gentillesse malgré les demandes de mission tardives et le casse-tête qu'a souvent posé la réservation des billets d'avion.

Je souhaiterais remercier du fond du coeur Erberhard Fahrback de m'avoir donné la chance d'embarquer à bord du Polarstern et par-là de m'avoir permis de réaliser mon rêve d'enfance : naviguer sur l'océan Austral et gagner l'Antarctique. Merci à l'équipe MEOM d'avoir assuré la partie financière de ce rêve. Enfin, un merci tout particulier à Constance, ma cabin-mate, qui a ensoleillé par sa seule présence mon séjour à bord et rendu cette expérience encore plus inoubliable...

Merci à mes soeurs de thèse, Marion et Mélanie, avec qui j'ai partagé les satisfactions et déceptions qui ponctuent une thèse, et aussi des soirées et vacances mémorables. Un chaleureux merci à Gildas (le p'tit frère de thèse) et Raphaël d'avoir patiemment écouté mes déblatérations sur les tourbillons ou autres objets de mes angoisses scientifiques, de leur soutien moral sans failles, de leurs encouragements à coups de jingle Canard WC, de nos discussions scientifiques, éthiques, voire métaphysiques, et d'avoir partagé les défaites au son du jingle Motus.

Un immense merci à l'ensemble de l'équipe MEOM (permanents comme « de passage », anciens comme nouveaux arrivants) d'avoir rendu mes années de thèse si agréables. Merci plus particulièrement à Maéva de son incroyable dynamisme et de nos discussions sociétales enflammées. Communication spéciale pour Clément : « Julien ne semble pas avoir complètement raté sa première crêpe »... Au passage, merci pour ton humour débordant qui a égayé les déjeuners et pour les anecdotes marseillaises. Merci à ceux que j'ai eu l'occasion de côtoyer au rez-de-chaussée MEOM : Pierre, Clément, Angélique, Albanne, Aurélie, Nicolas, Emmanuel, et qui volent maintenant de leurs propres ailes. Enfin, bonne chance aux nouveaux venus qui prennent la relève scientifique, et continuent à entretenir l'ambiance chaleureuse qui règne au MEOM : Pierre, Quam, Aurélie, Xavier, Sandy, Lucile, Natacha.

Enfin, un merci discret mais non moins vif à ma bienveillante et essentielle sphère privée.

Activités scientifiques

Articles

- * Dufour, C. O., J. Le Sommer, T. Penduff, B. Barnier, M. H. England, 2011 : *Structure and Causes of the Pulsation Mode in the Antarctic Circumpolar Current South of Australia*, Journal of Physical Oceanography, **41**, 253-268.
→ doi : 10.1175/2010JPO4193.1
→ Etude réalisée lors de mon stage de Master 2 effectué au sein de l'équipe MEOM du LEGI et dont la rédaction s'est poursuivie durant la thèse.
- * Dufour, C. O., J. Le Sommer, J. D. Zika, M. Gehlen, J. C. Orr, P. Mathiot, B. Barnier, en révision : *Intensification of an eddying Southern Ocean Meridional Overturning due to the Southern Annular Mode*, Journal of Climate.
- * Zika, J. D., J. Le Sommer, C. O. Dufour, en révision : *Localized Acceleration of the Antarctic Circumpolar Current*, Journal of Physical Oceanography.

Communications scientifiques

- * *DRAKKAR*, réunions annuelles, Grenoble, 2009 et 2010 (oraux).
- * *European Geosciences Union (EGU)*, assemblées générales, Vienne, 2009 (poster), 2010 (oral) et 2011 (poster).
- * *Working Group on Southern Ocean Physics (WGSOP)*, réunions annuelles, Paris, 2009 et 2010 (oraux).
- * *Influence of meso- and submesoscale ocean dynamics on the global carbon cycle and marine ecosystems*, conférence, Brest, 2010 (poster).
- * Séminaire au NRE, invitée par N. Fauchereau, Le Cap, 2010.
- * *SOLAS-IMBER-IOCCP Carbon*, conférence, Paris, 2011 (poster).

Ecole d'été

Participation à l'édition 2009 de l'école d'été SOLAS, Cargèse.

Campagne océanographique

Participation aux mesures d'oxygène sur le navire de recherche allemand *Le Polarstern* lors de l'expédition Antarctique ANT-XXVII/2, menée sous la direction d'Erberhard Fahrback, du 28 novembre 2010 au 5 février 2011, entre Le Cap (Afrique du Sud) et Punta Arenas (Chili).

Table des matières

I	Introduction générale	1
II	Modéliser l’océan Austral	17
1	Modèles et configurations	19
1.1	Introduction	20
1.2	Le système de modélisation NEMO	20
1.2.1	Le modèle de circulation océanique OPA	21
1.2.2	Le modèle de glace de mer LIM	26
1.2.3	Les forçages atmosphériques	29
1.2.4	Le modèle de biogéochimie marine PISCES	32
1.3	Les configurations DRAKKAR australes	40
1.3.1	Domaine	41
1.3.2	Résolutions et paramétrisations	41
1.3.3	Frontières ouvertes	42
1.3.4	Caractéristiques numériques et techniques des simulations	46
1.4	Conclusion	47
2	Contribution au développement des simulations australes	51
2.1	Introduction	52
2.2	Suivi continu des simulations : contributions au monitoring DRAKKAR	52
2.3	Une solution pour pallier le problème de représentation des eaux de fond	53
2.3.1	Contexte	53
2.3.2	Identification du problème	53
2.3.3	Méthode proposée	56
2.3.4	Tests et Validation	59
2.3.5	Conclusion	61
2.4	Tests de sensibilité pour la mise en place des simulations de référence	62
2.4.1	Paramétrisation de <i>Gent et McWilliams (1990)</i>	62
2.4.2	Paramétrisation de <i>Geider et al. (1998)</i>	67
2.5	Application de forçages synthétiques dans le modèle	70
2.5.1	Principe général	71
2.5.2	Implémentation dans NEMO	72
2.5.3	Implications	75
2.5.4	Validation et limites de l’approche	76
2.6	Conclusion	77

3	Evaluation des simulations australes	79
3.1	Introduction	80
3.2	Méthode	80
3.3	Evaluation de l'état moyen des simulations	81
3.3.1	Famille A : simulations dynamiques	81
3.3.2	Famille B : simulations dynamiques avec CFC11	92
3.3.3	Famille C : simulations couplées dynamique-biogéochimie	96
3.4	Evaluation du cycle saisonnier de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$	105
3.4.1	Comparaison aux observations	105
3.4.2	Discussion	114
3.5	Conclusion	120
III	Résultats	123
4	Modéliser la variabilité récente des flux air-mer de CO_2 dans l'océan Austral	125
4.1	Introduction	126
4.2	Méthode	127
4.2.1	Modèles et Simulations	127
4.2.2	Approche	128
4.2.3	Evaluation des simulations	129
4.3	Distribution et intensité des flux air-mer de CO_2	130
4.3.1	Distribution spatiale	130
4.3.2	Intensité	132
4.4	Variabilités et tendances récentes	134
4.4.1	Variabilités interannuelle et saisonnière	135
4.4.2	Tendances récentes	135
4.5	Conclusion	138
5	Réponse de la dynamique océanique au SAM	141
5.1	Introduction	142
5.2	Réponse de l'ACC et de la MOC au SAM (<i>Article</i>)	143
5.3	Conclusion	167
6	Réponse des flux air-mer de CO_2 naturel au SAM	169
6.1	Introduction	170
6.2	Mécanismes qui pilotent la réponse des flux de CO_2 naturel au SAM (<i>Article</i>)	170
6.3	Conclusion	194
7	Variabilité spatio-temporelle de la séquestration du CO_2 anthropique	197
7.1	Introduction	198
7.2	Variabilité spatio-temporelle de la pénétration du CO_2 anthropique	199
7.2.1	Distribution du CO_2 anthropique dans l'océan Austral	200
7.2.2	Rôle des masses d'eau	201
7.3	Quels processus sont susceptibles de piloter la séquestration du CO_2 anthropique?	205
7.4	Conclusion	207

IV	Conclusions et perspectives	209
	Annexes	220
A	Contributions au monitoring DRAKKAR	223
	A.1 Introduction	223
	A.2 Cadre méthodologique et objectifs	223
	A.3 Développement	225
	A.4 Conclusion	231
B	Gestion des frontières ouvertes (OBC)	233
	B.1 Introduction	233
	B.2 Implémentation du module de frontières ouvertes dans TOP	233
	B.3 Impact des frontières ouvertes radiatives sur les CFC11	235
C	Campagne océanographique dans l’océan Austral	239
D	Liste des abréviations	243
E	Tableau de correspondance des simulations	245
	Bibliographie	247
	Listes des figures	263
	Listes des tables	275

Première partie

Introduction générale

Contexte

En l'espace de deux siècles, les activités humaines ont contribué à une augmentation d'environ 40% des concentrations de dioxyde de carbone (CO_2) dans l'atmosphère qui sont passées d'environ 280 ppm¹ durant l'ère préindustrielle à environ 390 ppm de nos jours (*IPCC*, 2007). Cet accroissement n'est pas tant remarquable par son intensité que par sa rapidité : 100 à 1000 fois plus rapide que ce qui a été observé par le passé au cours des ères glaciaires et inter-glaciaires (*Petit et al.*, 1999). Quelle est la réponse du climat à cette brusque modification de la composition chimique atmosphérique ? Sortant des cercles scientifiques, cette question est devenue une préoccupation majeure pour la société, car la réponse du climat pourrait être lourde de conséquences pour les populations. Les perturbations qui en découlent, que l'on a désormais l'habitude d'appeler « changements climatiques », sont répertoriées dans la succession de rapports scientifiques produits par l'*IPCC*² et touchent aussi bien l'atmosphère, que l'océan, la biosphère et la cryosphère.

Dans ce contexte, l'océan joue un rôle de premier ordre. En effet, seule environ la moitié des émissions anthropiques issues de la combustion du pétrole, de la déforestation et de la production de ciment, reste dans l'atmosphère. L'autre moitié est répartie entre la biosphère et les océans. Le puits océanique absorberait donc à lui seul environ un quart des émissions anthropiques annuelles (*IPCC*, 2007), permettant ainsi de ralentir l'accroissement de la concentration de CO_2 atmosphérique et donc de modérer l'intensité des changements climatiques. Ce puits océanique n'est toutefois pas réparti de façon homogène sur le globe et de nombreuses disparités existent à l'échelle régionale (Figure 1). Les régions équatoriales et tropicales émettent du CO_2 vers l'atmosphère constituant ainsi des sources de carbone pour l'atmosphère, alors que les régions polaires absorbent du CO_2 constituant des puits de carbone. Ce constat suggère que l'océan aux hautes latitudes exerce un rôle de premier plan dans la régulation du système climatique. Toutefois, depuis quelques décennies, l'efficacité du puits de carbone semble diminuer dans l'océan Austral (Figure 2). Décrit pour la première fois par *Le Quéré et al.* (2007), ce phénomène dit de « saturation du puits de carbone austral » place l'océan Austral au cœur des questions sur les conséquences des changements climatiques.

L'océan Austral : clef de voûte du système climatique

L'océan Austral, considéré ici comme l'ensemble des eaux comprises au sud de 30°S, serait actuellement un puits modéré de carbone dans l'océan global (*Gruber et al.*, 2009; *Takahashi et al.*, 2009). Le bilan net des échanges de carbone entre océan et atmosphère est souvent conceptualisé comme résultant de la somme d'une part anthropique et d'une part naturelle, que nous désignerons dans la suite comme part totale. Le CO_2 naturel est issu du cycle naturel du carbone et est supposé ne pas « voir » la perturbation anthropique contenue dans l'atmosphère. Le CO_2 anthropique quant à lui est directement issu des émissions de CO_2 liées à l'activité humaine. CO_2 naturel et anthropique réagissent toutefois de manière strictement identique d'un point de vue chimique.

L'océan Austral est une faible source de carbone naturel, estimée entre 0,15 PgC yr⁻¹ et 0,35 PgC yr⁻¹ (*Aumont et al.*, 2001; *Mikaloff-Fletcher et al.*, 2007). Cette source résulte

¹ ppm : partie par million

² IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) ou en français GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) : www.ipcc.ch.

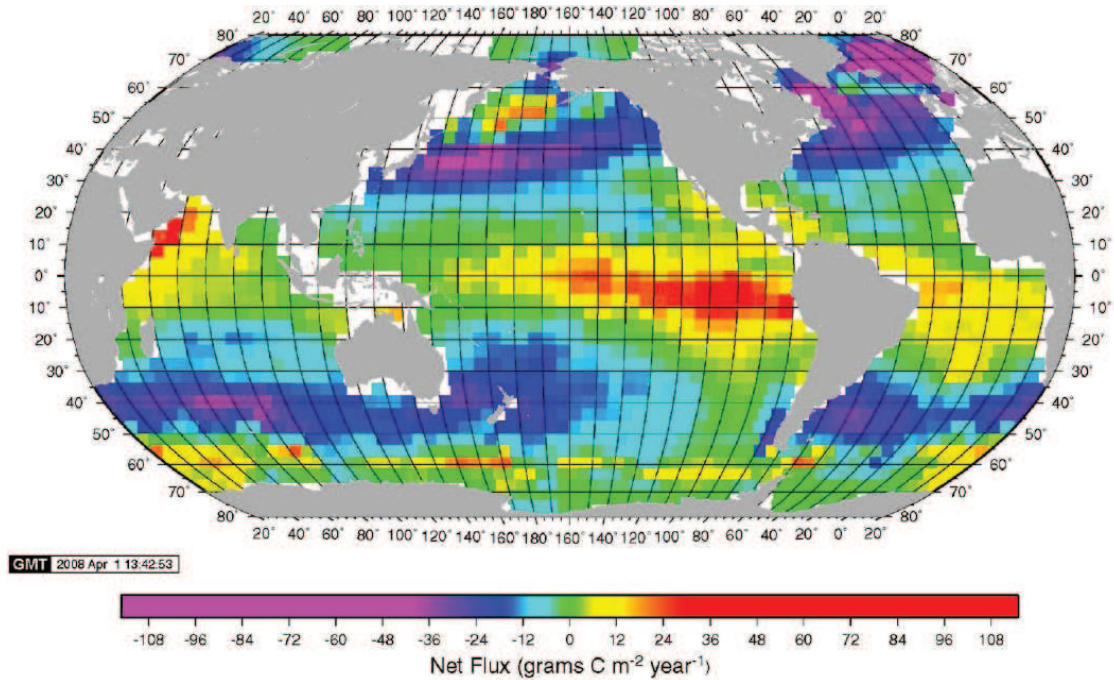


FIG. 1 – Climatologie annuelle de flux air-mer de CO_2 en $\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$ pour l'année de référence 2000 (Takahashi et al., 2009). Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO_2 vers l'atmosphère.

principalement de la remontée en surface d'eaux enrichies en carbone inorganique dissous (DIC, voir encart) au niveau de la Divergence Antarctique (environ 60°S) induisant un dégazage de CO_2 vers l'atmosphère (Murnane et al., 1999; Toggweiler et Samuels, 1993; Toggweiler et al., 2006; Anderson et al., 2009). L'océan Austral est en revanche un puits intense de carbone anthropique, estimé autour de $1,0 \text{ PgC yr}^{-1}$ (Mikaloff-Fletcher et al., 2006; Khatiwala et al., 2009; Ito et al., 2010). Il représenterait près de la moitié du puits de carbone anthropique global (Orr et al., 2001; Sabine et al., 2004; Gruber et al., 2009; Takahashi et al., 2009) pour seulement un quart de la surface océanique totale. Ce puits résulte principalement de la vigoureuse circulation qui règne dans l'océan Austral et qui connecte les couches de surface et l'océan intérieur (Figure 3). En effet, dans l'océan Austral, la circulation réapprovisionne rapidement la surface en masses d'eau dénuées de CO_2 anthropique. Au contact de l'atmosphère, ces masses d'eau absorbent du CO_2 anthropique, puis plongent vers les profondeurs, isolant de la surface le carbone ainsi piégé.

Depuis quelques décennies, la question du rôle de l'océan Austral sur le système climatique a motivé un nombre important de programmes de recherche scientifique. Ces programmes ont été mis en place afin de caractériser plus précisément le puits de carbone total dans l'océan Austral mais également de déterminer sa sensibilité aux changements climatiques. De nombreuses études ont ainsi proposé de quantifier et cartographier ce puits en se basant soit sur des observations (Takahashi et al., 2009), soit sur des inversions océaniques (Mikaloff-Fletcher et al. (2006, 2007); Gruber et al. (2009), voir encart) ou atmosphériques (Gurney et al., 2002), soit enfin sur des modèles océaniques (Wetzel et al., 2005; Le Quéré et al., 2007; Lovenduski et al., 2007; Lenton et Matear, 2007).

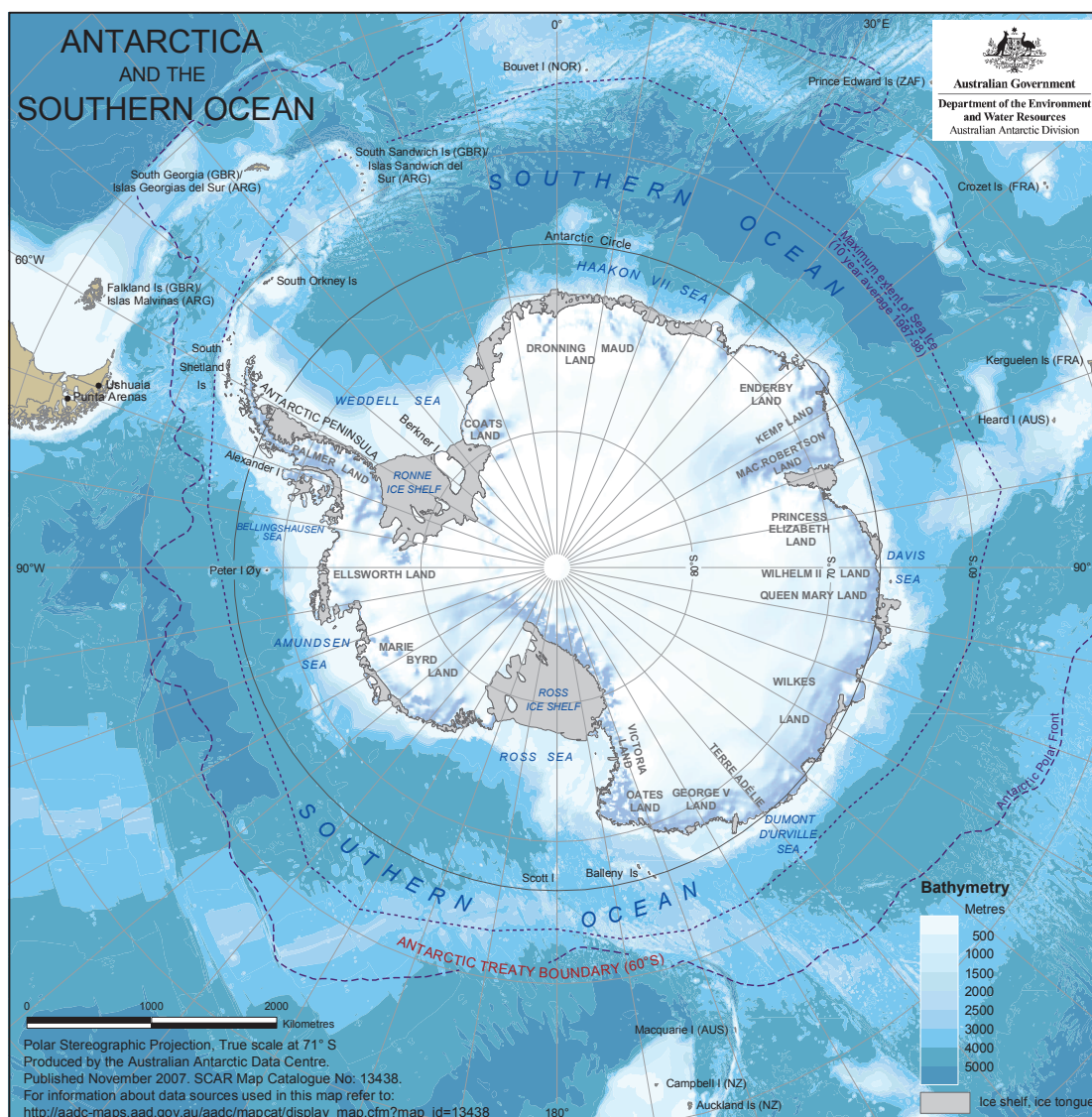


FIG. 2 – Carte de l'Antarctique et de l'océan Austral en projection stéréographique (source : Australian Antarctic Division : <http://data.aad.gov.au/aadc/mapcat>). Les principaux reliefs topographiques sont indiqués ainsi qu'un des fronts constituant le courant circumpolaire antarctique (ACC) : le front polaire (PF), et le maximum d'extension de glace de mer.

Les inversions océaniques permettent d'estimer la distribution spatio-temporelle des flux air-mer de CO_2 à partir de la distribution de traceurs passifs dans l'océan. Les observations sont liées aux flux par un modèle de transport océanique. Cette méthode présente l'avantage de résoudre directement les flux air-mer de CO_2 et n'est donc pas affectée par l'incertitude qui pèse sur l'évaluation des coefficients d'échange gazeux.

Les inversions atmosphériques permettent d'estimer la distribution spatio-temporelle des flux air-mer de CO_2 qui correspond le mieux aux mesures de concentrations atmosphériques de CO_2 . Pour cela, flux et concentrations atmosphériques de CO_2 sont liés par un modèle de transport atmosphérique et des hypothèses sur les corrélations spatio-temporelles entre flux et concentrations océaniques de CO_2 sont émises.

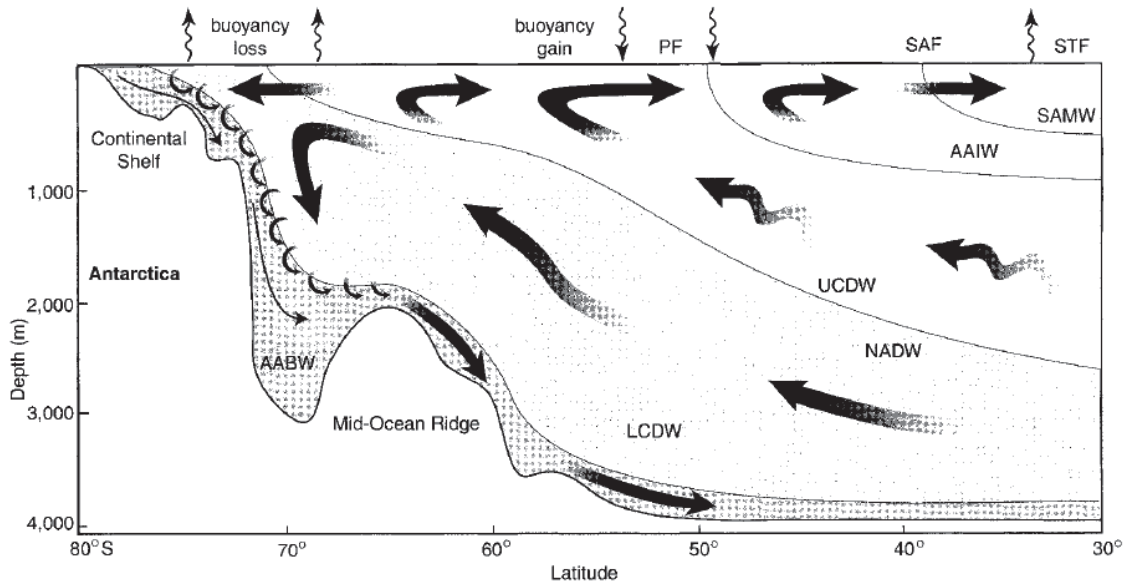


FIG. 3 – Schéma de la circulation dynamique méridienne dans l'océan Austral impliquant la remontée et la plongée de masses d'eau (Speer et al., 2000). Les eaux profondes Nord-Atlantique (NADW) pénètrent dans l'océan Austral et remontent progressivement vers la surface par mélange avec des eaux moins denses au fur et à mesure qu'elles progressent vers le Sud. Au cours de leur trajet, les NADW s'enrichissent en DIC par reminéralisation du carbone organique par les bactéries. Lorsqu'elles affleurent vers 60°S, ces eaux présentent des concentrations en DIC très élevées qui induisent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère. La circulation se sépare ensuite en deux branches. Une branche se dirige vers le Sud et conduit à la formation d'eaux très denses dans les zones côtières antarctiques par perte de chaleur vers l'atmosphère et apport de sel lié à la formation de la glace de mer. Ces eaux denses s'écoulent le long des reliefs topographiques formant ainsi les AABW qui progressent vers le nord et tapissent les profondeurs abyssales. L'autre branche se dirige vers le Nord et conduit à la formation des eaux antarctiques intermédiaires (AAIW) et subantarctiques modales (SAMW). Au cours de leur formation, ces eaux absorbent du CO₂ anthropique qu'elles entraînent ensuite par subduction vers l'océan intérieur. Ces quantités de carbone sont ainsi transportées par les AAIW et SAMW vers le nord et isolées de l'atmosphère pour de longues durées.

En dépit de ces efforts, la distribution et la quantification des sources et puits de carbone au sein de l'océan Austral restent encore très discutées (Orr et al., 2001; Gruber et al., 2009). L'océan Austral est en effet une des régions de l'océan global où les estimations de flux air-mer de carbone sont les plus incertaines. L'intensité du puits de carbone total austral (sud de 50°S) est ainsi estimée entre 0,1 et 0,7 PgC yr⁻¹ (McNeil et al., 2007), les modèles et inversions couvrant la fourchette basse des estimations pendant que les observations suggèrent des valeurs plus importantes. Par ailleurs, malgré la convergence des résultats entre certaines études sur l'intensité du puits à l'échelle de l'océan Austral, de profondes divergences demeurent quant à la distribution des régions sources et puits (Gruber et al., 2009).

Les observations souffrent en effet d'une couverture trop éparsée de l'océan Austral

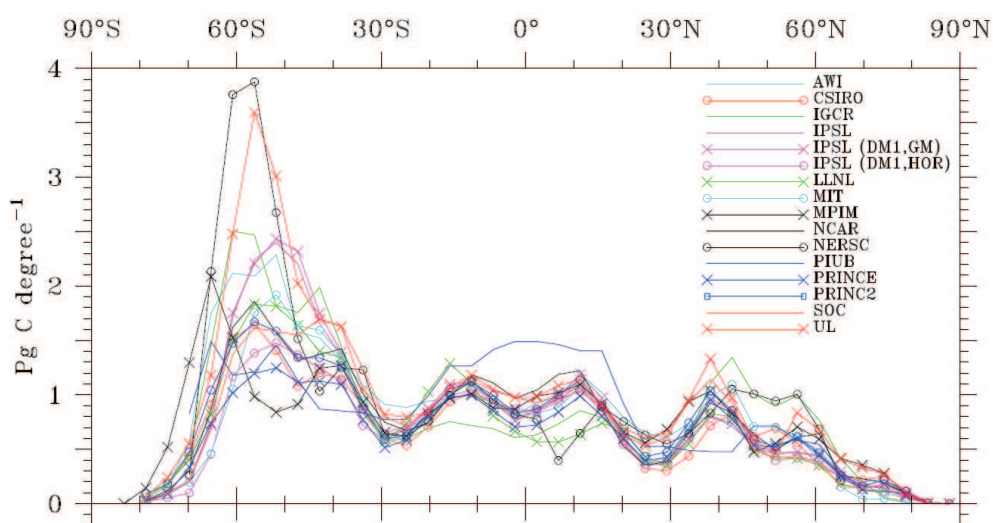


FIG. 4 – Comparaison de l'absorption de CO_2 anthropique par l'océan intégrée zonalement et exprimée en Pg C par degré de latitude entre 16 modèles océaniques globaux testés dans le cadre du projet OCMIP2 (Orr, 2003). Les solutions proposées par les 16 modèles divergent le plus dans l'océan Austral (sud de 30°S) en raison notamment des différences entre les transports océaniques résolus par ces modèles.

due aux conditions météorologiques et de navigation extrêmes rendant cette zone peu fréquentée par les navires marchands et difficile d'accès pour les navires océanographiques, particulièrement durant l'hiver austral. L'avènement de l'ère satellitaire et la mise en place de nombreux réseaux d'observations ont toutefois permis de pallier en partie ce problème. Cependant, pour les jeux d'observations dont on dispose actuellement, la couverture spatio-temporelle reste encore insuffisante donnant lieu à des biais estivaux et à un défaut de données notamment aux très hautes latitudes. Enfin, le fait que les parts naturelle et anthropique ne soient pas directement mesurables mais seulement accessibles via différentes méthodes de reconstructions à partir d'observations (Chen et Millero, 1979; Gruber et al., 1996; Sabine et al., 2004) alimente également les sources d'incertitudes qui pèsent sur la distribution et la quantification des sources et puits de carbone.

Quant aux divergences au sein des modèles, elles sont liées à l'éventail de modèles utilisés différant notamment par leur architecture, leur forçage, leur résolution ainsi que par leur paramétrisation des processus physiques non résolus, pour ne citer que les principaux (Figure 4). Résolution encore trop faible et absence de modèle de glace de mer dans la plupart des modèles actuels sont notamment deux facteurs majeurs qui contribuent à maintenir les larges incertitudes qui restent quant à notre connaissance des régions saisonnièrement englacées.

Outre une meilleure description des sources et puits de carbone dans l'océan Austral, un des défis actuels est de comprendre comment les échanges de carbone naturel et anthropique entre les réservoirs océanique et atmosphérique sont susceptibles d'être affectés par les changements climatiques récents.

Parmi ces changements figure la tendance actuelle du Mode Annulaire Austral ou *Sou-*

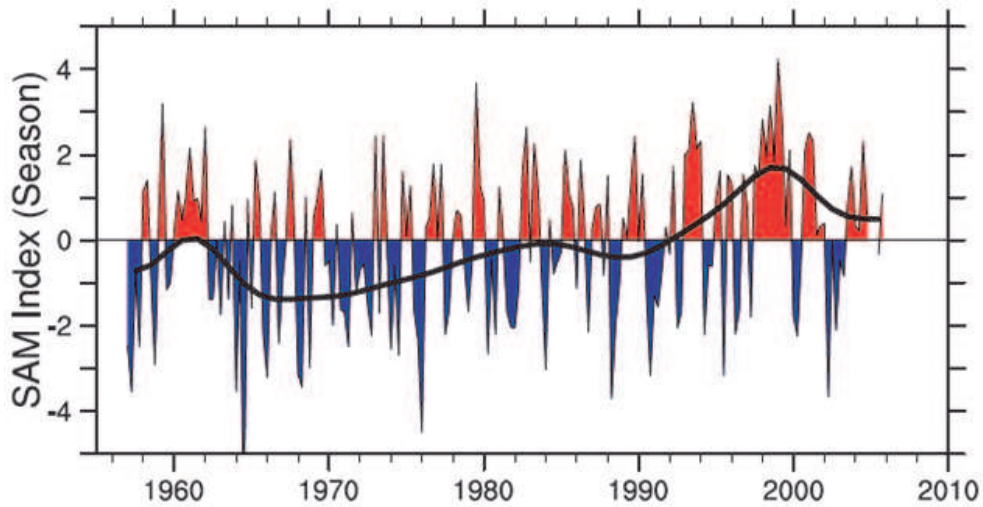


FIG. 5 – Série temporelle saisonnière de l'index du SAM (mise à jour de Marshall (2003)). Le SAM présente une structure annulaire centrée sur l'Antarctique avec des basses pressions au niveau du continent antarctique et des hautes pressions aux moyennes latitudes. Une phase positive du SAM correspond à une réduction de pression aux hautes latitudes et une augmentation aux moyennes latitudes. L'index du SAM peut donc être mesuré par différence de pression à la surface de la mer entre moyenne latitudes (45°S) et hautes latitudes (60°S). Un réseau de mesures de pression dans différentes bases australes est donc utilisé ici pour calculer un index du SAM.

thern Annular Mode (SAM³), mode de variabilité atmosphérique dominant de l'hémisphère sud. Observations et modèles s'accordent ainsi à dire que, depuis le milieu des années 70, le SAM montre une tendance significative vers des phases positives plus fréquentes (Figure 5, Marshall (2003); Sen Gupta et England (2006)). Cette tendance semble pouvoir être imputée à une combinaison non-linéaire entre forçages naturels et d'origine anthropique (Cai et al., 2003; Marshall et al., 2004; Lenton et al., 2009). Durant les phases positives du SAM, les vents zonaux sont renforcés au sud de 45°S , et diminués plus au nord (Hall et Visbeck, 2002; Sen Gupta et England, 2006), entraînant ainsi un décalage du maximum des vents zonaux vers le sud.

Le SAM imprime sa signature sur un grand nombre de champs physiques tels que la température de surface (Sen Gupta et England, 2006) ou la glace de mer (Lefebvre et al., 2004), et biogéochimiques tels que la chlorophylle (Lovenduski et Gruber, 2005) ou les échanges air-mer de CO_2 (Lovenduski et al., 2007). Plus particulièrement, le SAM serait susceptible d'affecter l'équilibre du puits de carbone total de l'océan Austral. En effet, en réponse à l'augmentation de l'intensité des vents liée à la tendance positive du SAM, les remontées de masses d'eau enrichies en DIC pourraient se renforcer aux hautes latitudes augmentant ainsi l'apport de DIC en surface, et induisant par conséquent un dégazage anormal de CO_2 naturel (Le Quéré et al., 2007; Lenton et Matear, 2007; Lovenduski et al., 2007). Simultanément, aux moyennes latitudes, la formation de masses d'eaux modales et intermédiaires se renforcerait impliquant une intensification de l'absorption de CO_2 anthropique par l'océan. Cependant, cette intensification est limitée par

³acronyme que nous utiliserons dans la suite de ce manuscrit.

le temps de séjour en surface des eaux relativement au temps de mise à l'équilibre du CO₂ entre océan et atmosphère (entre trois mois et un an selon la latitude, *Orr (2011)*). Ainsi, l'absorption additionnelle de CO₂ anthropique liée au SAM ne semblerait pas pouvoir compenser le dégazage anormal de CO₂ naturel vers l'atmosphère (*Lovenduski et al., 2007*), ce qui résulterait en une réduction de l'efficacité du puits océanique et donnerait lieu, si ce scénario se poursuit, à une rétroaction positive sur le climat. Ce scénario de « saturation du puits de carbone austral » a fait l'objet de nombreuses études contribuant à établir le paradigme actuel de la réponse de l'océan Austral à la tendance positive du SAM.

Ainsi, la place de l'océan Austral dans la régulation du système climatique, les incertitudes considérables qui demeurent sur la distribution et la quantification des sources et puits de carbone dans cet océan, et la réponse du puits de carbone austral aux changements climatiques actuels constituent les trois éléments majeurs qui motivent l'intérêt croissant concernant les échanges de carbone entre réservoirs océaniques et atmosphériques dans les régions australes.

Des flux de CO₂ contrôlés par la dynamique

Les transferts de carbone entre les réservoirs atmosphérique et océanique se font par le biais de flux de CO₂ à l'interface air-mer qui sont formulés ainsi :

$$F = k \cdot \alpha (pCO_2^{oc} - pCO_2^{atm}) \quad (1)$$

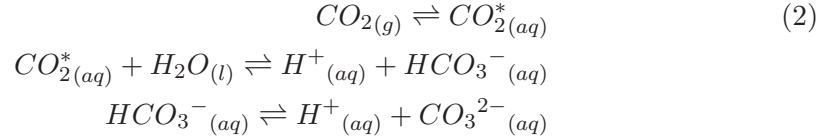
k est une vitesse de transfert gazeux dépendant principalement de la vitesse du vent. Le paramètre α désigne la solubilité du CO₂ dans l'eau de mer. Il dépend de la température de surface (SST) et de la salinité de surface (SSS). Quant à pCO_2^{oc} et pCO_2^{atm} , ce sont respectivement la pression partielle océanique et la pression partielle atmosphérique de CO₂. La pCO_2^{oc} dépend de la SST, de la SSS et des concentrations de surface de DIC et d'alcalinité (voir encart). Le signe de la différence air-mer de pCO_2 contraint le sens des échanges entre réservoirs océanique et atmosphérique, avec un dégazage de CO₂ de l'océan vers l'atmosphère quand $pCO_2^{oc} > pCO_2^{atm}$. L'intensité des échanges est pilotée par l'amplitude de la différence air-mer de pCO_2 , la vitesse du vent ainsi que les propriétés thermohalines des eaux de surface.

La pCO_2^{oc} est contrôlée par un ensemble de processus physiques et biologiques rassemblés sous le nom de « pompes » car agissant contre le gradient de DIC sur la colonne d'eau et contribuant ainsi à réduire la concentration de DIC en surface relativement à l'océan profond (Figure 6).

La pompe physique réfère d'une part aux processus thermodynamiques de solubilité du CO₂ dans l'eau de mer qui fait que plus une eau est froide et peu salée, plus le CO₂ peut s'y dissoudre, et d'autre part aux processus dynamiques de convection des masses d'eau qui transporte ce CO₂ dissous dans les masses d'eau vers l'océan profond. Dans l'océan Austral, la circulation des masses d'eau, et en particulier des SAMW et AAIW, confère à la pompe physique une grande efficacité.

Carbone inorganique dissous (DIC)

Le CO_2 est un gaz soluble dans l'eau. Sa dissolution entraîne la formation de protons (H^+), d'ions bicarbonates (HCO_3^-) et carbonates (CO_3^{2-}) selon les équations (*Dickson et Goyet, 1994*) :



La concentration de carbone organique dissous est définie comme suit :

$$[\text{DIC}] = [\text{CO}_{2(aq)}^*] + [\text{HCO}_3^-_{(aq)}] + [\text{CO}_3^{2-}_{(aq)}] \quad (3)$$

Alcalinité

L'alcalinité totale est définie comme le nombre de moles d'ions hydrogène équivalent à l'excès d'accepteurs de protons relatif aux donneurs de protons dans un échantillon d'eau d'un kilogramme (*Dickson, 1981*). Dans les eaux de surface, l'alcalinité totale peut être approchée à plus de 96% par l'alcalinité pratique (PA) (*Zeebe et Wolf-Gladrow, 2001*) :

$$PA = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] \quad (4)$$

L'alcalinité est donc une mesure de la capacité de l'eau de mer à neutraliser des protons (ou capacité tampon). Comme la dissolution du CO_2 dans l'eau de mer entraîne la production d'un proton et donc l'augmentation de l'acidité de l'eau, plus une eau a un niveau d'alcalinité élevé, plus elle peut neutraliser de protons et donc plus il est possible d'y dissoudre de CO_2 .

La pompe biologique réfère d'une part à la production de matière organique par l'activité photosynthétique du phytoplancton et le flux conséquent de carbone organique vers l'océan profond (pompe de carbone organique) et d'autre part aux processus de calcification et au transport conséquent de carbonate de calcium ($\text{CaCO}_{3(s)}$) vers l'océan profond (contre-pompe des carbonates). Dans la suite de ce manuscrit, seule la pompe de carbone organique sera discutée; le terme de pompe biologique y fera donc essentiellement référence. La pompe biologique induit un gradient vertical dans la concentration des DIC. Les eaux de surface sont en effet appauvries en DIC par l'activité biologique, alors que l'océan intérieur est enrichi en DIC par la reminéralisation réalisée par les bactéries. Dans l'océan Austral, les cycles biogéochimiques sont caractérisés par la présence de concentrations élevées en nutriments généralement associées à une faible intensité de l'activité biologique. L'explication de ce comportement paradoxal, observé dans les zones dites HNLC (High Nutrient-Low Chlorophyll), réside dans la limitation de la disponibilité du fer⁴ dans les eaux de surface de l'océan Austral (*de Baar et al., 1995*). La pompe de carbone organique voit donc son efficacité considérablement réduite par les faibles concentrations de fer.

Dans l'océan Austral, l'efficacité de la pompe physique domine largement celle de la pompe biologique, et les flux de CO_2 se trouvent donc être principalement pilotés par les

⁴micronutriment essentiel à la photosynthèse (*Boyd et Ellwood, 2010*).

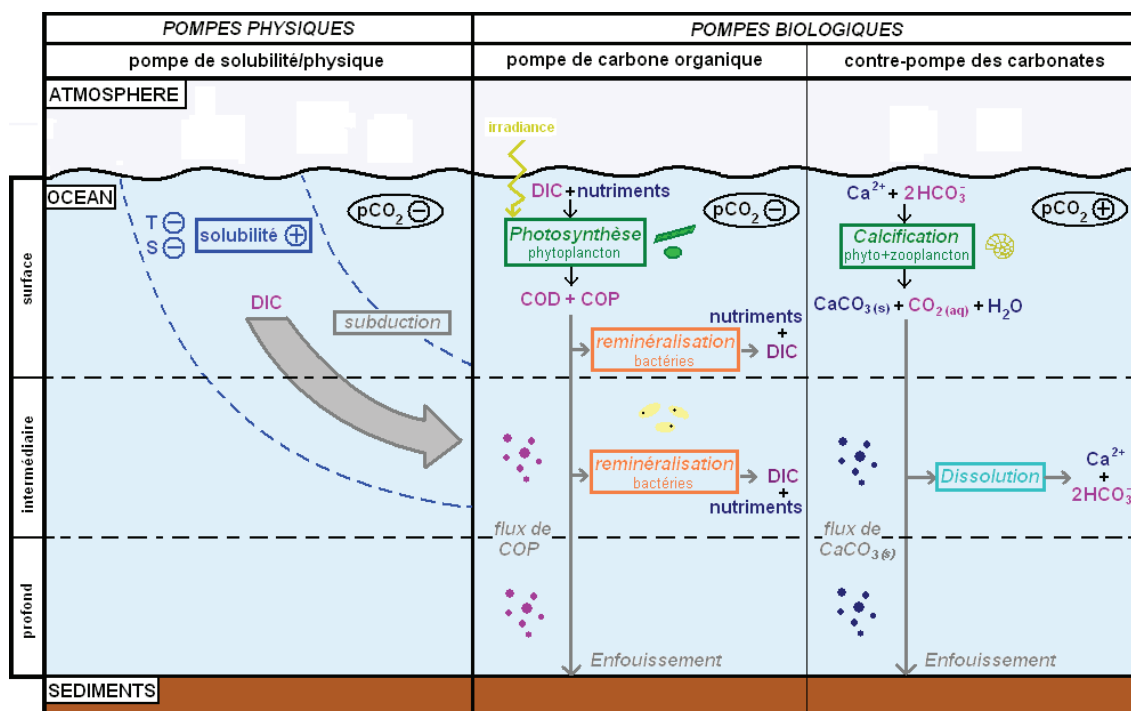


FIG. 6 – Schéma du fonctionnement des pompes physique et biologique. DIC : carbone organique dissous, T : température, S : salinité, COD : carbone organique dissous, COP : carbone organique particulaire. A noter que l'échelle verticale n'est pas respectée car la majorité des processus ayant trait au cycle du carbone se déroule en surface.

processus dynamiques.

Une dynamique océanique complexe

La circulation dynamique de l'océan Austral est, dans une très large mesure, contrôlée par l'atmosphère (*Sen Gupta et England, 2006*).

Les intenses vents zonaux qui soufflent aux latitudes australes transfèrent d'importantes quantités d'énergie à la surface de l'océan (*Roquet et Wunsch, submitted*). Ces vents établissent un transport d'Ekman vers le nord dans les couches de surface qui advecte des masses d'eau froides vers l'équateur. Le transport d'Ekman induit ainsi un raidissement des pentes isopycnales en surface qui sont responsables d'une part, de l'établissement d'un courant intense par géostrophie : le courant circumpolaire antarctique (ACC), qui circule d'ouest en est autour du continent Antarctique, et d'autre part, de la faible stratification de l'océan Austral, faisant ainsi de l'ACC un courant quasi-barotrope. La circulation moyenne de l'ACC est essentiellement contrainte par la topographie du fond marin mais peut toutefois être sujette à une variabilité spatiale importante induite par les vents, dans des régions où la topographie est peu accidentée (*Sallée et al., 2008*). Cette circulation est composée de plusieurs puissants jets océaniques que l'on appelle « fronts » (*Orsi et al., 1995*) et dont les principaux sont le front subantarctique (SAF) et le front polaire (PF). Ces fronts sont définis par des caractéristiques hydrologiques de sub-surface et correspondent à des frontières entre des masses d'eau de caractéristiques différentes (*Orsi et al., 1995*).

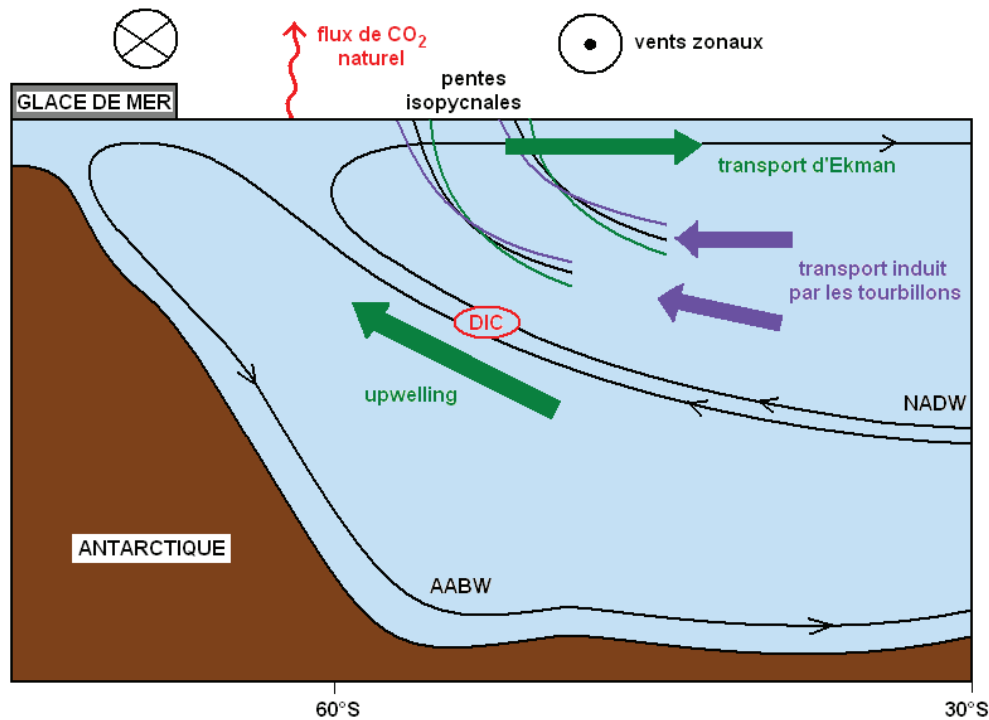


FIG. 7 – Schéma de la circulation méridienne moyenne dans l'océan Austral divisée en deux cellules de recirculation : une cellule de surface et sub-surface et une cellule profonde (voir Figure 3 pour plus de détails). La circulation totale est le résultat de la compétition entre (i) la circulation induite par les puissants vents zonaux qui correspond à un transport d'Ekman vers le nord tendant à raidir les pentes des isopycnes et induisant la remontée (upwelling) de masses d'eau au niveau de la Divergence Antarctique (environ 60°S) et (ii) la circulation induite par les tourbillons de méso-échelle tendant à aplanner la pente des isopycnes. Seul le transport tourbillonnaire vers le sud est représenté sur ce schéma. L'intensité de l'upwelling résultant de cette compétition entre les deux circulations contrôle la remontée de DIC vers la surface et par conséquent l'intensité du dégazage de CO₂ naturel au niveau de la Divergence Antarctique. Notons que ce schéma classique de la circulation méridienne fait abstraction des processus à l'œuvre dans l'apport de DIC dans la couche de mélange et qui sont susceptibles d'être différents des processus advectifs représentés ici.

L'énergie potentielle introduite via le raidissement de la pente des isopycnes est relaxée sous forme d'énergie cinétique par l'activité tourbillonnaire. Les tourbillons sont des structures cycloniques ou anti-cycloniques cohérentes à fort contenu énergétique. Les tourbillons de méso-échelle couvrent une gamme temporelle de quelques semaines à plusieurs mois et une gamme spatiale de 10 à 100 km. De nombreuses études suggèrent que les tourbillons de méso-échelle affectent notablement l'activité biologique. Les tourbillons induiraient notamment des vitesses verticales qui permettraient de pomper les nutriments vers la surface et de soutenir ainsi l'activité biologique (McGillicuddy *et al.*, 2007; Lévy *et al.*, 2010).

En dissipant l'énergie potentielle introduite par le transport d'Ekman en surface, les tourbillons contribuent à aplanner les pentes des isopycnes (Gent et McWilliams, 1990). Aussi, la circulation tourbillonnaire permet-elle de compenser la circulation directement

induite par les vents qui est celle associée au transport d'Ekman. Cet équilibre résulte en une circulation dite « résiduelle » (*Andrews et McIntyre, 1978*) qui forme une limite théorique⁵ à la circulation méridienne d'overtuning (MOC) en coordonnées isopycnales (*McIntosh et McDougall, 1996*).

La circulation moyenne induite par les vents correspond au principal mécanisme pilotant la remontée des eaux riches en DIC vers la surface (Figure 7). Par conséquent, le résultat de la compétition entre circulation moyenne induite par les vents et circulation tourbillonnaire est un des facteurs qui règlent l'intensité du dégazage de CO₂ naturel au sud de l'ACC.

En surface, la circulation résiduelle est partiellement équilibrée par les flux de flottabilité (flux de surface et mélange diapycnal interne, *Marshall et Radko (2003)*), même si cette compensation est difficile à quantifier dans un cadre non théorique (*Treguier et al., 2007*). Les flux de flottabilité à la surface sont en particulier dus aux importants flux de chaleur et de sel qui sont échangés entre l'atmosphère et le système océan-glace de mer (*Sloyan et Rintoul, 2001*). Ces flux pilotent notamment le cycle saisonnier de couche de mélange. La faible stratification de l'océan Austral induit des profondeurs de couches de mélange figurant parmi celles les plus importantes au monde. En hiver, les couches de mélange très profondes vont pomper les nutriments et DIC dans les eaux de sub-surface qui en sont riches. En été, ces éléments sont ramenés en surface lors de la restratification de la couche de mélange et rendus disponibles dans les couches éclairées (couche euphotique) pour soutenir l'activité biologique. La dynamique saisonnière de la couche de mélange est donc un mécanisme primordial dans la variabilité des flux de CO₂ (*Metzl et al., 2006*).

Problématique

Débats actuels

Dans une étude récente, *Böning et al. (2008)* montrent, à partir d'observations historiques, qu'au cours des dernières décennies les pentes des isopycnes n'auraient pas changé en réponse à l'augmentation des vents zonaux, impliquant ainsi qu'aucune intensification de la MOC et donc de la remontée des eaux riches en DIC vers la surface n'aurait eu lieu en réponse aux changements de vents. L'explication de ce constat serait à chercher dans le pan de littérature récente qui s'est développée autour du rôle des tourbillons dans la réponse de la MOC au changement des vents. En effet, l'augmentation du transport d'Ekman induite par une intensification des vents associée aux phases positives du SAM tend à raidir la pente des isopycnes. Ce raidissement est toutefois compensé par l'activité tourbillonnaire qui tend, quant à elle, à aplanner la pente des isopycnes, résultant ainsi en une MOC dont l'intensité reste inchangée. Ce scénario d'« *eddy-compensation* » soutient également l'hypothèse d'un océan qui serait dans un état dit « *eddy-saturated* », dans lequel un renforcement des vents entraînerait une intensification du champ tourbillonnaire sans accélération du transport de l'ACC (*Straub, 1993; Hallberg et Gnanadesikan, 2001; Hogg et al., 2008*). Ce scénario est notamment appuyé par de nombreuses études réalisées à partir de modèles à haute résolution⁶ (*Hallberg et Gnanadesikan, 2006; Spence et al., 2010;*

⁵La circulation résiduelle est établie sous des hypothèses de circulation parfaitement zonale et stationnaire notamment, qui ne peuvent s'appliquer exactement à l'ACC.

⁶Nous distinguons ici les modèles haute résolution qui sont capables de résoudre explicitement, même si partiellement, les tourbillons de méso-échelle, et les modèles basse résolution qui ne le sont pas et utilisent

Farneti et al., 2010; *Jones et al.*, 2011). Toutefois, les liens entre réponses des isopycnes, du transport de l'ACC et de la MOC à des changements de vent, ainsi que l'échelle de temps de ces réponses restent encore discutés (*Jones et al.*, 2011; *Meredith et al.*, 2011). Ce scénario implique notamment, qu'en dépit de la tendance du SAM, aucune intensification du dégazage de CO₂ naturel n'aurait lieu. Il remet ainsi en question le paradigme de « saturation du puits de carbone austral » établi par *Le Quéré et al.* (2007) et, par-là même, la capacité des modèles basse résolution - dont ce paradigme est issu - à reproduire l'évolution du puits de carbone.

En outre, une étude récente, également menée à partir d'observations, a montré que la réponse des couches de mélange à la tendance actuelle du SAM présente une structure très différente selon les régions (*Sallée et al.*, 2010). En effet, si les anomalies de vents induites par le SAM ont, au premier ordre, une structure très annulaire suggérant une réponse du système océan-glace de mer de distribution semblable aux anomalies de vent, au second ordre, les anomalies méridiennes de vent impliquent de fortes disparités régionales dans la réponse du système océan-glace de mer comme l'ont montré certaines études (*Lefebvre et al.*, 2004; *Sallée et al.*, 2008). La dynamique des couches de mélange est, comme nous l'avons vu plus haut, un processus crucial pour les flux air-mer de CO₂ et susceptible d'être profondément affecté par les changements de vents associés à la tendance du SAM (approfondissement des couches de mélange notamment). Aussi, la réponse des processus dynamiques et biogéochimiques au SAM ne doivent pas seulement être étudiés en moyenne zonale ou intégrés à l'échelle du bassin austral, mais faire l'objet d'une description spatiale fine.

Ces conclusions plaident toutes deux en faveur de l'utilisation de modèles à plus haute résolution; ce, afin de pouvoir d'une part prendre explicitement en compte l'effet des tourbillons, et d'autre part bénéficier d'une meilleure description spatiale des processus dynamiques et biogéochimiques.

Toutefois, le coût des ressources calcul d'une simulation numérique haute résolution qui couple dynamique et biogéochimie à l'échelle globale est encore largement prohibitif. Ceci notamment car les cycles biogéochimiques requièrent un temps d'ajustement (ou *spin-up*) très long⁷. La stratégie de modélisation principalement utilisée - que nous appellerons stratégie de « spin-up long » - repose donc sur des simulations couplées globales à basse résolution bénéficiant d'un temps d'ajustement très long. Cette stratégie est notamment celle adoptée par les simulations climatiques effectuées dans le cadre des expériences de l'IPCC.

Une nouvelle stratégie semble cependant émerger depuis quelques années. Elle consiste à effectuer des simulations initialisées à partir de champs observés et dans lesquelles le temps d'ajustement du modèle reste assez court (quelques années à quelques décennies), permettant ainsi de conserver des solutions proches des observations (*Le Quéré et al.*, 2007; *Ito et al.*, 2010; *Woloszyn et al.*, 2011). Cette stratégie - que nous appellerons stratégie de « spin-up court » - permet en particulier de réduire les coûts de calcul inhérents à une simulation longue et effectuée à l'aide de systèmes de modélisation complexes, et donc d'accéder à des résolutions plus fines. L'utilisation d'une configuration régionale permet de réduire

donc des paramétrisations de la diffusion tourbillonnaire (e.g. *Gent et McWilliams*, 1990) pour prendre en compte l'effet des tourbillons.

⁷La pénétration du carbone dans les profondeurs par la circulation thermohaline requiert des centaines voire des milliers d'années.

de surcroît ces coûts de calcul. Il s'agit au final de trouver un compromis entre résolution et temps d'ajustement du modèle afin de conserver des coûts de calcul raisonnables. Si ce type de simulations proscrit les études d'échelle climatique, il permet toutefois d'étudier la réponse du système dynamique et biogéochimique à des perturbations d'échelle plus courte. En outre, dans ces simulations, l'apport d'une plus haute résolution fournit une meilleure description des processus dynamiques (ex : fronts, couches de mélange) en raison d'une bathymétrie plus finement résolue, ainsi qu'une meilleure résolution des structures tourbillonnaires.

En revanche, le débat reste ouvert quant à la capacité qu'ont chacune des stratégies à résoudre les problématiques actuelles autour du puits de carbone océanique. Si la stratégie de « spin-up long » permet une mise à l'équilibre du système à laquelle ne peut accéder la stratégie de « spin-up court », la dérive du modèle qui s'opère au cours du temps d'ajustement des simulations longues éloignent les solutions des observations. Se pose également la question de la résolution de la fine échelle, soulevée par la littérature récente comme un point incontournable dans la compréhension des mécanismes pilotant le puits de carbone austral, et à laquelle seule la stratégie de « spin-up court » peut pour l'instant tenter de répondre. Aussi, il reste à déterminer quelle approche de modélisation paraît être la plus adaptée pour répondre aux questions scientifiques actuelles sur l'évolution du puits de carbone dans l'océan Austral, ou au moins, à établir clairement les forces et les faiblesses de chacune des approches.

Objectifs et démarche

Mes travaux de thèse s'inscrivent dans l'ensemble des problématiques scientifiques présentées ci-dessus et poursuivent l'objectif suivant qui est de *décrire et comprendre la variabilité spatiale (aux échelles du bassin océanique) et temporelle (aux échelles interannuelles) récente des flux de CO₂ dans l'océan Austral*.

Pour cela, différentes questions sont abordées au travers de ces travaux. Pour ce qui est de décrire la variabilité spatiale des flux de CO₂, nous tenterons de répondre aux questions suivantes :

- A1.** *Quelle est la distribution spatiale des flux de CO₂ dans l'océan Austral ?*
- A2.** *Quelles sont les zones privilégiées d'absorption et de pénétration du CO₂ anthropique ?*
- A3.** *Quelle est la réponse des flux de CO₂ naturel au SAM ?*
- A4.** *Et quel rôle jouent les très hautes latitudes dans ce tableau ?*

Pour ce qui est de comprendre les processus responsables de cette variabilité, nous soulèverons les questions suivantes :

- B1.** *Quels processus pilotent les flux de CO₂ naturel ainsi que la remontée des DIC en sub-surface et en surface ?*
- B2.** *Quel est le rôle des processus dynamiques de fine échelle dans la réponse de l'océan au SAM ?*
- B3.** *Quelle est l'influence de la distribution spatiale des anomalies de vent liées au SAM sur la dynamique de l'océan ?*

La suite de ce manuscrit est organisée en sept chapitres regroupés en une deuxième

partie exposant la méthodologie et une troisième partie présentant les résultats des études menées pour répondre aux questions énoncées plus haut.

Le chapitre 1 présente les modèles utilisés ainsi que les configurations régionales développées dans les simulations réalisées au cours de mes travaux de thèse. Le chapitre 2 expose les principaux outils techniques et méthodologiques mis en place pour réaliser nos études. Le chapitre 3 détaille l'évaluation des simulations qui sont utilisées par la suite comme référence dans les jeux de simulations.

Le chapitre 4 a trait à la modélisation de la variabilité récente des flux de CO₂ dans l'océan Austral et montre que la stratégie de modélisation adoptée est satisfaisante pour répondre aux objectifs fixés par ces travaux. Le chapitre 5 s'attache à élucider le rôle des processus dynamiques de fine échelle et de la distribution spatiale des anomalies de vent dans la réponse de la dynamique de l'océan au SAM. Le chapitre 6 aborde la compréhension des processus qui pilotent la réponse des flux de CO₂ naturel au SAM. Enfin, le chapitre 7 explore les zones privilégiées d'absorption et de pénétration du CO₂ anthropique dans l'océan Austral.

Une dernière partie sera consacrée à la synthèse des résultats et aux perspectives générales de ces travaux de thèse. Un ensemble d'annexes regroupe des points méthodologiques qu'il m'a semblé nécessaire de consigner dans la perspective de futures études.

Deuxième partie

Modéliser l'océan Austral

Chapitre 1

Modèles et configurations

Sommaire

1.1	Introduction	20
1.2	Le système de modélisation NEMO	20
1.2.1	Le modèle de circulation océanique OPA	21
1.2.2	Le modèle de glace de mer LIM	26
1.2.3	Les forçages atmosphériques	29
1.2.4	Le modèle de biogéochimie marine PISCES	32
1.3	Les configurations DRAKKAR australes	40
1.3.1	Domaine	41
1.3.2	Résolutions et paramétrisations	41
1.3.3	Frontières ouvertes	42
1.3.4	Caractéristiques numériques et techniques des simulations	46
1.4	Conclusion	47

1.1 Introduction

Ce chapitre est dédié à la description du système de modélisation utilisé dans les simulations régionales de l’océan Austral effectuées dans le cadre de cette thèse. Je présenterai tout d’abord l’ensemble des modèles et forçages employés à cette fin, puis la hiérarchie de configurations régionales de l’océan Austral.

1.2 Le système de modélisation NEMO

NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean, *Madec* (2008)) est un système de modélisation de l’océan qui regroupe trois composantes :

- **la composante de circulation océanique** qui est portée par le modèle OPA (Ocean PARallélisé, *Madec et al.* (1998)), à laquelle il est possible de coupler deux autres composantes :
- **la composante de glace de mer** qui est portée par le modèle LIM (Louvain-la-Neuve sea ice model, *Fichefet et Maqueda* (1997))
- **la composante de traceurs passifs océaniques** TOP qui inclut notamment le modèle de biogéochimie marine PISCES (Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies, *Aumont et Bopp* (2006))

Le développement du système NEMO est organisé par un consortium européen entre le CNRS, Mercator Océan, UKMO¹ et le NERC². NEMO est utilisé par une large communauté scientifique principalement au plan européen mais également au plan international avec 240 projets recensés pour l’année 2008³ dans 27 pays, dont 14 pays situés Europe. Ces projets ont pour principaux objectifs :

- la recherche en océanographie qui regroupe la plupart des études faites avec NEMO.
- l’océanographie opérationnelle (Mercator Océan, le département des pêches du Canada, le Hadley Center et le service national britannique de météorologie).
- La prévision saisonnière (ECMWF⁴, Météo France, Maroc, Tunisie, EC-EARTH⁵), et la projection climatique, dans le cadre des expériences de l’IPCC (IPSL⁶ et Météo France)

Les sections suivantes ont pour but de présenter les composantes du système NEMO que j’ai utilisées pour réaliser les simulations. Cette description, loin d’être exhaustive, a pour principal objectif d’introduire la stratégie de modélisation choisie pour cette thèse et d’appréhender son cadre méthodologique ainsi que ses limites. Cette stratégie s’inscrit dans l’environnement du projet DRAKKAR que nous présenterons plus loin (voir section 1.3) et bénéficie donc, pour les choix techniques concernant OPA et LIM, de l’expérience acquise au sein de ce consortium.

¹United Kingdom Meteorological Office, service national britannique de météorologie.

²National Environment Research Council, agence nationale britannique de recherche scientifique.

³site web NEMO : <http://www.nemo-ocean.eu/>

⁴ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), centre européen de prévision météorologique.

⁵Consortium pour le développement d’un modèle européen du système terre basé sur les systèmes de modélisation d’ECMWF.

⁶Institut Pierre-Simon Laplace.

1.2.1 Le modèle de circulation océanique OPA

OPA est un modèle aux équations primitives de la circulation générale de l'océan (Madedec et al., 1998). Il permet une description temporelle tridimensionnelle de la circulation océanique. Les variables prognostiques⁷ du modèle sont la température potentielle (θ), la salinité (S) ainsi que le champ de vitesse horizontale ($u; v$).

Equations de la dynamique et hypothèses simplificatrices

L'évolution des variables prognostiques est décrite par les équations de la dynamique des fluides géophysiques en milieu tournant :

- *Les équations de Navier-Stokes*

Elles traduisent la conservation de la quantité de mouvement :

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} = -\frac{\vec{\nabla}P}{\rho} + \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{U} + \vec{D}^U \quad (1.1)$$

où l'opérateur $\frac{D}{Dt}$ désigne la dérivée particulière, $\vec{\nabla}$ est l'opérateur généralisé de dérivation vectorielle, t est le temps, \vec{U} est le vecteur vitesse, P est la pression, ρ est la densité, \vec{g} est l'accélération de la pesanteur et $\vec{\Omega}$ est le vecteur vitesse de rotation de la Terre. \vec{D}^U est le terme de paramétrisation sous-maille associé aux processus non résolus.

- *L'équation de continuité*

Elle traduit la conservation de la masse :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{U}) = 0 \quad (1.2)$$

- *Les équations d'évolution de la température potentielle et de la salinité*

Elles traduisent respectivement la conservation de la chaleur et du sel dans l'océan :

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\theta \vec{U}) + D^\theta \\ \frac{\partial S}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (S \vec{U}) + D^S \end{cases} \quad (1.3)$$

où D^θ et D^S sont les termes de paramétrisation sous-maille pour la température potentielle et la salinité, exprimés comme une diffusion.

- *L'équation d'état de l'eau de mer*

Elle lie densité, température potentielle, salinité et pression :

$$\rho = \rho(\theta, S, P) \quad (1.4)$$

La densité de l'océan est une fonction empirique et non linéaire de la température potentielle, de la salinité et de la pression *in situ* de l'océan. L'équation d'état utilisée dans le modèle est celle de *Jackett et McDougall* (1995).

⁷Les variables *prognostiques* sont les variables directement résolues par les équations du modèle, par opposition aux variables *diagnostiques* qui sont elles calculées à partir des variables prognostiques.

Compte-tenu des échelles caractéristiques de l'océan, une série d'hypothèses simplificatrices peut être effectuée :

- *L'approximation de Boussinesq et incompressibilité de l'eau de mer*
Les variations de densité de l'eau de mer par rapport à la densité moyenne étant faibles, on néglige ces variations, excepté dans les termes de flottabilité. Il résulte de l'application de cette approximation à l'équation de conservation de la masse (équation (1.2)) que la vitesse de l'océan est non-divergente.
- *L'approximation sphérique*
Les surfaces géopotentielles sont supposées être des sphères. Ceci implique que \vec{g} est parallèle au rayon terrestre et correspond donc à la verticale locale.
- *L'approximation couche mince*
La profondeur de l'océan est faible devant le rayon terrestre ; elle est donc négligée dans la coordonnée radiale du système de coordonnées sphériques. Ceci implique que les effets de courbure ne sont pas pris en compte.
- *L'approximation hydrostatique*
Sur la verticale, les échelles caractéristiques de l'océan conduisent à négliger les termes d'advection, de Coriolis et d'accélération dans la composante verticale de l'équation de quantité de mouvement (équation (1.1)). Il en résulte un équilibre entre gradient vertical de pression et termes de flottabilité. Le vitesse verticale w n'est donc pas une variable prognostique du modèle et est calculée à partir de l'expression de la non-divergence du champ de vitesse. Par ailleurs, dans le cadre de cette approximation, les écoulements gravitaires ainsi que les processus convectifs ne sont plus représentés et doivent donc être paramétrés.
- *L'hypothèse de fermeture turbulente*
Les processus de petite échelle (c'est-à-dire les processus de taille égale ou inférieure à l'ordre de grandeur de la maille utilisée dans le modèle) ne peuvent être résolus dans le modèle. Ces processus sont donc exprimés en fonction des gradients grande échelle des variables du modèle selon une forme analogue à la diffusion moléculaire.

Ces hypothèses permettent d'obtenir le système d'équations, dites « équations primitives », utilisé par tous les modèles globaux de la circulation océanique et dans lesquels ce système est résolu numériquement (*Madec et al. (1998), p.13*).

Discrétisation spatio-temporelle

Avant d'être résolues numériquement, les équations primitives sont discrétisées de la manière suivante :

Discrétisation temporelle

A l'initialisation, l'évolution des variables prognostiques du modèle est calculée selon un schéma avant d'Euler (*Madec et al., 1998*). Pour les autres pas de temps, ou lorsqu'une

simulation est redémarrée (« *restart* »), cette évolution est calculée selon un schéma centré « *leap-frog* » auquel est ajouté un filtre d'Asselin permettant de réduire le mode numérique associé à la formation d'extrema locaux (Asselin, 1972). Toutefois, ce schéma est instable pour les processus diffusifs ainsi que pour les processus de rappel. Des schémas décentrés sont alors utilisés pour discrétiser ces processus.

Discrétisation spatiale

Sur la verticale, les variables sont définies le long de la coordonnée z sur des niveaux constants. La taille de ces niveaux est décroissante du fond vers la surface, permettant ainsi une meilleure description en surface des processus et des masses d'eau dont les caractéristiques sont moins homogènes qu'au fond. Dans le modèle, le dernier niveau vertical correspondant au fond de l'océan n'a pas une taille constante mais est raffiné en fonction de la bathymétrie. Cette discrétisation verticale, dite « *partial step* », permet de mieux représenter la bathymétrie et donc notamment la position des fronts (Barnier *et al.*, 2006).

La distribution des variables se fait sur une grille C d'Arakawa tri-dimensionnelle (Arakawa, 1966). Sur ce type de grille :

- les grandeurs scalaires (θ , S , etc) sont définies au point T qui correspond au centre de la maille ;
- les grandeurs vectorielles (\vec{U} , etc) sont définies aux points U, V et W, respectivement, qui correspondent aux faces de la maille ;
- les rotationnels des grandeurs vectorielles sont définis au point f qui correspond à l'arête de la maille.

La discrétisation spatiale s'effectue selon une méthode de différences finies centrées du second ordre. Plus particulièrement, l'advection des traceurs se fait selon un schéma vérifiant la propriété TVD (Total Variance Diminishing, LeVeque (2002)) qui utilise la combinaison d'un schéma amont et d'un schéma centré d'ordre deux.

Paramétrisations

Certains processus ont une échelle spatiale et/ou temporelle inférieure, respectivement, à la taille de la maille ou au pas de temps utilisés dans le modèle. De tels processus ne peuvent être explicitement résolus par les équations primitives en raison de la discrétisation spatio-temporelle utilisée. En outre, certains processus sont mal - ou simplement non - résolus en raison des hypothèses émises pour simplifier les équations primitives. Dans ces deux conditions, une paramétrisation s'avère nécessaire pour représenter ces processus :

Paramétrisation latérale

Pour la quantité de mouvement, la dissipation latérale (viscosité) s'effectue selon un opérateur bilaplacien appliqué le long des surfaces géopotentielles avec un coefficient dépendant du cube de la taille locale de la maille. Pour les traceurs, la diffusion latérale s'effectue selon un opérateur laplacien appliqué le long des surfaces isopycnales avec un coefficient dépendant de la taille locale de la maille. Une paramétrisation de type *Gent et McWilliams* (1990) peut également être ajoutée et sera discutée dans le chapitre suivant (section 2.4.1).

Paramétrisation verticale

Pour la quantité de mouvement comme pour les traceurs, le mélange vertical est pa-

ramétré sous forme diffusive par analogie avec la diffusion moléculaire. Les flux dépendent donc linéairement des gradients verticaux locaux des variables à grande échelle :

$$\vec{D}^{vX} = \frac{\partial}{\partial z} (A^{vX} \frac{\partial X}{\partial z}) \text{ avec } X = \vec{U}, \theta, S \quad (1.5)$$

Les coefficients turbulents verticaux de dissipation et de diffusion A^{vX} utilisés dans cette formulation sont calculés selon le modèle de fermeture turbulente TKE (Turbulent Kinetic Energy, *Blanke et Delecluse* (1993)).

Paramétrisation BBL

Une conséquence majeure de l'approximation hydrostatique effectuée dans le modèle est la mauvaise représentation des écoulements gravitaires ou d'eau dense (*overflows*) le long des talus, notamment par surestimation du mélange vertical. Ce problème de représentation des eaux denses est un problème courant des modèles en coordonnées géopotentielle (*Winton et al.*, 1998; *Lee et al.*, 2002). Il peut notamment induire une dérive du transport de l'ACC dans les simulations en raison d'une diminution du gradient méridien de densité (*Treguier et al.*, 2010). La paramétrisation BBL (Bottom Boundary Layer), initiée par *Beckmann et Döscher* (1997) et adaptée à la grille C et aux « *partial steps* » par *Hervieux* (2007), améliore la représentation de ces écoulements en permettant l'advection et la diffusion des traceurs et de la quantité de mouvement dans la couche de fond. Cette paramétrisation n'est toutefois pas suffisante pour conduire le modèle à une représentation satisfaisante des écoulements gravitaires. Nous reviendrons plus en détail sur ce problème dans le chapitre suivant (section 2.3) où nous proposerons une méthode pour le pallier.

Conditions aux limites

L'océan est délimité par l'atmosphère et la glace de mer en surface, et par la bathymétrie et les côtes au fond. L'existence de ces frontières implique des échanges entre les systèmes océanique, cryosphérique, atmosphérique et terrestre. Certains de ces échanges peuvent être considérés comme mineurs aux échelles de temps regardées, et sont donc négligés dans le modèle. D'autres apparaissent comme essentiels à la bonne représentation des processus aux échelles qui nous intéressent. Ils sont alors directement résolus ou paramétrés dans les systèmes « couplés » (c'est le cas ici de l'océan et la glace de mer) ou prescrits dans les systèmes « forcés » (c'est le cas ici de l'océan qui est forcé par l'atmosphère).

L'interface océan-terre

– Les continents

Le flux principal entre surfaces continentales et océan est l'apport d'eau douce par les rivières. Cet apport (« *runoff* ») est pris en compte dans le modèle à l'embouchure des principales rivières. Bien que ne représentant pas à proprement parler un flux atmosphérique, cet apport entre dans l'expression du flux air-mer d'eau douce car il est uniquement appliqué en surface. Il sera donc plus amplement décrit dans la section 1.2.3.

– Le fond de l'océan

Les flux de chaleur (ex : géothermie) et de sel au fond de l'océan sont généralement

très faibles. Dans le modèle, il n'y a donc aucun flux chaleur ni de sel au travers des frontières solides. De même, les vitesses normales aux frontières solides (fond et côtes) sont considérées comme nulles. Par contre, les échanges de quantité de mouvement à l'interface océan-terre sont pris en compte via les processus de friction. Ceux-ci sont paramétrés (i) dans la couche limite de fond, via le flux diffusif vertical lié aux vitesses horizontales par une relation non linéaire et (ii) le long des côtes, par une condition de glissement libre.

L'interface océan-atmosphère

A l'interface océan-atmosphère, des flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'eau douce ont lieu. Ces flux forment les conditions aux limites en surface dans les équations de conservation de la quantité de mouvement, de la chaleur et du sel (équations (1.3) et (1.5)) :

$$\left\{ \begin{array}{l} A^{vU} \frac{\partial \vec{U}}{\partial z} \Big|_{z=0} = \frac{\vec{\tau}_{ao}}{\rho_s} \\ A^{v\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z=0} = \frac{Q_{net}}{\rho_s C_{pw}} \\ A^{vS} \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=0} = -\frac{F_w S_0}{\rho_s} \end{array} \right. \quad (1.6)$$

où ρ_s est la densité moyenne de l'eau de mer, C_{pw} la capacité calorifique de l'eau de mer et S_0 la salinité de surface. Quant à $\vec{\tau}_{ao}$, Q_{net} et F_w , ce sont respectivement, la tension de vent à la surface de l'océan, le flux net de chaleur à l'interface air-mer et le flux net d'eau douce à l'interface air-mer et à l'embouchure des rivières qui seront décrits plus loin dans la section 1.2.3.

A partir du bilan évaporation moins précipitations intervenant dans le calcul du flux net d'eau douce, et de l'équation de continuité, la hauteur de mer peut être calculée. Le modèle d'océan utilise une condition limite dite de « surface libre ».

L'interface océan-glace de mer

A l'interface océan-glace de mer, chaleur, eau douce et quantité de mouvement sont échangées entre les deux milieux. La température océanique y est contrainte et égale à la température de congélation de l'eau de mer (environ -1.8°C). Dans le système de modélisation utilisé dans cette thèse, l'océan est « couplé » à la glace de mer. Les autres échanges à l'interface océan-glace de mer sont donc résolus ou paramétrés dans le cadre du couplage des deux systèmes. Ces échanges sont en partie abordés dans la description du modèle de glace de mer (voir section 1.2.2).

Enfin, dans le cadre de mes travaux de thèse, une configuration régionale du modèle est utilisée. Ceci implique la présence de « frontières ouvertes » dans l'océan pour lesquelles il faut spécifier des conditions aux limites. La description de la stratégie utilisée aux frontières ouvertes du modèle est décrite dans la section 1.3.3.

1.2.2 Le modèle de glace de mer LIM

LIM est un modèle dynamique et thermodynamique de la glace de mer (*Fichefet et Maqueda, 1997*). Il permet une description temporelle et bidimensionnelle des propriétés de la glace de mer en tenant compte de la présence de neige sur la glace de mer, du stockage de chaleur sensible et latente dans le système glace-neige, de l'influence des distributions d'épaisseur de glace de mer et de neige sur la thermodynamique de la glace de mer, de la transformation de neige en glace, de l'existence de chenaux et polynies au sein de la couverture de glace, et enfin de la dérive de la banquise. Les variables prognostiques du modèle sont la température et les épaisseurs de glace de mer et de neige, ainsi que la fraction et la vitesse horizontale (\vec{U}_i) de la glace de mer.

Hypothèses

Dans le modèle, la glace de mer est considérée comme un matériau visco-plastique, c'est-à-dire qu'elle se comporte comme un fluide visqueux lorsqu'elle est soumise à de faibles contraintes et comme un matériau plastique lorsqu'elle est soumise à de fortes contraintes.

Au niveau d'une maille du modèle, la distribution spatiale de la glace de mer et de la neige se fait par l'évaluation de la proportion de zone englacée et de zone libre de glace dans la maille, ainsi que de l'épaisseur de glace de mer et de neige présente dans la partie englacée. Au sein de la partie englacée de chaque maille, la glace de mer est supposée être homogène horizontalement. Par ailleurs, un modèle à trois couches est utilisé pour décrire le système glace de mer-neige dans lequel la glace est considérée comme un système à deux couches sur lesquelles une troisième couche formée de neige peut se déposer si les conditions le permettent (température de surface de la glace inférieure au point de fusion de la neige).

Equations

Thermodynamique

L'évolution de l'épaisseur et de la fraction de glace de mer est largement déterminée par les flux à l'interface glace-atmosphère et glace-océan. Dans les zones englacées, la glace de mer s'étend verticalement (évolution de l'épaisseur) alors que dans les zones d'eau libre de glace, elle s'étend horizontalement (évolution de l'étendue).

– *Extension verticale*

En surface, la glace de mer peut s'épaissir via les précipitations de neige si toutefois la température de surface de la glace est inférieure au point de fusion de la neige. Le modèle prend également en compte la charge de neige qui, au-delà d'un certain seuil, provoque l'infiltration de la neige par l'eau de mer et en conséquence sa transformation en glace, engendrant ainsi une diminution de l'épaisseur totale. Sous la glace, l'épaississement/amincissement du système peut se faire par accrétion/fonte de la glace. L'équation de diffusion de la chaleur répartit l'énergie provenant des flux radiatifs et turbulents à l'interface glace-atmosphère au travers du modèle de glace à trois couches. Tout déséquilibre entre ce flux de chaleur conductif F_{cb} au travers de la glace et le flux de chaleur F_{wi} entre l'océan et la glace est compensé par l'accrétion

ou la fonte de glace selon l'équation suivante :

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = \frac{(F_{cb} - F_{wi})}{L_i} \quad (1.7)$$

où h_i est l'épaisseur de la glace de mer et L_i la chaleur latente de la glace de mer. F_{wi} est calculé en imposant un équilibre thermodynamique entre la glace de mer et l'eau de mer sous-jacente. Ceci implique que la température de la glace de mer et de l'eau de mer sous-jacente à la glace sont supposées être toutes deux égales à la température de congélation de l'eau de mer T_{fw} qui est une fonction de la salinité.

– *Extension horizontale*

Dans une maille du modèle, la proportion de zone englacée est décrite par la fraction de glace f_{ice} . Les variations de f_{ice} dépendent du bilan de chaleur de la zone libre de glace B_l . Si B_l est négatif, de la glace de mer est formée sur les bords de la banquise déjà existante, à une température T_{fw} et une épaisseur prescrite h_0 :

$$\frac{\partial f_{ice}}{\partial t} = \Phi(f_{ice}) \frac{(1 - f_{ice})B_l}{L_i h_0} \quad (1.8)$$

où $\Phi(f_{ice})$ est une fonction monotone et décroissante telle que $\Phi(0) = 1$ et $\Phi(1) = 0$.

Dynamique

La dynamique de la glace de mer utilisée dans LIM est celle décrite par *Hibler (1979)*. Pour la quantité de mouvement, la glace est considérée comme un milieu continu bi-dimensionnel interagissant dynamiquement avec l'atmosphère et l'océan. L'équation de conservation de la quantité de mouvement s'écrit ainsi :

$$m \frac{\partial \vec{U}_i}{\partial t} = -m f \vec{k} \times \vec{U}_i + \vec{\tau}_{ai} + \vec{\tau}_{wi} - m \vec{g} \nabla \xi + \vec{F} \quad (1.9)$$

où m est la masse du système de glace de mer-neige exprimée par unité de surface, f est le paramètre de Coriolis, \vec{k} est le vecteur vertical unité (dirigé vers le haut), $\vec{\tau}_{ai}$ et $\vec{\tau}_{wi}$ sont les forces de traînée respectivement dans l'air et dans l'eau exprimées par unité de surface, \vec{g} est l'accélération de la gravité, ξ est la hauteur dynamique de l'eau en surface et \vec{F} sont les forces dues aux variations de tension à l'intérieur de la glace de mer exprimées par unité de surface.

La fraction de glace f_{ice} , le volume de neige par unité de surface, le volume de glace par unité de surface, l'enthalpie de la glace par unité de surface et la chaleur latente du réservoir d'eau salée par unité de surface sont advectés dans le modèle. Les changements locaux de ces variables sont calculés selon l'équation de continuité suivante :

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{u} \Psi) + D^\Psi \nabla^2 \Psi + S_\Psi \quad (1.10)$$

où Ψ représente une des variables listées ci-dessus, D^Ψ est la diffusion horizontale et S_Ψ est le taux de variation de Ψ lié à la thermodynamique.

Conditions aux limites

La banquise est délimitée par l'atmosphère en surface, l'océan en-dessous, et par l'océan et les côtes sur les bords. A l'interface de ces systèmes, des flux de chaleur, de sel et de

quantité de mouvement prescrivent la formation, la fonte ou encore les mouvements de la glace de mer.

L'interface glace de mer-atmosphère

Dans notre cadre de modélisation, la glace de mer est un système « forcé » par l'atmosphère. Tout comme le système océanique, le système glace de mer échange des flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'eau douce à l'interface glace-atmosphère qui forment les conditions aux limites de surface des équations du modèle. Le calcul de ces flux relève de la même stratégie que celle utilisée dans le modèle d'océan et sera donc explicité dans la section 1.2.3.

L'interface glace de mer-océan

Dans notre cadre de modélisation, la glace de mer est un système « couplé » à l'océan. Le modèle LIM fournit les conditions aux limite d'OPA, c'est-à-dire les flux de chaleur, de sel et de quantité de mouvement entrant à la surface de l'océan en présence de glace de mer. Les flux de chaleur transmis par la glace de mer à l'océan dépendent de la concentration (f_{ice}), de l'épaisseur (h_i) ainsi que de l'albédo de la glace de mer. Les flux de sel entrant dans l'océan sont déterminés par les processus de rejet de sel lors de la formation de glace, ou de rejet d'eau douce lors de la fonte de glace, ou encore l'évaporation dans les canaux qui fracturent la banquise, et les précipitations. Les flux de quantité de mouvement (tension à l'interface glace de mer-océan) transmis par la glace de mer à l'océan dépendent de la vitesse (\vec{U}_i) de la glace de mer ainsi que du coefficient de traînée à l'interface glace-océan.

En retour, OPA détermine les échanges de chaleur sensible à l'interface glace-océan. Ces flux, qui permettent de déduire B_l dépendent notamment des propriétés thermohalines de la couche de mélange océanique ainsi que de sa profondeur, et de la pénétration du rayonnement solaire dans l'océan ainsi que de l'albédo de la surface océanique.

L'interface glace de mer/terre

Au niveau des côtes, une condition de frottement sans glissement est appliquée.

Paramétrisation

– Critère d'épaisseur de glace de mer nouvellement formée

Dans les zones libres de glace, la formation de glace de mer se fait selon une épaisseur minimale prescrite h_0 (équation (1.8); paramètre `hiccrit` dans le code du modèle). Cette épaisseur minimale prévient l'apparition d'instabilités dans le modèle. En revanche, lors de la fonte de la glace de mer, l'épaisseur peut devenir inférieure à ce paramètre. Dans le modèle, la valeur du paramètre `hiccrit` est importante pour la représentation de l'étendue et du volume de glace de mer. Plus le paramètre `hiccrit` est grand, plus l'aire occupée par la glace sera petite ce qui soutiendra la production de glace. Plus le paramètre `hiccrit` est petit, plus l'étendue de glace sera grande et les fractures dans la glace se combleront. *Mathiot (2009)* a effectué des tests de sensibilité du modèle au paramètre `hiccrit`. Il a conclu d'une part que des valeurs de `hiccrit` trop élevées (ex : 90 cm) entraînent une répartition de la glace de mer irréaliste, et d'autre part qu'une valeur de `hiccrit` égale à 30 cm est un bon compromis pour une représentation correcte, à la fois de l'étendue et du volume de glace de mer.

Toutefois ses travaux sont principalement tournés vers l'étude des processus côtiers. Dans le cadre de nos simulations, nous utiliserons soit une valeur égale à 30 cm, telle que préconisée par *Mathiot* (2009), soit la valeur standard du code, égale à 60 cm.

– *Représentation des canaux et polynies*

Afin de tenir compte des canaux et polynies de petite taille qui ne peuvent être explicitement résolus dans le modèle, la fraction de glace f_{ice} est supposée strictement inférieure à 1. De plus, l'utilisation du facteur de correction $\Phi(f_{ice})$ (équation (1.8)) permet de réduire la fermeture de la banquise en répartissant la perte de chaleur B_l entre la croissance latérale et verticale de la glace. En effet, seule une fraction $\Phi(f_{ice})$ de la glace formée dans les ouvertures contribue à l'extension de la banquise. La fraction restante alimente l'épaississement de la glace de mer déjà existante.

– *Diffusion horizontale*

La diffusion horizontale D (équation (1.10)) est supposée constante ($0,6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) à l'intérieur de la banquise et nulle au bord de la banquise.

1.2.3 Les forçages atmosphériques

Une partie importante de l'énergie reçue par l'océan et la glace provient de l'atmosphère. Cette énergie, de nature mécanique - la principale source en est le vent -, et thermodynamique - les principales sources en sont le soleil et les précipitations -, est transmise par le biais de flux à l'interface air-mer, respectivement air-glace. Ces flux dépendent donc à la fois des conditions atmosphériques, océaniques et de glace.

Dans le cas de modèles forcés, les conditions atmosphériques sont prescrites par des produits de données extérieures aux modèles alors que les conditions océaniques et de glace sont fournies par les modèles eux-mêmes. Les formulations de flux « *bulk* », que nous utilisons ici, sont des formulations qui permettent de prendre en compte les conditions de surface calculées par le modèle, et notamment la température de surface de l'océan ou de la glace de mer. Ce type de formulation des flux permet donc de considérer une forme de rétroaction de l'océan ou de la glace sur l'atmosphère. Toutefois il faut bien garder à l'esprit que cette rétroaction est mineure au regard de l'ensemble des rétroactions océan-atmosphère et glace-atmosphère qui ont lieu et qui, notons-le, ont une importance cruciale dans la dynamique du système climatique. La majeure partie de ces rétroactions peut donc seulement être représentée par le couplage d'un modèle océanique ou de glace avec un modèle atmosphérique.

Formules « *bulk* »

Les formules « *bulk* » des flux océan-atmosphère utilisées dans notre système de modélisation sont inspirées des travaux de *Large et Yeager* (2004) et adaptées par *Brodeau et al.* (2010). La formulation des flux à l'interface glace-atmosphère relèvent d'une stratégie identique et ne sera donc pas détaillée dans la suite.

– *Flux de quantité de mouvement*

La tension de vent à la surface de l’océan est calculée ainsi :

$$\vec{\tau}_{ao} = \rho_{atm} C_D ||\vec{u}_{rel}|| \vec{u}_{rel} \quad (1.11)$$

où ρ_{atm} est la densité de l’air et C_D est un coefficient de transfert turbulent (appelé coefficient de traînée). \vec{u}_{rel} est égal à $\vec{u}_{atm} - \vec{u}_{oc}$ et correspond à la vitesse relative du vent à la surface de l’océan, \vec{u}_{atm} étant la vitesse du vent à 10 m au-dessus de la surface océanique et \vec{u}_{oc} la vitesse de l’océan en surface. Cette paramétrisation de la tension de vent en fonction du vent relatif permettrait en particulier de mieux reproduire l’effet du vent sur la circulation de l’ACC aux hautes résolutions (*Hutchinson et al.*, 2010), même si, de manière générale, elle fait encore l’objet de débats (*Duhaut et Straub*, 2006; *Eden et Dietze*, 2009).

– *Flux d’eau douce*

Le flux d’eau douce est la somme de plusieurs contributions :

$$F_w = -E + P + R - S_{dmp} \quad (1.12)$$

où E représente l’évaporation, P regroupe les précipitations et les chutes de neige, R représente les apports d’eau douce par les rivières (*runoff*) et S_{dmp} est un terme de correction de la salinité de surface, estimé à partir d’un rappel de la salinité de surface vers une climatologie. Cette correction permet d’éviter une dérive excessive du modèle. E et S_{dmp} sont calculés comme suit :

$$E = -\rho_{atm} C_E ||\vec{u}_{rel}|| (q_{atm} - q_{oc}) \quad (1.13)$$

où C_E est un coefficient de transfert turbulent, q_{atm} l’humidité spécifique de l’air et q_{oc} l’humidité spécifique de l’air à saturation à la surface.

$$S_{dmp} = \frac{1}{t_{dmp}} \frac{S_{clim} - S}{S} \quad (1.14)$$

où S_{clim} est la salinité issue de la climatologie de *Levitus et al.* (1998) et t_{dmp} est une vitesse de piston fixée à 50 m/300 jours dans nos simulations, correspondant à une valeur intermédiaire dans la gamme des valeurs utilisées par les autres modèles (*Griffies et al.*, 2009).

– *Flux de chaleur*

Le flux net de chaleur est la somme de deux flux turbulents et de deux flux radiatifs :

$$Q_{net} = \underbrace{Q_{sens} + Q_{lat}}_{flux\ turbulents} + \underbrace{Q_{sw} + Q_{lw}}_{flux\ radiatifs} \quad (1.15)$$

où Q_{sens} est le flux de chaleur sensible qui représente la quantité de chaleur échangée avec l’atmosphère par convection et conduction thermique. Q_{lat} est le flux de chaleur latente qui correspond à la quantité de chaleur échangée avec l’atmosphère par condensation ou évaporation. Q_{sw} est le flux « *short wave* » et correspond à la fraction du flux solaire incident disponible à la surface de l’océan. Notons au passage que ce flux a la particularité d’être pénétrant, c’est-à-dire diffusé dans l’océan jusqu’à

TAB. 1.1 – Caractéristiques du jeu de forçage DFS3. Les précipitations P comprennent la pluie et la neige qui sont délivrées séparément dans DFS3. Les apports d'eau douce R proviennent d'une compilation de données effectuée par *Bourdallé-Badie et Treguier* (2006) dans le cadre du projet DRAKKAR basée sur la climatologie de *Dai et Trenberth* (2002) à laquelle a été ajoutée l'estimation des apports côtiers antarctiques de *Jacobs et al.* (1992). H_{ref} correspond à la hauteur de référence à laquelle est fournie la variable.

Variables	Origine	Produit	Période	Fréquence	H_{ref}
\vec{u}_{atm}	réanalyse	ERA-40	1958-2001	6h	10m
	analyse	ECMWF	2002-2004	-	-
θ_{atm}	réanalyse	ERA-40	1958-2001	6h	10m
	analyse	ECMWF	2002-2004	-	2m
q_{atm}	réanalyse	ERA-40	1958-2001	6h	10m
	analyse	ECMWF	2002-2004	-	2m
rad_{sw}	satellite	CORE	1984-2004	journalière	surface
rad_{lw}	satellite	CORE	1984-2004	journalière	surface
P	composite	CORE	1979-2004	mensuelle	surface
R	composite	DRAKKAR	climatologique	mensuelle	surface

une certaine profondeur. Enfin, Q_{lw} est le flux « long wave » et correspond au bilan radiatif infrarouge à la surface. Ces flux sont calculés de la manière suivante :

$$\begin{cases} Q_{sens} = \rho_{atm} C_P C_H ||\vec{u}_{rel}|| (\theta_{atm} - \theta_{oc}) \\ Q_{lat} = -L_{vap} E \\ Q_{sw} = (1 - \alpha_w) rad_{sw} \\ Q_{lw} = rad_{lw} - \sigma \theta_{oc}^4 \end{cases} \quad (1.16)$$

où C_P est la capacité calorifique de l'air et C_H un coefficient de transfert turbulent. θ_{atm} est la température potentielle de l'air et θ_{oc} la température potentielle de l'océan en surface. L_{vap} est la chaleur latente de vaporisation. α_w est l'albédo de la surface océanique et σ la constante de Stephan-Boltzmann. Quant à rad_{sw} et rad_{lw} , ils correspondent respectivement aux flux solaires incident et infrarouge disponibles à la surface de l'océan.

Les coefficients de transfert turbulents C_D , C_E et C_H sont calculés par le modèle selon la formulation proposée par *Large et Yeager* (2004). Notons que pour les flux glace-atmosphère, ces coefficients sont fixés à des constantes.

Enfin, l'obtention de ces flux nécessitent la connaissance des conditions atmosphériques décrites par les variables \vec{u}_{atm} , θ_{atm} , q_{atm} , P , R , rad_{sw} et rad_{lw} . Ces variables sont issues de produits extérieurs au modèle et rassemblées dans le jeu de forçage DFS3 (DRAKKAR Forcing Set 3, *Brodeau et al.* (2010)) que nous utiliserons dans toutes nos simulations.

Le jeu de forçage DFS3

Le jeu de forçage DFS3 (*Brodeau et al.*, 2010) est un ensemble de produits atmosphériques globaux contenant les variables turbulentes, radiatives et de précipitations nécessaires

au forçage de nos modèles océan et glace. DFS3 est à la fois basé sur une adaptation du jeu de forçage CORE⁸, développé par *Large et Yeager* (2004), et sur les produits issus des réanalyses effectuées par le centre européen de prévision opérationnelle ECMWF. Ainsi des produits d'origine différente participent à la conception de DFS3 :

– *Réanalyse atmosphérique*

Une réanalyse atmosphérique est une reconstruction de l'état atmosphérique des dernières décennies à l'aide d'un modèle de circulation générale incorporant un grand nombre de données d'observations grâce à une méthode d'assimilation de données. La réanalyse ERA-40 du centre ECMWF produit des données couvrant la période allant de 1957 à 2002. L'analyse temps réel ECMWF permet de compléter les données d'ERA-40 pour la période 2002-2004 dans DFS3. Elles fournissent les champs \vec{u}_{atm} , θ_{atm} et q_{atm} .

– *Produits satellites*

Les produits satellite sont choisis notamment pour la description des flux radiatifs. Plus précisément, les flux sont reconstruits à partir des données satellite grâce à un modèle de transfert radiatif. Dans DFS3, les champs rad_{sw} et rad_{lw} proviennent du jeu de données CORE (*Large et Yeager*, 2004).

– *Produits composite*

Les produits composite sont une combinaison de données *in situ*, sorties de réanalyses et produits satellite. Dans DFS3, les champs de précipitations P sont issus de produits composite du jeu de données CORE.

Les caractéristiques du jeu de forçage DFS3 sont résumées dans le tableau 1.1.

1.2.4 Le modèle de biogéochimie marine PISCES

PISCES est un modèle de biogéochimie marine qui permet une description tridimensionnelle et temporelle des cycles biogéochimiques du carbone et des principaux nutriments ainsi que de la production biologique marine (*Aumont et Bopp*, 2006). Ce modèle comporte 24 compartiments partagés entre les nutriments, deux classes de phytoplancton et de zooplancton et trois classes de détritus. PISCES est fondé principalement sur l'hypothèse d'une limitation directe de la production phytoplanctonique par la disponibilité des nutriments (*Monod*, 1942).

PISCES est couplé au modèle dynamique OPA qui lui fournit les informations sur les champs de vitesse et sur les traceurs actifs⁹. Dans la version de NEMO que nous utilisons ici, PISCES ne fournit en revanche aucune information à OPA, ce qui interdit toute rétroaction de la biogéochimie sur la dynamique dans l'océan. Ce défaut de rétroaction manque notamment l'impact du phytoplancton sur la pénétration du rayonnement solaire et sur le bilan radiatif, qui ne serait pas négligeable (*Lengaigne et al.*, 2007).

Mes travaux de thèse portant sur le cycle du carbone, je me concentrerai essentiellement dans cette section sur les variables influençant les flux de CO₂ au premier ordre dans le modèle.

⁸Common Ocean-ice Reference Experiments.

⁹Les traceurs actifs (température et salinité) ont un impact sur la circulation dynamique par opposition aux traceurs passifs qui n'en ont pas (traceurs biogéochimiques, biologiques ou radioactifs).

Equation générale

Les traceurs passifs suivent la même équation de transport que les traceurs actifs à un terme, dit « source et puits », près :

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} = A(\tau) + D^\tau + S(\tau) \quad (1.17)$$

où A représente le terme d'advection du traceur τ , D^τ représente les paramétrisations utilisées pour décrire les processus de diffusions latérale et verticale, et S représente l'ensemble des fonctions sources et puits pour le traceur τ . A titre d'exemple, pour un traceur biologique tel que le phytoplancton, le terme source sera la croissance du phytoplancton et les termes puits seront la mortalité du phytoplancton et le broutage par le zooplancton.

Les simulations effectuées dans le cadre de cette thèse utilisent les mêmes paramétrisations de la diffusion latérale et verticale pour les traceurs actifs et passifs. Le lecteur est donc invité à se référer à la section 1.2.1 pour la description de ces paramétrisations.

Discretisation spatio-temporelle

La discrétisation temporelle

Elle dépend des processus considérés :

- Les termes d'advection des traceurs passifs utilisent un schéma avant d'Euler, contrairement aux traceurs actifs qui, comme nous l'avons vu dans la section 1.2.1, utilisent un schéma temporel « *leap-frog* » avec un filtre d'Asselin. En effet, dans PISCES, le calcul des processus de sédimentation associés à des vitesses de chute rapide nécessite l'utilisation d'un schéma avant d'Euler. Le schéma d'advection TVD, utilisé pour les traceurs actifs, n'était pas encore compatible avec la discrétisation avant d'Euler dans PISCES lorsque j'ai débuté ces travaux de thèse, rendant son utilisation impossible pour les traceurs passifs. Le schéma MUSCL (Monotone Upstream Scheme for Conservative Laws, *LeVeque* (2002)), compatible avec un schéma temporel avant, a donc été choisi à la place. Ce schéma, positif et notablement plus diffusif que TVD, permet notamment de mieux résoudre les petites échelles (*Lévy et al.*, 2001). Toutefois, il convient de noter qu'il est peu satisfaisant de devoir utiliser deux schémas d'advection différents pour les traceurs actifs et passifs.
- Les termes de diffusion utilisent un schéma temporel implicite avant.
- Les termes sources et puits utilisent un schéma temporel explicite arrière.

La discrétisation spatiale

La discrétisation spatiale des traceurs passifs se fait de façon identique à celle des traceurs actifs, c'est-à-dire au centre d'une grille Arakawa de type C et selon la coordonnée z sur la verticale.

Termes source et puits

Comme nous l'avons vu dans les paragraphes précédents, les traceurs passifs sont advectés et diffusés par des processus similaires aux traceurs actifs (équation 1.17). Toutefois, les traceurs passifs ont la spécificité de pouvoir être produits ou consommés au cours du temps à l'intérieur de l'océan. Ces productions et consommations sont décrites par le terme

« sources et puits », S , de l'équation (1.17) qui regroupe, pour chaque traceur, un ensemble de fonctions traduisant le cycle biogéochimique ou biologique dudit traceur.

Architecture générale

Avant de s'intéresser plus précisément à ces fonctions, il est essentiel de se pencher un moment sur l'architecture de PISCES qui permet de comprendre quels sont les traceurs et les processus simulés. PISCES comporte 24 variables pronostiques que l'on peut regrouper en plusieurs classes :

- *Les nutriments limitants* pour la croissance du phytoplancton, au nombre de cinq : nitrate (NO_3), ammonium (NH_4), phosphate (PO_4), silicate (Si) et fer (Fe). A noter toutefois que NO_3 , NH_4 et PO_4 ne sont pas des variables réellement indépendantes mais que leurs concentrations sont liées par des rapports stoechiométriques.
- *Les organismes vivants* qui sont structurés par classe de taille et comprennent : deux classes de phytoplancton (le nanophytoplancton et les diatomés) et deux classes de zooplancton (le microzooplancton et le mesozooplancton). Le phytoplancton est représenté par les variables pronostiques suivantes : carbone organique (i.e. biomasse totale), chlorophylle, Fe et Si pour les diatomés seulement. Le zooplancton est seulement représenté par le carbone organique (i.e. biomasse totale). A noter que le réservoir correspondant aux bactéries n'est pas explicitement simulé dans le modèle.
- *Les détritits* qui comprennent un compartiment organique et inorganique. Le compartiment organique est composé de la matière organique dissoute (DOM) et la matière organique particulaire (POM). Cette dernière comprend les petites particules (sPOM) qui chutent à vitesse constante et les grosses particules (bPOM) dont la vitesse de chute croît à partir de la base de la couche de mélange. Le compartiment inorganique est composé du carbone inorganique particulaire correspondant à la calcite (CaCO_3), de la silice biogénique (BSi) ainsi que du fer particulaire.
- *Le système des carbonates* qui est simulé à l'aide de deux variables : DIC et alcalinité.
- *L'oxygène* qui, avec les DIC, sont les seules variables qui présentent une interaction avec l'atmosphère au travers de flux explicitement résolus.

L'ensemble de ces traceurs interagissent via un certain nombre de processus résumés dans la Figure 1.1. Ces processus sont modélisés ou paramétrés dans des fonctions dont certaines sont explicitées dans le paragraphe suivant.

Equations

L'évolution temporelle du terme S pour chacun des traceurs τ cités ci-dessus est décrite par une équation correspondant à l'équilibre entre les fonctions sources et les fonctions puits dudit traceur.

Dans la suite, nous nous concentrons uniquement sur l'évolution de quatre traceurs qui influencent au premier ordre les flux de CO_2 et/ou que nous aurons l'occasion d'étudier plus en détails dans la suite de ces travaux. Pour la description de l'ensemble des traceurs

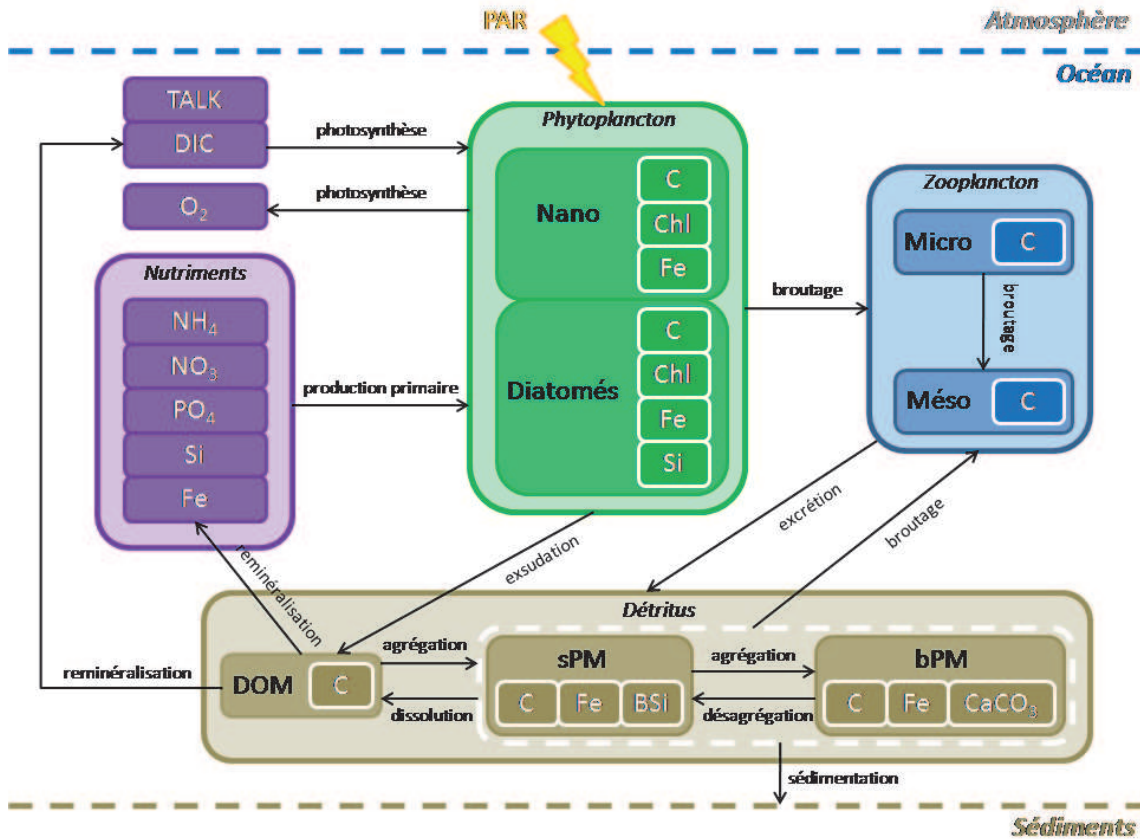


FIG. 1.1 – Architecture de PISCES. La matière organique dissoute DOM est constituée du réservoir de carbone organique dissous (DOC). La matière détritique particulaire PM est divisée en deux classes de taille : les petites (sPM) et les grosses particules (bPM). Pour plus de clarté, la figure ne présente pas les échanges air-mer d'O₂ et de CO₂.

de PISCES et des équations associées à leur évolution, le lecteur est prié de se référer à la documentation du modèle PISCES¹⁰ (Aumont, 2005). L'ensemble des paramètres utilisés dans les équations ci-dessous est décrit dans le tableau 1.2 :

– L'évolution du système des carbonates

Elle est décrite par les équations d'évolution des DIC et de l'alcalinité (TALK, *Total Alkalinity*) :

$$\begin{cases} \left(\frac{\partial DIC}{\partial t}\right)_S = J_{DIC}^b + J_{DIC}^{fw} + J_{DIC}^g \\ \left(\frac{\partial TALK}{\partial t}\right)_S = J_{TALK}^b + J_{TALK}^{fw} \end{cases} \quad (1.18)$$

où J^b correspond aux termes de nature biochimique, J^{fw} au terme de flux d'eau douce et J^g au terme d'échanges gazeux entre l'océan et l'atmosphère. La notation $(\partial/\partial t)_S$ désigne que seule l'évolution temporelle du traceur via les fonctions sources

¹⁰http://www.nemo-ocean.eu/Media/Files/equation_piscs

TAB. 1.2 – Notations et noms des paramètres utilisés dans les equations 1.20, 1.21, 1.22, 1.23, 1.18 et 1.19

Paramètres	Description
δ	Exsudation de DOC
m	Taux de mortalité
K	Constante de demi-saturation pour la mortalité
w	Vitesse quadratique de mortalité
g	Taux de broutage maximum
α	Pente initiale de la courbe photosynthèse-lumière
$R_{\frac{N}{C}}$	Rapport stoechiométrique azote sur carbone
λ_R	Taux de reminéralisation des DOC
λ_D	Taux de dissolution de la calcite

et puits est prise en compte.

J_{DIC}^b et J_{TALK}^b décrivent respectivement l'action de la pompe de carbone organique et de la contre-pompe des carbonates (voir partie I).

$$\begin{cases} J_{DIC}^b = -\sum_{\varphi} \mu^{\varphi} C^{\varphi} + \lambda_R DOC + \sum_{\zeta} G^{\zeta} C^{\zeta} + \lambda_D CaCO_3 - P_{CaCO_3} \\ J_{TALK}^b = R_{\frac{N}{C}} \left[\sum_{\varphi} \mu^{\varphi} C^{\varphi} - \lambda_R DOC - \sum_{\zeta} G^{\zeta} C^{\zeta} \right] + 2(\lambda_D CaCO_3 - P_{CaCO_3}) \end{cases} \quad (1.19)$$

où G^{ζ} est fonction du broutage du zooplancton et P_{CaCO_3} est une paramétrisation de la calcification. Cette description de la chimie des carbonates est celle préconisée par le protocole OCMIP¹¹, exceptée pour la formulation de l'alcalinité qui correspond ici à l'alcalinité pratique (i.e. la formulation inclut seulement les carbonates, les borates et l'eau, voir encart partie I).

J^{fw} permet de prendre explicitement en compte les effets de concentration et de dilution des traceurs DIC et alcalinité induits par l'évaporation et les précipitations, respectivement. Pour cela un flux d'eau douce, proportionnel au bilan évaporation moins précipitations, est ajouté dans la couche de surface du modèle.

Enfin, le terme J_{DIC}^g correspond à un flux de CO_2 à l'interface air-mer ; il sera explicité plus loin.

– *L'évolution de la biomasse phytoplanctonique*

Elle est le résultat de l'équilibre entre la croissance du phytoplancton d'une part, et la mortalité du phytoplancton et le broutage par le zooplancton d'autre part :

$$\left(\frac{\partial C^{\varphi}}{\partial t} \right)_S = \underbrace{(1 - \delta^{\varphi}) \mu^{\varphi} C^{\varphi}}_{\text{croissance}} - \underbrace{m^{\varphi} \frac{C^{\varphi}}{K^{\varphi} + C^{\varphi}} C^{\varphi} - w^{\varphi} C^{\varphi 2}}_{\text{mortalité}} - \underbrace{\sum_{\zeta} g^{\zeta} (C^{\varphi}) C^{\zeta}}_{\text{broutage}} \quad (1.20)$$

¹¹OCMIP (Ocean-Carbon Cycle Model Intercomparison Project) est une initiative de recherche, lancée en 1995, pour développer une collaboration internationale visant à améliorer la capacité de prévision et à accélérer le développement des modèles globaux du cycle du carbone dans l'océan ; ceci en s'appuyant sur une stratégie d'évaluation standardisée et d'intercomparaison des modèles.

où C^φ est la biomasse de l'espèce φ de phytoplancton considérée (nanophytoplancton ou diatomés) et C^ζ est la biomasse de l'espèce ζ de zooplancton considérée (microzooplancton ou mesozoplancton). Le taux de croissance μ^φ est défini selon le modèle photoadaptatif de *Geider et al.* (1998) qui suppose une limitation de la croissance par la disponibilité des nutriments, la température et la lumière :

$$\mu^\varphi = P_{max} \left(1 - e^{-\frac{\alpha^\varphi \left(\frac{Chl}{C}\right)^\varphi PAR}{P_{max}}} \right) \quad (1.21)$$

où PAR (Photosynthetically Active Radiation) est le flux radiatif disponible pour la photosynthèse et P_{max} est la valeur maximale du taux de croissance que l'on exprime en fonction de la température et d'un terme exprimant la limitation par les nutriments.

La variable PAR est supposée être une fraction constante de la fraction du flux solaire incident disponible à la surface. Le terme de limitation par les nutriments est calculé comme le minimum des termes de limitation de chaque nutriment. A noter que la croissance du nanophytoplancton est supposée être limitée par NO_3 , NH_4 , PO_4 et Fe, et celle des diatomés par ces mêmes nutriments ainsi que par Si.

– *L'évolution de la chlorophylle*

Elle est paramétrée de manière similaire à l'évolution de la biomasse phytoplanctonique :

$$\left(\frac{\partial Chl^\varphi}{\partial t} \right)_S = \underbrace{\rho_{Chl}^\varphi (1 - \delta^\varphi) \mu^\varphi C^\varphi}_{production} - \underbrace{m^\varphi \frac{C^\varphi}{K_\varphi + C^\varphi} Chl^\varphi - w^\varphi C^\varphi Chl^\varphi}_{mortalité} - \underbrace{\sum_\zeta g^\zeta \left(\frac{Chl^\varphi}{C} \right) C^\zeta}_{broutage} \quad (1.22)$$

où ρ_{Chl}^φ représente le ratio de l'énergie assimilée sur l'énergie absorbée tel que défini par *Geider et al.* (1996) :

$$\rho_{Chl}^\varphi = \left(\frac{Chl}{C} \right)_{max}^\varphi \frac{144 \mu^\varphi C^\varphi}{\alpha^\varphi \times PAR \times Chl^\varphi} \quad (1.23)$$

où 144 est la masse molaire du carbone au carré.

Conditions aux limites

* *Apport extérieur de nutriments*

Outre les sources internes liées au modèle PISCES, des apports externes de nutriments peuvent également avoir lieu aux frontières du modèle. Ces apports, à l'interface entre l'océan et l'atmosphère, les côtes et le fond, sont imposés et ne participent en aucun cas à un couplage :

- *Dépôt atmosphérique de fer* : Il est estimé sur la base d'une climatologie mensuelle de dépôt de poussière atmosphérique simulée par le modèle atmosphérique de *Tegen et Fung* (1995). La dissolution des particules de fer dans l'océan est ensuite paramétrée dans PISCES comme suit : le contenu en fer des aérosols est fixé à 3,5% et la solubilité en surface à 2%. Une fois piégées à la surface de l'océan, les particules

de fer continuent à se dissoudre à un taux de 0,0002%/jour avec une vitesse de chute de 5 m/jour (*Moore et al.*, 2004).

- *Apport de carbone par les rivières* : Il est pris en compte à partir du modèle d'érosion de *Ludwig et al.* (1996) qui fournit un déversement annuel moyen de carbone organique et inorganique dissous (DOC et DIC) ainsi que de carbone organique particulaire (POC) par les rivières. L'apport des autres nutriments par les rivières est ensuite déduit en utilisant des rapports stoechiométriques.
- *Apport de fer par les sédiments* : L'apport de fer par les sédiments est reconnu comme une source majeure de fer pour l'océan mais souffre cependant d'un cruel manque d'observations qui rend sa paramétrisation difficile. Le fer est produit dans les sédiments par reminéralisation des particules de carbone organique (POC) par les bactéries sous condition anoxique¹². Des conditions anoxiques sont atteintes lorsqu'un flux de POC important a lieu. Un tel flux de POC n'est observé que sur les plateaux continentaux (*Middelburg et al.*, 1996). La source de fer en provenance des sédiments n'est donc également localisée que sur les plateaux continentaux, ce qui rend sa représentation spatiale peu aisée dans le cas de configuration modèle basse résolution. Afin de pallier ce problème, pour chaque maille de la grille du modèle, la fraction de la maille occupée par le fond de l'océan tel que décrit par la base de données ETOPO5¹³ est calculée. Cette fraction fournit ainsi un fichier de poids qui permet de prendre en compte une bathymétrie mieux résolue que celle de la configuration elle-même. Le flux de fer sédimentaire est ensuite calculé en multipliant cette fraction bathymétrique par un flux constant égal à $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$.

Notons ici que dans le cas d'une configuration régionale, un apport supplémentaire de nutriments aura lieu à la frontière ouverte de la configuration. Nous reviendrons sur ce point dans la section 1.3.3.

* *Conservation des nutriments*

Pour tous les nutriments, à l'exception du fer et de l'azote, les apports externes sont compensés dans le modèle par une perte équivalente au fond de l'océan. Cette perte, supposée représenter un enfouissement géologique dans les sédiments, est calculée comme étant proportionnelle à la vitesse de sédimentation. Pour l'azote en revanche, cette perte est calculée comme étant directement égale à l'apport d'azote par les rivières¹⁴. Enfin, les particules de fer qui gagnent le fond de l'océan sont considérées comme définitivement enfouies. Ceci exclut donc toute conservation du fer dans le modèle.

Signalons également que les quantités de DIC et d'alcalinité ne sont pas non plus conservées dans PISCES.

Flux air-mer

Des échanges de traceurs biogéochimiques entre l'océan et l'atmosphère sont rendus

¹²Milieu dépourvu d'oxygène, ou qui a perdu tout l'oxygène qu'il contenait.

¹³ETOPO5 est une base de données mondiale de topographie terrestre et marine établie sur une grille de 5 minutes en longitude/latitude.

¹⁴Dans nos simulations, aucun dépôt atmosphérique d'azote n'est pris en compte.

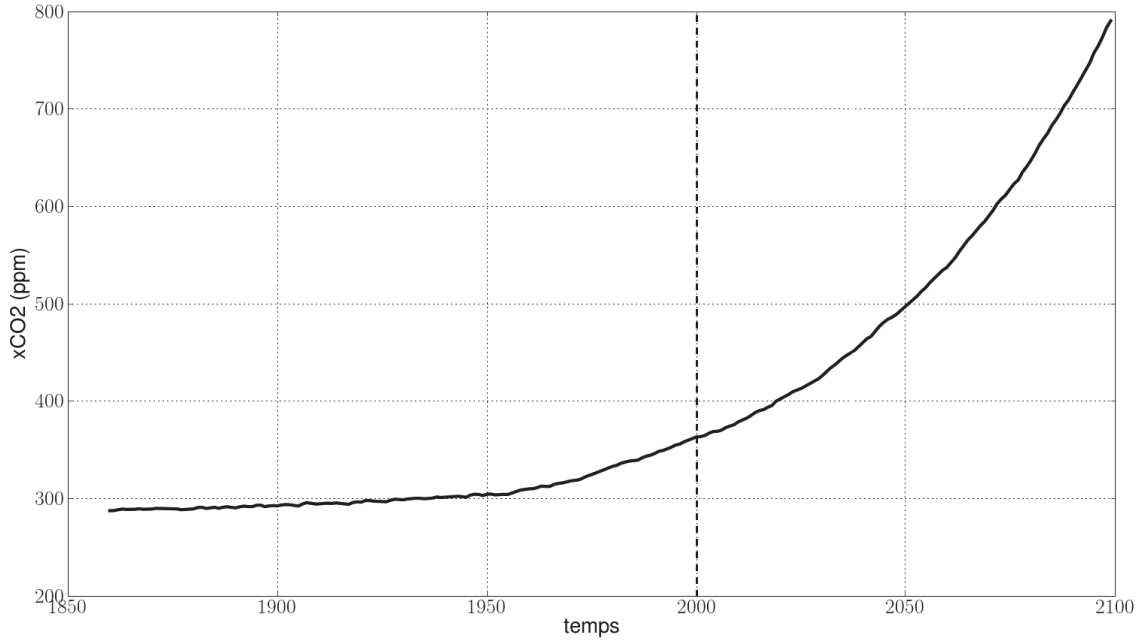


FIG. 1.2 – Evolution du rapport de mélange de CO_2 dans l'air (en ppm) depuis la période préindustrielle jusqu'en 2099 (ligne continue). Les valeurs correspondant à la période 2000-2099 (démarquées par un trait vertical en pointillés) sont issues des prévisions des modèles de l'IPCC conformément au scénario A2 (Nakicenovic et al., 2000)

possibles par l'intermédiaire de flux à l'interface air-mer. Ces échanges concernent uniquement l' O_2 et le CO_2 . Dans ce qui suit nous nous concentrerons uniquement sur la formulation des flux air-mer de CO_2 , les flux air-mer d' O_2 étant paramétrés de manière similaire.

Dans le modèle, les flux air-mer de CO_2 sont exprimés selon une formulation similaire à celle décrite dans la partie I :

$$F = k (\alpha \cdot pCO_2^{atm} - CO_2^{surf}) \quad (1.24)$$

où CO_2^{surf} est la concentration de $CO_2(aq)$ à la surface, fonction des concentrations de DIC et d'alcalinité ainsi que de la salinité et de la température de surface. La solubilité α du CO_2 est calculée selon la formulation de Weiss et Price (1980). Le coefficient d'échange gazeux k est calculé à partir de la formulation de Wanninkhof (1992) et pondéré par la fraction de glace, comme il suit :

$$k = (0,3u_{rel}^2 + \chi) \sqrt{\frac{660}{Sc}} (1 - f_{ice}) x_{conv} \quad (1.25)$$

où χ un terme d'amplification chimique fonction de la température de surface, Sc le nombre de Schmidt pour le CO_2 , f_{ice} la fraction de glace et x_{conv} un terme de conversion d'unités.

Enfin, l'océan n'étant pas « couplé » à l'atmosphère dans le modèle, un rapport de mélange xCO_2 est prescrit en entrée du modèle pour le calcul de la pression partielle atmosphérique pCO_2^{atm} , tel que :

$$pCO_2^{atm} = xCO_2 \times P \quad (1.26)$$

où P est la pression atmosphérique totale à la surface de l'océan considérée comme constante et égale à 1 atm dans PISCES. Le rapport de mélange $x\text{CO}_2$, donné en ppm (partie par million), donne donc directement accès à la $p\text{CO}_2^{atm}$ en μatm .

On peut toutefois déplorer cette approximation qui consiste à négliger l'influence de la pression atmosphérique sur la variable $p\text{CO}_2^{atm}$. Dans l'océan Austral, la pression atmosphérique varie entre 1 et 0,97 atm environ (*Esbensen et Kushnir*, 1981), soit une variation d'au plus 3% qui se situe bien en-dessous de l'incertitude que l'on a sur l'intensité des flux de CO_2 . En revanche, la variabilité spatiale de la pression atmosphérique pourrait contribuer dans une certaine mesure à améliorer la représentation spatiale des flux de CO_2 . Cette prise en compte de la pression atmosphérique dans la formulation des flux dans PISCES peut être facilement envisagée dans les prochaines versions de NEMO qui devraient introduire la pression atmosphérique dans le jeu de forçage atmosphérique.

Dans PISCES, $x\text{CO}_2$ peut être une constante, dans le cas d'une simulation correspondant à l'ère préindustrielle ou reproduisant le cycle naturel du carbone, ou augmenter au cours du temps, dans le cas d'une simulation historique reproduisant le cycle total du carbone et donc suivant l'augmentation de CO_2 dans l'atmosphère.

Pour les simulations correspondant à l'ère préindustrielle, la valeur de $x\text{CO}_2$ est prise constante et égale à 278 ppm. Cette valeur est celle évaluée par la plupart des analyses de bulles d'air réalisées dans les carottes de glace (*Neftel et al.*, 1994; *Barnola et al.*, 1987) et correspond aux années 1750¹⁵.

Pour les simulations historiques, les valeurs de concentration de CO_2 atmosphérique utilisées sont issues d'un produit de l'IPCC (voir Figure 1.2). Ce produit est une combinaison d'une part, de mesures de $x\text{CO}_2$ déduites des analyses de bulles d'air dans les carottes de glace ainsi que de mesures effectuées dans les stations de mesure¹⁶ pour les valeurs avant 2000, et d'autre part de prévisions issues des modèles climatiques de l'IPCC suivant le scénario A2¹⁷ pour les valeurs après 2000 (*Nakicenovic et al.*, 2000).

1.3 Les configurations DRAKKAR australes

Les configurations utilisées et développées dans le cadre de cette thèse s'inscrivent dans l'environnement du projet DRAKKAR. DRAKKAR¹⁸ est un consortium informel entre plusieurs équipes de recherche européennes¹⁹ visant à coordonner scientifiquement, aussi bien que techniquement, l'effort de production de simulations océaniques à haute résolution ainsi que le développement du système de modélisation NEMO. Pour cela une hiérarchie de configurations globales nommées ORCA ainsi que régionales, comme NATL (Atlantique Nord) et PERIANT (océan Austral) - pour n'en citer que deux -, ont été mises en place afin de répondre de façon adaptée aux questions scientifiques.

¹⁵Il a été montré que sur environ 400000 ans, les valeurs de $x\text{CO}_2$ ont varié entre 200 et 280 ppm, variations correspondant à l'alternance des époques glaciaires et inter-glaciaires (*Petit et al.*, 1999).

¹⁶Les valeurs mesurées à Mauna Loa (Hawaï) et au Pôle Sud ont servi à établir une moyenne globale pour la concentration de CO_2 atmosphérique.

¹⁷Le scénario A2 est un scénario socio-économique de type intermédiaire, dit « *business as usual* ».

¹⁸voir <http://www.drakkar-ocean.eu/>.

¹⁹Il s'agit principalement des équipes françaises du LEGI (Grenoble), du LPO (Brest), du LOCEAN (Paris) et de Mercator Océan (Toulouse); de l'équipe anglaise du NOCS (Southampton) et de l'équipe allemande d'IFM-Geomar (Kiel). D'autres équipes notamment russes et canadiennes participent également au projet.

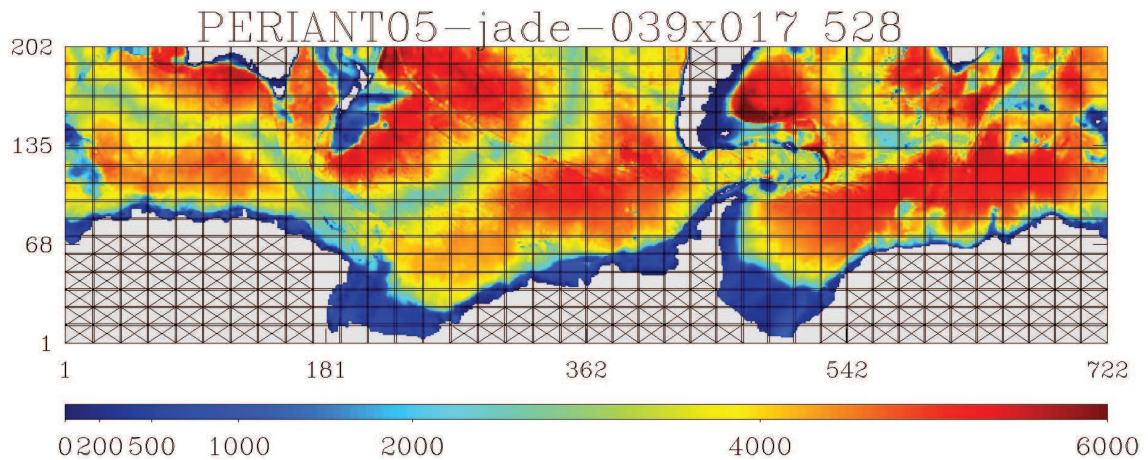


FIG. 1.3 – Bathymétrie de la configuration régionale *PERIANT05* (en mètres). Le nombre de points de grille est indiqué en abscisse et ordonnée du domaine (722×202 points). Le découpage du domaine en mailles correspond au découpage en 528 processeurs sur la machine Jade du CINES (voir plus loin). Les mailles barrées sont des processeurs « terre » qui ne participent donc pas aux calculs.

Dans cette thèse, j’ai repris les configurations *PERIANT*, développées durant les travaux de thèse de *Mathiot* (2009), et les ai portées vers les versions 3.1 et 3.2 de *NEMO*. C’est sur la base de la configuration *PERIANT* qu’est également introduite une nouvelle famille de configuration appelée *BIOPERIANT*. Signalons ici que les configurations *BIOPERIANT* sont exactement équivalentes aux configurations *PERIANT*. Le suffixe « *BIO* » a simplement été ajouté afin de mentionner le couplage dynamique-biogéochimique que ne présentent pas les configurations *PERIANT*.

1.3.1 Domaine

La configuration *PERIANT* est une extraction régionale antarctique de la configuration *DRAKKAR* globale *ORCA* qui bénéficie en outre d’une extension au sud permettant une description plus complète des mers de Weddell et de Ross. Son domaine s’étend au sud de 30°S (Figure 1.3) couvrant ainsi l’océan Austral dans son intégralité. Vu la structure annulaire de l’ACC, le choix d’une configuration peri-antarctique semble tout à fait pertinente d’un point de vue dynamique. Par ailleurs, la frontière du domaine se situe suffisamment au nord pour englober l’ACC ainsi que la couverture hivernale de glace de mer.

1.3.2 Résolutions et paramétrisations

Résolutions

D’une manière générale, *PERIANT* désigne une hiérarchie de configurations à différentes résolutions horizontales : *PERIANT05* ($0,5^\circ$), *PERIANT025* ($0,25^\circ$) et *PERIANT8* ($1/8^\circ$)²⁰. Dans cette thèse, nous n’utiliserons que les deux premières configurations. Par ailleurs, seul

²⁰Les deux premières configurations ont été développées dans le cadre de la thèse de *Mathiot* (2009), la dernière dans le cadre de l’ANR « *Southern Cross* » portée par J. Le Sommer.

l'équivalent couplé de la configuration PERIANT05 a pour l'instant été mis en place, à savoir BIOPERIANT05. *Nous distinguerons donc dans la suite de ce manuscrit trois configurations : PERIANT05, BIOPERIANT05 et PERIANT025.*

L'ensemble de ces configurations utilise une projection Mercator qui donne lieu à un raffinement de la grille avec une latitude croissante. Par exemple, pour PERIANT05, la résolution horizontale (latitude \times longitude) est de $0,5^\circ \cos(\text{latitude}) \times 0,5^\circ$. Ainsi, la taille d'une maille située à 60°S est de 28 km à la résolution de $0,5^\circ$ et de 14 km à la résolution de $0,25^\circ$. Notons ici que les configurations PERIANT ont été initialement utilisées dans le cadre d'étude de polynies côtières en Antarctique (*Mathiot, 2009*) et offrent donc une bonne résolution des processus côtiers aux hautes latitudes. Les dimensions de la grille sont de 722×202 points et de 1442×404 pour les résolutions de $0,5^\circ$ et $0,25^\circ$, respectivement.

Enfin, la grille verticale est constituée de 46 niveaux dont la résolution décroissante vers le fond va de 6 m en surface à 250 m au fond.

Paramétrisations

Les simulations régionales effectuées dans le cadre de cette thèse basées sur les configurations PERIANT05 et PERIANT025 utilisent un jeu de paramètres très similaire à celui des simulations de référence ORCA05-G70 (*Bjastoch et al., 2008*) et ORCA025-G70 (*Barnier et al., 2006*) basées sur leurs configurations homologues globales ORCA05 et ORCA025, respectivement. Si ces simulations globales ont été réalisées dans des versions différentes du code NEMO que celles utilisées dans ces travaux de thèse, les modifications associées au changement de version sont principalement d'ordre technique. Quant aux simulations basées sur la configuration BIOPERIANT05, elles utilisent le même jeu de paramètres que les simulations basées sur la configuration PERIANT05 pour la partie dynamique, et reprennent le jeu de paramètre standard de PISCES décrit dans *Aumont (2005)* pour la partie biogéochimique.

Le tableau. 1.3 résume l'ensemble des paramètres dépendant de la résolution de la configuration ainsi que ceux ayant fait l'objet, soit de tests de sensibilité, soit de corrections motivées par les résultats de travaux de recherche ou de développement. Dans ce dernier cas, un changement de paramètre n'étant jamais anodin pour le modèle, si ce changement n'a pas fait l'objet d'un test de sensibilité dans nos configurations, il n'a été effectué que lors d'un changement de « famille » de simulations. Nous appelons « familles » de simulations, un ensemble de simulations ayant un jeu de paramètres identique, ou tout au moins cohérent, nous permettant ainsi une intercomparaison des simulations au sein d'une même famille.

Des tests de sensibilité à la paramétrisation de *Gent et McWilliams (1990)*, ainsi qu'aux paramètres de pente initiale de la courbe P-I (α^φ , section 1.2.4) ont été réalisés et seront discutés dans le chapitre 2 section 2.4.

1.3.3 Frontières ouvertes

L'utilisation d'une configuration régionale implique l'existence d'une ou plusieurs frontières situées dans l'océan. Tout comme les frontières avec les continents, le fond, l'atmosphère et la glace de mer, déjà évoquées dans les sections précédentes (sections 1.2.1 et 1.2.4), ces frontières avec l'océan nécessitent également l'apport d'informations extérieures essentielles à la bonne résolution des processus océaniques et biogéochimiques.

TAB. 1.3 – Tableau récapitulatif de l'ensemble des paramètres spécifiques à la résolution et aux configurations utilisées ainsi que des paramètres ayant fait l'objet de tests ou de corrections durant les travaux de thèse. Le « coefficient GM » correspond à la paramétrisation de *Gent et McWilliams* (1990); un coefficient nul indiquant que la paramétrisation n'est pas activée. L'« épaisseur minimale » correspond au coefficient hiccrit discuté dans la section 1.2.2. La « pente initiale courbe P-I » correspond au paramètre α^φ présenté dans la section 1.2.4 (tableau 1.2).

Paramètres	PERIANT05	BIOPERIANT05	PERIANT025
<i>dynamique océanique</i>			
Coefficient GM (m^2s^{-1})	0; 1000	0	
Mélange latéral (BBL) (m^2s^{-1})	600		1000
Diffusion latérale (m^2s^{-1})	520		260
Dissipation latérale (m^4s^{-2})	$-7,8 \cdot 10^{11}$		$-9,7 \cdot 10^{10}$
Echelles caractéristiques (TKE) (m)	(0,1; 0,4)	(0,001; 0,01)	
<i>dynamique de la glace de mer</i>			
Rappel salinité sous la glace	$\times 5$	$\times 1$	
Epaisseur minimale (m)	0,3; 0,6	0,6	0,3; 0,6
Diffusion horizontale (m^2s^{-1})	350		200
1 ^{er} Paramètre rhéologique (N m^{-2})	$1 \cdot 10^4$; $1,5 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^4$
<i>biogéochimie</i>			
Schéma d'advection traceurs	-	MUSCL	-
Pente initiale courbe P-I	-	2; 4	-

Cependant, là où les frontières océan-fond, ou encore océan-continent, peuvent être paramétrées de façon simple, les frontières océaniques requièrent généralement une gestion plus complexe de l'information. En effet, on comprendra aisément que les courants océaniques qui s'écoulent au travers d'une quelconque frontière océan-océan jouent un rôle fondamental au sein de la circulation océanique régionale voire globale, et que l'omission de tels courants modifierait de façon drastique la circulation océanique et par conséquent le transport des traceurs.

Différentes stratégies de forçage aux frontières du modèle peuvent être mises en place selon la nature des variables à forcer et selon les informations extérieures à la configuration dont on dispose aux frontières (climatologies, sorties de modèles, etc). On parlera ainsi de « frontières ouvertes » si l'on dispose d'informations extérieures à la configuration au niveau de la frontière et de « frontières fermées » dans le cas contraire. Dans ce dernier cas, la frontière est vue comme un « mur » par l'océan. Dans cette thèse, deux stratégies de frontières ouvertes sont utilisées.

Dynamique : frontières ouvertes radiatives

Pour les traceurs actifs (θ et S) ainsi que pour les vitesses horizontales (u et v), des frontières ouvertes radiatives sont utilisées (*Treguier et al.*, 2001; *Cailleau*, 2004). Pour cela, une vitesse de phase $C_{\Phi y}$ est calculée pour chaque variable Φ au niveau de la frontière et

permet de déterminer la variation de la variable Φ en distinguant deux cas :

– *L'information sort du domaine :*

$$\frac{\partial\Phi}{\partial t} = -C_{\Phi y} \frac{\partial\Phi}{\partial y} + \frac{1}{\tau_o} (\Phi_0 - \Phi) \quad (C_{\Phi y} > 0) \quad (1.27)$$

où t est la variable temps, y la direction méridienne, τ_o est un temps de rappel exprimé en jours et Φ_0 le champ d'informations extérieures (climatologie, simulation, etc) dont on dispose. Les conditions à la frontière sont ici calculées à partir des solutions du modèle régional et d'un faible rappel vers les informations extérieures ($\tau_o = 3000$ jours).

– *L'information entre dans le domaine :*

$$\frac{\partial\Phi}{\partial t} = \frac{1}{\tau_i} (\Phi_0 - \Phi) \quad (C_{\Phi y} < 0) \quad (1.28)$$

Une persistance²¹ des conditions à la frontière est ici appliquée avec un fort rappel vers les informations extérieures ($\tau_i = 1$ jour), laissant donc peu de liberté au modèle régional de dériver.

Cette stratégie de frontières ouvertes radiatives permet à la fois d'intégrer des informations extérieures mais également de « laisser s'échapper » les perturbations émises par le modèle régional vers l'extérieur.

Afin d'obtenir des conditions de circulation océanique pertinentes à la frontière nord de nos configurations, les sorties de simulations globales ORCA de référence sont utilisées comme informations extérieures avec une fréquence à 5 jours. Comme nous l'avons vu précédemment, nos simulations régionales sont compatibles avec ces simulations globales tant au niveau du domaine, dont elles sont des extractions régionales, qu'au niveau de la stratégie de modélisation (jeu de paramètres), ce qui assure une certaine cohérence de l'information aux frontières.

Biogéochimie : frontières ouvertes spécifiées

Pour les traceurs passifs, la stratégie adoptée est celle des frontières ouvertes spécifiées qui consiste simplement en la prescription des informations extérieures à la frontière du modèle. Les raisons de l'utilisation d'une stratégie différente de celle appliquée aux traceurs actifs, et qui sont essentiellement d'ordre technique, sont exposées dans l'annexe B de ce manuscrit.

Contrairement aux variables dynamiques pour lesquelles un jeu de simulations de référence à différentes résolutions et compatibles avec nos simulations est disponible, tel n'a pas été le cas pour les variables biogéochimiques au moment de la mise en place et de la production des simulations effectuées dans le cadre de cette thèse. Ce contexte de modélisation nous mène donc à nous tourner vers les produits d'observations ou de modélisation disponibles pour forcer notre frontière nord. Toutefois, parmi les 24 variables utilisées dans PISCES, seules 6 variables (DIC, alcalinité, O_2 , NO_3 , PO_4 et Si) font l'objet

²¹la solution du modèle régional au pas de temps précédent est conservée.

TAB. 1.4 – Informations extérieures appliquées à la frontière ouverte dans les simulations couplées pour les variables de PISCES. GLODAP (*Key et al.*, 2004) et World Ocean Atlas (WOA) 2001 (*Conkright et al.*, 2002) sont des atlas construits à partir d’observations *in situ*.

Variable	Nature	Fréquence	Source
DIC naturel	climatologie	annuelle	GLODAP
DIC total	estimé	annuelle	Khatiwala et al. 2009
alcalinité	climatologie	annuelle	GLODAP
oxygène	climatologie	mensuelle	WOA 2001
phosphate	climatologie	mensuelle	WOA 2001
silicate	climatologie	mensuelle	WOA 2001
nitrate	climatologie	mensuelle	WOA 2001
fer	sorties modèle	mensuelle	ORCA2
DOC	sorties modèle	mensuelle	ORCA2
CFC11	sorties modèle	5 jours	ORCA05-G70.114
autres variables	constante	-	standard PISCES

d’un effort de mesures suffisant pour la production de climatologies. Pour toutes les autres variables, à l’exception du fer et des DOC, pour lesquelles il a été choisi d’utiliser des sorties de simulations globales, aucune forme d’information extérieure au modèle régional n’est utilisée. Cette stratégie s’applique bien sûr également au volet « initialisation » des simulations qui souffre du même manque d’informations. Notons bien ici que, quelque soit la simulation et la variable biogéochimique considérée, le champ utilisé en initialisation est toujours celui utilisé à la frontière ouverte, et ce, afin d’assurer la cohérence du système. La seule exception étant le cas où l’on dispose d’informations extérieures variables dans le temps ; la variabilité temporelle est alors bien sûr prise en compte dans le forçage aux frontières.

Ainsi, le contexte de modélisation régional et la pluralité des cas des variables biogéochimiques m’ont conduit à envisager l’élaboration d’une stratégie de gestion des frontières ouvertes pour les traceurs passifs. La mise en place et l’implémentation de cette stratégie dans le code a fait l’objet d’un travail préliminaire aux simulations couplées. De plus amples détails sur ce pan de travail sont exposés dans l’annexe B de ce manuscrit.

Le tableau 1.4 résume la nature et la source des informations extérieures appliquées à la frontière ouverte nord de notre domaine pour chacune des variables de PISCES dans l’ensemble de nos simulations.

NB : Dans le cadre de simulations dynamiques où les seuls traceurs passifs sont les CFC11, une stratégie de frontières ouvertes radiatives sera utilisée pour l’ensemble des traceurs actifs et passifs. En revanche, dans le cadre des simulations couplées dynamique-biogéochimique, les CFC11 étant « traités » par le code avec l’ensemble des autres traceurs passifs, une stratégie de frontières ouvertes spécifiée sera utilisée pour l’ensemble des traceurs passifs.

1.3.4 Caractéristiques numériques et techniques des simulations

Comme il a été introduit dans la section précédente, des familles de simulations peuvent être définies selon un critère basé sur la cohérence de la stratégie de simulation. Nous distinguons donc ici trois familles principales de simulations dont les objectifs scientifiques, la description complète ainsi que la validation seront présentées dans le chapitre 3 :

- A/ Simulations dynamiques
- B/ Simulations dynamiques + CFC11
- C/ Simulations couplées dynamique-biogéochimique

Les caractéristiques numériques et techniques de ces simulations sont résumées dans le tableau 1.5. L'« interpolation du forçage » (tableau 1.5, 5^{ème} ligne) peut s'effectuer soit « *online* » : les données de forçage atmosphérique étant alors fournies sur leurs grilles natives et l'interpolation sur la grille de la configuration se faisant dans le code, soit « *offline* » : les données de forçages atmosphériques fournies au modèle devant alors l'être sur la grille de la configuration utilisée et donc être interpolées en amont de la simulation.

Le coût d'une simulation en terme de temps de calcul est un facteur déterminant pour la stratégie de simulation adoptée et dimensionnant pour l'étude envisagée. Ce coût dépend à la fois de la configuration utilisée mais également de la machine sur laquelle la simulation est effectuée. Les configurations que nous utilisons nécessitent l'emploi de super-calculateurs d'envergure nationale qui sont gérés pas des centres de calcul. Les machines Vargas et Brodie sont des super-calculateurs du centre national de calcul IDRIS²². Vargas est une machine scalaire de 3584 processeurs et Brodie une machine vectorielle de 80 processeurs. Quant à Jade, c'est un super-calculateur scalaire de 23040 processeurs du centre national de calcul CINES²³. Au début de l'année 2010, une partie de Jade a été modifiée afin d'augmenter les performances de calcul (Jade II) et après une période de tests, a été rendue accessible aux simulations utilisant plus de 512 processeurs. Jade II, dont nous avons pu bénéficier à partir de juillet 2010, a permis d'augmenter les performances de calcul d'un facteur 2.5, rendant ainsi possible la multiplication de tests dans le cadre de la mise en place de la configuration BIOPERIANT05 et de la production de la simulation de référence.

La « durée de calcul » (tableau 1.5, 8^{ème} ligne) indique la durée (ou temps « *elapsed* ») mis par le système de calcul pour effectuer une année de simulation. La consommation d'heures de calcul (ou temps CPU) pour une année de simulation est ensuite déduite en multipliant la durée de calcul par le nombre de processeurs utilisé (tableau 1.5, 7^{ème} ligne).

Enfin, le stockage des sorties que produisent les simulations est également un facteur dimensionnant de l'étude envisagée. Le contexte de modélisation océanique dans lequel nous nous plaçons est celui de simulations coûteuses en terme de ressources de calcul comme nous venons de le voir, mais aussi en terme de ressources mémoire en raison du grand nombre de champs pronostiques et diagnostiques que calcule le modèle. En outre, la taille de la mémoire sollicitée pour les sorties s'accroît avec la résolution de la configuration. La dernière ligne du tableau 1.5 reporte ainsi la taille mémoire nécessaire pour stocker une année complète de sorties à 5 jours pour chaque famille de simulations effectuées. Les simulations couplées BIOPERIANT05 sont particulièrement gourmandes en mémoire en

²²Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique, centre majeur du CNRS pour le calcul numérique intensif de très haute performance, basé à Orsay (France).

²³Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur, établissement public national, basé à Montpellier (France), et placé sous la tutelle du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche.

TAB. 1.5 – Caractéristiques numériques et techniques des familles de simulations (A) dynamiques ; (B) dynamiques + CFC11 et (C) couplée dynamique-biogéochimique.

	PERIANT05		BIOPERIANT05	PERIANT025	
<i>Familles</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>A</i>	<i>B</i>
Version NEMO	3.0 // 3.1	3.2	3.2	3.1	3.2
pas de temps	30/jour			60/jour	
interp. forçage	offline		online		
Machine	Vargas//Brodie	Jade I	Jade II	Brodie//Jade I	Jade II
Nb processeurs	131 // 8	136	528	16 // 280	280
Durée calcul	50'/an // 1h10/an	1h/an	1h40/an	5h/an // 2h30/an	1h30/an
Mémoire	12Go/an	14Go/an	95Go/an	54Go/an	63Go/an

raison des 25 variables prognostiques (24 variables de PISCES + CFC11) et des 27 variables diagnostiques calculées par le modèle. Signalons que ce stockage mémoire est valable pour les sorties standards des simulations. On peut en outre ajouter à cela les diagnostics de tendances intégrées dans la couche de mélange qui ont été activés notamment dans toutes les simulations BIOPERIANT05 et qui entraînent un surcoût d'environ 1Go/an/variable²⁴.

1.4 Conclusion

Trois configurations régionales DRAKKAR centrées sur l'océan Austral (PERIANT05, PERIANT025 et BIOPERIANT05) et basées sur le système de modélisation NEMO sont reprises ou développées dans le cadre de cette thèse. Ces configurations vont nous permettre d'une part d'étudier la dynamique de l'océan Austral à différentes résolutions (PERIANT05 et PERIANT025) et d'autre part la biogéochimie de l'océan Austral, et plus particulièrement les flux air-mer de CO₂ (BIOPERIANT05).

Le système de modélisation présenté dans ce chapitre résulte d'un ensemble de choix effectués afin de pouvoir répondre au mieux aux questions scientifiques posées dans ces travaux de thèse.

Points forts de la stratégie de modélisation

Certaines caractéristiques du système de modélisation utilisé ici en font un outil particulièrement adapté aux questions scientifiques traitées dans cette thèse.

Tout d'abord, l'utilisation d'un modèle forcé présente l'avantage d'avoir un degré de liberté en moins dû à la prescription du forçage atmosphérique et d'être donc partiellement contraint par les observations et ainsi moins sujet à la dérive. En outre, il y a peu d'évidence de l'existence de modes de variabilité couplés aux latitudes australes. Des réanalyses « réalistes » peuvent donc être réalisées avec de tels systèmes, à conditions toutefois de disposer d'un jeu de forçages atmosphériques de qualité. Par ailleurs, l'état moyen étant mieux contraint, les expériences de sensibilité restent comparables entre elles.

²⁴Ce diagnostic a été la plupart du temps activé pour 7 variables qui sont : DIC, alcalinité, NO₃, Si, PO₄, fer et CFC11.

Les résolutions de $0,5^\circ$ et de $0,25^\circ$ sont suffisantes pour permettre une représentation assez fine des fronts de l'ACC, comme nous le verrons plus loin, et ce principalement grâce à une meilleure résolution de la bathymétrie (*Penduff et al.*, 2010). De plus, l'utilisation de la différence des champs entre une simulation de résolution $0,5^\circ$ et une simulation jumelle de résolution $0,25^\circ$, nous permettent de comprendre l'apport d'une meilleure résolution, notamment quant au rôle des tourbillons.

Enfin, l'utilisation d'un système forcé et d'une configuration régionale réduit considérablement les coûts de calcul des simulations, permettant ainsi d'effectuer de nombreuses expériences de sensibilité dont nous nous servirons dans ces travaux pour mieux comprendre la réponse du système dynamique et biogéochimiques à des perturbations.

La stratégie de modélisation choisie présente toutefois un certain nombre de limites qu'il faut connaître si l'on souhaite mener des diagnostics appropriés et une réflexion pertinente.

Limites de la stratégie de modélisation

Comme il a été évoqué au cours de ce chapitre, comme tout système de modélisation, le système NEMO présente un certain nombre de défauts ou lacunes qui peuvent, selon les cas, limiter le champ des études ou dégrader la représentation de certains processus.

Dans OPA, la quasi-absence d'écoulement d'eaux denses le long des talus antarctiques influe directement sur la représentation du transport de l'ACC, induisant notamment une dérive du modèle (*Treguier et al.*, 2010). Dans LIM et PISCES, les incertitudes qui existent sur la paramétrisation des processus restent importantes. Par exemple, le modèle PISCES utilise un jeu de paramètres adapté à l'échelle globale et non aux spécificités régionales traduites par l'existence de différents biomes dans l'océan (*Longhurst*, 1995). La description des processus biogéochimiques est par ailleurs souvent basée sur des études expérimentales dont les résultats sont extrapolés à des échelles spatiales globales et temporelles longues. Dans le système NEMO tel que nous l'utilisons, l'océan, la glace de mer ainsi que la biogéochimie sont forcés par l'atmosphère. Cette stratégie exclut quasiment toute forme de rétroaction entre l'atmosphère et le système océan-biogéochimie-glace de mer en dépit du rôle majeur, et unanimement reconnu, joué par ces rétroactions sur le système climatique. Ce défaut de couplage est en partie expliqué par des questions techniques de coût de simulations²⁵.

La configuration utilisée peut être également source de lacunes dans la représentation des processus physiques et biogéochimiques. Ainsi, si elle présente l'avantage d'être moins coûteuse en terme de ressources de calcul et de stockage mémoire, une configuration régionale souffre généralement de la présence de ses frontières ouvertes. Dans notre cas, nous avons vu que l'emplacement de la frontière à 30°S nous garantit d'un certain nombre de difficultés. Cependant, il reste que les solutions dynamiques et biogéochimiques calculées par le modèle sont sensibles à la fois à méthode utilisée pour calculer la condition à la frontière mais également aux informations extérieures dont on dispose pour ce calcul. Pour la dynamique, la méthode utilisée aux frontières ainsi que l'utilisation des sorties de simulations dynamiques globales compatibles avec nos simulations réduit cette sensibilité. En outre, l'utilisation d'une configuration régionale proscrit toute possibilité d'une mise à l'équilibre du cycle du carbone et par là-même la réalisation de simulations longues.

²⁵Au vu des moyens de calcul actuels, les modèles couplés climatiques tels que ceux utilisés dans le cadre des prévisions de l'IPCC sont actuellement au plus des configurations globales de résolution $0,25^\circ$.

Enfin, le choix des résolutions de nos configurations est essentiellement contraint par les ressources de calcul. Aux résolutions « *eddy-permitting* » que nous utilisons ici, le spectre de la méso-échelle n'est que partiellement résolu²⁶.

Le choix de coupler modèle biogéochimique et modèles dynamiques « *online* », en dépit du surcoût que cela implique, est motivé par le fait qu'il existe peu d'expériences comparant approches « *online* » et « *offline* ». Les travaux de thèse de *Lachkar et al.* (2007) ont montré que l'écart entre les résultats obtenus avec l'une ou l'autre approche dans une configuration NEMO basse résolution (ORCA2) restait minime. Toutefois, en allant vers de plus haute résolution, on peut s'attendre à ce que ces écarts s'accroissent avec l'intensification des fluctuations des vitesses verticales.

L'ensemble de ces conclusions résume les principales forces et faiblesses de la stratégie de modélisation adoptée dans mes travaux de thèse. Il m'a conduit également à entamer un certain nombre de travaux préliminaires aux études scientifiques, dont les objectifs sont la mise en place d'outils de suivi des simulations, l'amélioration de la qualité des simulations et le développement de nouvelles applications au sein du système. Ces travaux qui vont nous permettre, ce faisant, de mieux comprendre le système lui-même, sont présentés dans le chapitre suivant.

²⁶Les modèles dits « *eddy-permitting* » ont une résolution de quelques dixièmes de degré au maximum et ne résolvent d'une partie du spectre de la méso-échelle, contrairement aux modèles dits « *eddy-resolving* ».

Chapitre 2

Contribution au développement des simulations australes

Sommaire

2.1	Introduction	52
2.2	Suivi continu des simulations : contributions au monitoring DRAKKAR	52
2.3	Une solution pour pallier le problème de représentation des eaux de fond	53
2.3.1	Contexte	53
2.3.2	Identification du problème	53
2.3.3	Méthode proposée	56
2.3.4	Tests et Validation	59
2.3.5	Conclusion	61
2.4	Tests de sensibilité pour la mise en place des simulations de référence	62
2.4.1	Paramétrisation de <i>Gent et McWilliams (1990)</i>	62
2.4.2	Paramétrisation de <i>Geider et al. (1998)</i>	67
2.5	Application de forçages synthétiques dans le modèle	70
2.5.1	Principe général	71
2.5.2	Implémentation dans NEMO	72
2.5.3	Implications	75
2.5.4	Validation et limites de l’approche	76
2.6	Conclusion	77

2.1 Introduction

La simulation n'est pas une fin en soi mais un outil nous permettant d'explorer une problématique. Aussi, doit-elle résoudre aussi bien que possible les processus et champs qui se trouvent au centre du questionnement scientifique ou qui, du moins, ont un impact direct sur ce questionnement. Ce chapitre est donc dédié à l'ensemble des travaux qui ont consisté à développer notre jeu de simulations afin de le rendre plus adapté au contexte scientifique de cette thèse. D'une manière générale, ces travaux sont de nature à contribuer au suivi des simulations réalisées, à améliorer leur qualité ainsi que leur champ d'application.

2.2 Suivi continu des simulations : contributions au monitoring DRAKKAR

La production d'une simulation est une tâche coûteuse tant en termes de ressources de calcul que de ressources humaines. Pour l'ingénieur ou le chercheur en charge de la réalisation d'une telle simulation, un outil de suivi en temps réel de la simulation en cours de production peut s'avérer être fort utile. Concrètement, il s'agit de pouvoir détecter, au plus tôt, tout problème rencontré par la simulation en cours de production (valeurs anormales, dérive anormalement forte d'une variable, etc) ou toute erreur effectuée lors de la mise en place de la simulation - situation inhérente à la gestion d'un système de modélisation d'un haut degré de complexité. Ainsi, plus cette détection sera effectuée tôt dans l'enchaînement de la production de la simulation, moins de ressources de calcul et de temps seront gaspillés. En outre, un tel système de suivi en temps réel de simulation permet de visualiser rapidement la « réaction » du modèle à un test de sensibilité.

Dans le cadre du projet DRAKKAR, un système de suivi des simulations, le « *monitoring DRAKKAR* », a été mis en place afin de répondre à ces attentes. Le monitoring DRAKKAR est basé sur un ensemble de diagnostics simples, effectués sur les moyennes annuelles des sorties de la simulation en cours. Ces diagnostics sont standards, c'est-à-dire que d'une simulation à l'autre, pour un diagnostic donné, les sorties du modèle subissent le même traitement et sont visualisées selon les mêmes critères (i.e. palettes de couleur et échelles de valeurs), ce afin de permettre la comparaison entre différentes simulations. Le jeu de programmes nécessaire à la réalisation du monitoring DRAKKAR est installé sur la machine de production de la simulation, ce qui permet aux diagnostics d'être effectués rapidement et facilement, en évitant le transfert de données. Enfin, les figures issues de ces diagnostics sont hébergées sur un site dédié au monitoring des simulations DRAKKAR¹ afin d'être visualisables en ligne.

Ainsi, une conséquence logique de l'existence d'un tel outil est la constitution d'une base de données permettant la visualisation et l'inter-comparaison des simulations DRAKKAR. Ceci s'avère extrêmement utile notamment lors de la mise en place d'une nouvelle configuration et de l'évaluation de ses performances.

Au cours de mes travaux de thèse, j'ai contribué à adapter et développer une partie du monitoring DRAKKAR. Ce travail a essentiellement consisté d'une part à adapter les diagnostics du monitoring DRAKKAR aux configurations australes, et d'autre part, à

¹<http://www-meom.hmg.inpg.fr/DRAKKAR>, contacter l'équipe MEOM (Modélisation des Ecoulements Océaniques à Moyenne et grande échelle) pour obtenir le login et le mot de passe du site.

créer le volet biogéochimique du monitoring DRAKKAR en mettant en place des diagnostics pour les variables de PISCES. Le lecteur pourra trouver la description de ce travail en annexe de cette thèse (annexe A).

2.3 Une solution pour pallier le problème de représentation des eaux de fond

2.3.1 Contexte

Comme nous l'avons vu dans la partie I, la représentation des flux de CO_2 est principalement pilotée par la dynamique, et plus particulièrement dans l'océan Austral, par le transport de l'ACC et la cellule de circulation méridienne (MOC) qui affectent la structure des DIC en surface comme dans l'océan intérieur. Or, transport de l'ACC et MOC seraient liés à la position et la pente des isopycnes, elles-mêmes contrôlées par le gradient méridien de densité qui s'appuie notamment sur les eaux denses tapissant le fond de l'océan, en l'occurrence les AABW (voir partie I Figure 3). Aussi, dans un modèle, la représentation des propriétés thermohalines des AABW apparaît comme une des clefs de voûte de la simulation des flux de CO_2 . Or, la plupart des modèles actuels rencontrent des problèmes dans la représentation des eaux de fond (*Winton et al.*, 1998; *Lee et al.*, 2002). C'est le cas également des simulations DRAKKAR. De tels problèmes remettent ainsi en question la capacité des modèles à étudier la réponse du puits océanique de carbone aux tendances climatiques.

Aussi, dès le commencement de mes travaux de thèse, je me suis penchée plus en détails sur ce problème de modélisation. Après avoir identifié et analysé le problème de représentation des eaux de fond dans les simulations DRAKKAR, j'ai mis en place une méthode permettant de pallier ce problème. Cette section présente la synthèse de ces travaux.

2.3.2 Identification du problème

Représentation des eaux de fond

La Figure 2.1 présente deux sections verticales de salinité dans l'océan Austral dans la simulation DRAKKAR globale ORCA025-G70 (*Barnier et al.*, 2006) : une section correspondant à l'année 1958 (première année de la simulation) et l'autre section à l'année 1968 (soit dix ans après le début de la simulation). Le volume de l'épaisse couche d'eaux très salées qui tapisse le fond de l'océan en 1958 a fortement diminué en 1968. En outre, la structure haline présente initialement en 1958 est considérablement modifiée en dix ans de simulation, induisant en particulier un affaissement des pentes isopycnales. L'ensemble de ces éléments semblent ainsi indiquer une érosion rapide des propriétés thermohalines des masses d'eau de fond antarctiques (AABW) en dix ans de simulation ORCA025-G70. Un diagnostic plus quantitatif nous apprend que le volume des AABW décroît linéairement au cours de la simulation ORCA025-G70, correspondant à une perte de 25% environ du volume de AABW initial en 46 ans de simulation.

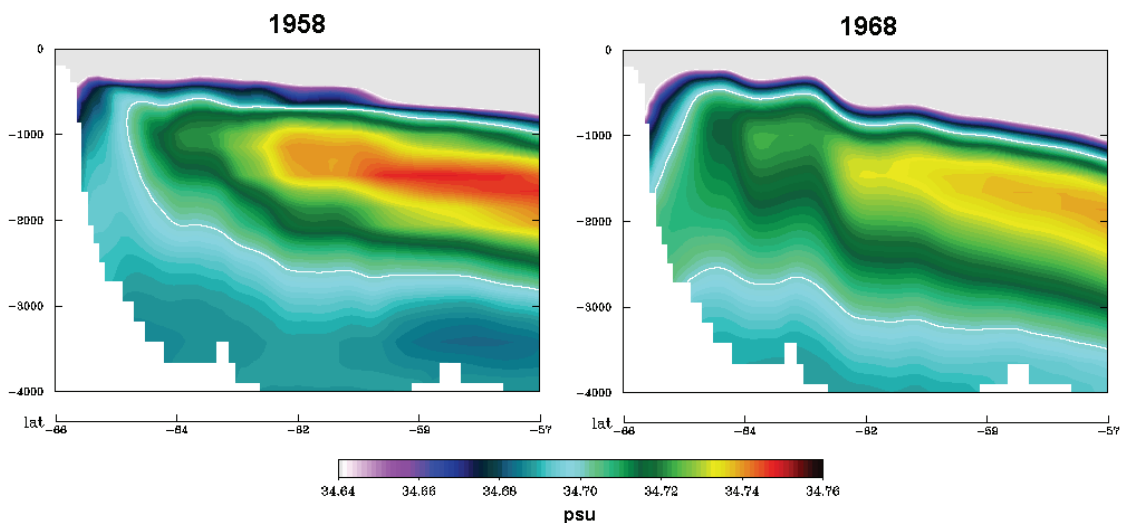


FIG. 2.1 – Sections verticales à 140°E de salinité moyenne pour l'année 1958 (gauche) et 1968 (droite) dans la simulation DRAKKAR globale ORCA025-G70. La ligne continue blanche indique l'isopycne $34,7 \text{ kg m}^{-3}$.

Conséquences

La Figure 2.2 présente l'évolution temporelle du transport annuel au niveau du Passage de Drake dans trois simulations DRAKKAR globales à différentes résolutions. Dans chacune des simulations, l'ajustement initial du transport qui a lieu jusqu'au milieu des années 1970 fait place à une tendance négative qui perdure jusqu'à la fin de la simulation. Par ailleurs, l'évolution du transport annuel de la simulation ORCA025-MJM01 qui a tourné 300 ans avec un forçage climatologique² présente également une tendance négative (non montré). Aussi, la présence d'une tendance systématique dans le transport de l'ACC des simulations DRAKKAR ne peut être associée à un signal climatique présent dans le forçage atmosphérique, mais indique plutôt une dérive interne au modèle. Une telle dérive est susceptible d'être causée par une perte du volume des AABW (en raison de l'érosion de leurs propriétés thermohalines), engendrant une diminution du gradient méridien de densité et donc de l'intensité du transport de l'ACC comme le discutent *Treguier et al.* (2010) à partir de la simulation DRAKKAR ORCA025-G70.

Origines

La Figure 2.3.a montre une vue schématique de la localisation des AABW dans l'océan Austral, de leur formation sur les marges continentales à leur écoulement le long du talus continental jusqu'aux profondeurs abyssales. Deux processus semblent principalement pouvoir être à l'origine d'une mauvaise représentation des AABW dans un modèle :

1. **La formation des AABW** : elle fait intervenir d'une part les eaux circumpolaires profondes (CDW) en provenance du nord et affleurant près du continent Antarctique et d'autre part les eaux de plateaux (SW) (*Orsi et al.*, 1999). Ces dernières sont

²Un forçage climatologique est un forçage que l'on répète à l'identique chaque année. Il ne contient donc pas de variabilité interannuelle, ni de tendances climatiques.

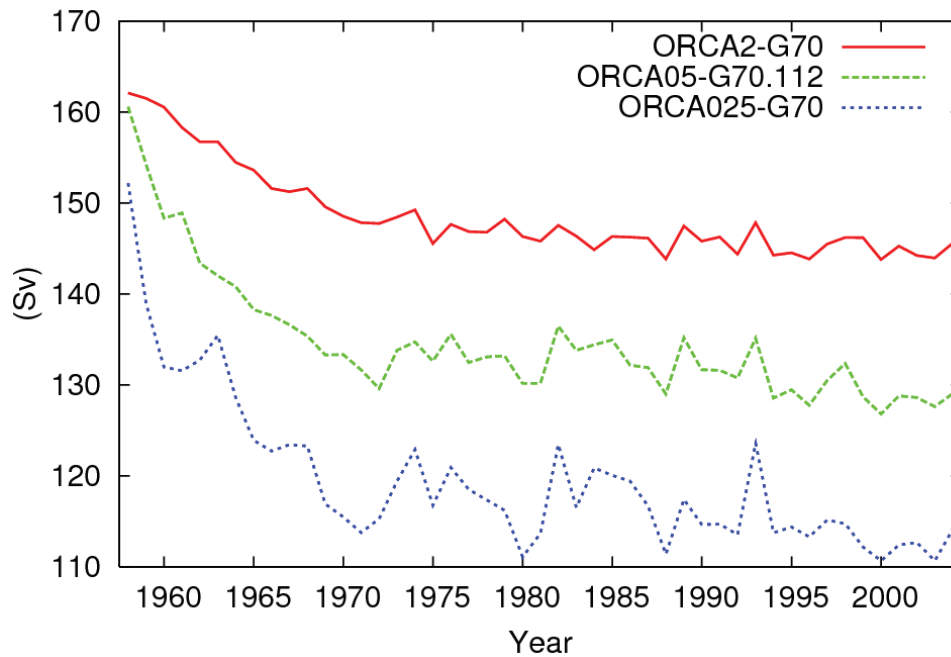


FIG. 2.2 – Séries temporelles du transport annuel (en Sv) sur la période 1958-2004 au niveau du Passage de Drake pour les simulations DRAKKAR globales de résolution 2° (ORCA2-G70), $0,5^\circ$ (ORCA05-G70.112) et $0,25^\circ$ (ORCA025-G70) (Figure réalisée par J.-M. Molines).

essentiellement formées à partir des rejets de sel dus à la formation de glace de mer ainsi qu'à la fonte basale des ice-shelves³. Ainsi, la formation des AABW est étroitement pilotée par les flux de chaleur et de sel à la surface de l'océan.

2. **L'écoulement des AABW** : suite à la formation des AABW sur les plateaux continentaux antarctiques, leur extrême densité enclenche un mécanisme de convection qui provoque leur subduction vers les profondeurs océaniques. Cette descente des AABW s'effectue par écoulements gravitaires le long de la topographie.

Ainsi, une mauvaise représentation des processus de formation ou d'écoulement des AABW peut être responsable de la mauvaise représentation des propriétés thermohalines des AABW dans le modèle. De nombreuses études se sont attachées à améliorer la formation des AABW notamment par le biais de travaux sur le forçage atmosphérique dans les zones côtières antarctiques (Mathiot, 2009) ou d'un couplage du modèle océanique avec l'atmosphère (Jourdain, 2007). Si des progrès restent encore à faire de ce côté, les forçages atmosphériques utilisés dans les simulations DRAKKAR permettent actuellement d'entretenir la formation des AABW dans les zones côtières antarctiques (Mathiot, 2009). L'origine du problème de représentation des AABW semble donc plutôt lié à la résolution des processus d'écoulements le long des reliefs topographiques par le modèle.

La représentation des écoulements d'eaux denses est connue pour être un problème typique des modèles en coordonnées verticales z (Winton *et al.*, 1998; Lee *et al.*, 2002) qui

³Ce sont des plateaux de glace continentale de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur qui bordent le continent Antarctique.

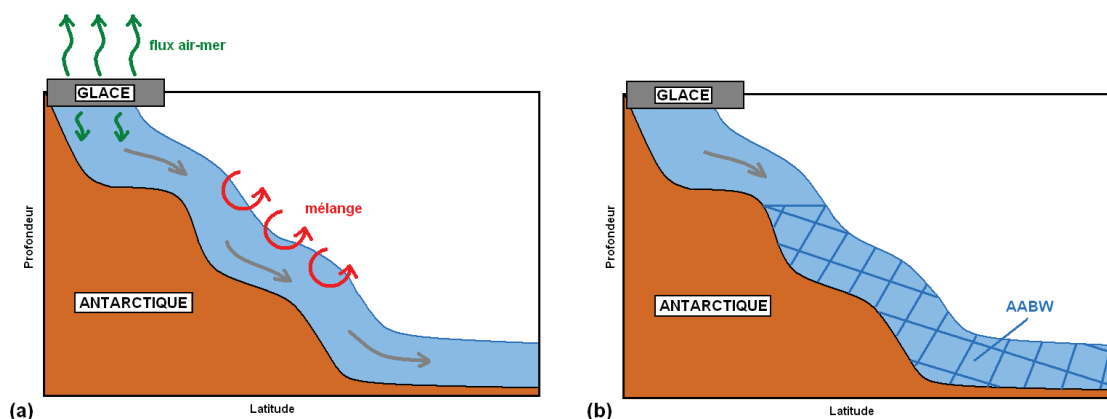


FIG. 2.3 – Schémas explicatifs représentant (a) les deux principales causes potentiellement à l'origine de la mauvaise représentation des propriétés thermohalines des AABW, et (b) la solution proposée pour pallier de problème : le rappel des propriétés thermohalines des AABW.

se fondent sur l'hypothèse hydrostatique alors que les écoulements gravitaires dépendent essentiellement de processus non-hydrostatiques comme l'entraînement. Dans les modèles de type hydrostatique, la diffusion horizontale associée aux schémas d'advection induit un mélange diapycnal excessif (*Lee et al.*, 2002) qui tend à éroder les propriétés des AABW. Une bonne représentation des écoulements gravitaires le long de la topographie requiert la résolution de la couche limite de fond (*Pacanowski et Gnanadesikan*, 1998; *Killworth et Edwards*, 1999). Ceci implique soit d'augmenter la résolution horizontale et verticale du modèle de façon considérable (*Winton et al.*, 1998) et atteindre alors un coût actuellement encore prohibitif pour les simulations, soit de paramétrer la couche limite de fond (comme le fait par exemple le schéma BBL discuté par *Hervieux* (2007)). La dernière solution nécessitant une étude à part entière⁴, qui n'est pas l'objet de nos travaux, j'ai donc opté pour la mise en place d'une solution palliative du problème de représentation des AABW qui est présentée ci-après.

2.3.3 Méthode proposée

Une solution simple pour pallier le problème de représentation des AABW est d'effectuer un rappel des propriétés thermohalines des AABW vers une climatologie (voir schéma de la Figure 2.3.b). Cette méthode est similaire à celle utilisée par *Hallberg et Gnanadesikan* (2006) qui appliquent des couches tampons au niveau des eaux de plateaux afin d'assurer la formation des AABW. Ici, la détermination des zones où le rappel des propriétés thermohalines des AABW vers une climatologie est appliqué, est essentiellement effectuée à partir d'un critère en densité. A noter que des critères basés sur la géométrie du domaine (i.e. distance à la côte) ou sur des paramètres (coefficient de diffusion verticale diminué) ont également été testés sans succès.

⁴L'amélioration de la représentation des écoulements gravitaires (ou « *overflows* ») grâce à la paramétrisation BBL a déjà fait l'objet d'une thèse au sein de l'équipe MEOM du LEGI (*Hervieux*, 2007).

Mise en place du masque

Afin de déterminer la zone dans laquelle le rappel est appliqué, un masque (M) de la grille du modèle est construit selon la formule suivante :

$$M(x, y, z) = g(\sigma_2(x, y, z)) \cdot h(z) \quad (2.1)$$

$$\text{avec} \begin{cases} g(\sigma_2(x, y, z)) = \frac{1}{2} \left[\frac{\tanh[(\sigma_2(x, y, z) - \sigma_{ref})/a]}{1} + 1 \right] \\ h(z) = \frac{1}{2} \left[\frac{\tanh[(z - z_{ref})/b]}{1} + 1 \right] \end{cases} \quad (2.2)$$

où σ_2 est calculé à partir des champs de température et salinité de la climatologie de *Gouretski et Koltermann* (2004). M contient donc des valeurs réelles entre 0 et 1. La détermination des zones où le rappel est appliqué dépend donc de deux critères :

- σ_{ref} qui représente la limite supérieure de la classe de densité des AABW. Cette limite est choisie telle que $\sigma_2 = 37,16 \text{ kg m}^{-3}$ d'après une définition généralisée des AABW résultant des travaux de *Orsi et al.* (1999).
- z_{ref} qui représente la profondeur seuil choisie ici égale 1000 m ; ce, afin que les eaux de surface ne soient pas influencées par le rappel, d'une part car le problème de représentation des eaux denses ne se situe pas principalement au niveau de leur formation comme nous l'avons vu précédemment, et d'autre part pour éviter d'appliquer un rappel dans les couches principalement visées par notre étude.

a et b sont des paramètres permettant d'ajuster la transition entre les zones où le rappel est appliqué et celles où il ne l'est pas. Ils sont choisis tels que $a = 0,025 \text{ kg m}^{-3}$ et $b = 100 \text{ m}$. A noter qu'un troisième critère est utilisé pour les simulations globales, permettant de limiter les zones où le rappel est appliqué aux latitudes supérieures à 30°S .

Le choix d'utiliser la climatologie de *Gouretski et Koltermann* (2004) au lieu de celle de *Levitus et al.* (1998) est motivé par la méthode d'interpolation spatiale utilisée dans la construction de la climatologie de *Gouretski et Koltermann* (2004) qui permet d'éviter la création de masses d'eau artificielles. En effet, *Gouretski et Koltermann* (2004) interpolent les données disponibles le long de surfaces neutres (*Jackett et McDougall*, 1997) et non à pression constante, évitant ainsi de mélanger les propriétés de masses d'eau différentes lors du processus d'interpolation.

La Figure 2.4 présente une coupe de M à 2500 m de profondeur ainsi qu'une section verticale méridienne dans la mer de Weddell. M présente des valeurs non nulles le long des côtes antarctiques et plus particulièrement des valeurs élevées dans les mers de Ross, de Weddell et le long des côtes de la Terre Adélie, correspondant aux zones de formation des AABW (*Carmack*, 1977). D'autre part, M présente des valeurs non nulles uniquement au-delà de 1000 m de profondeur.

Mise en place du rappel

L'utilisation d'un rappel vers des propriétés climatologiques dans les simulations requiert une implémentation dans le code NEMO. En pratique, les simulations DRAKKAR globales faisant déjà l'objet de rappel dans certaines régions afin de stabiliser les solutions des simulations (ex : Méditerranée, Mer Noire), une routine existait déjà à cette fin dans le code OPA (routine tradmp.F90). J'ai donc simplement introduit une nouvelle option qui consiste à effectuer un rappel dont la zone d'application est définie par un masque M, et non explicitée directement dans le code.

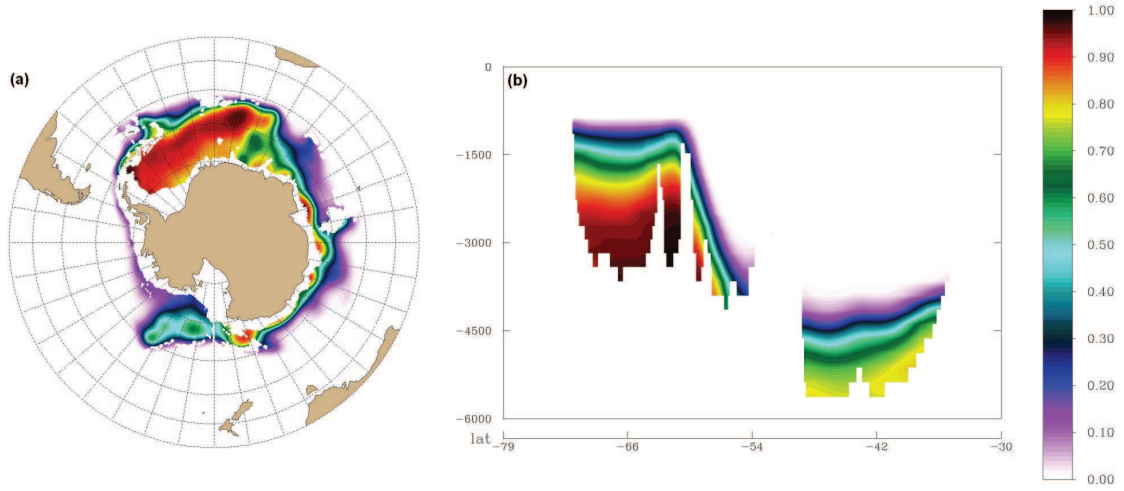


FIG. 2.4 – Masque M (cf. equation (2.1)) (a) à 2500 m de profondeur et (b) le long d'une section méridienne de longitude $50^\circ W$ (secteur de la mer de Weddell).

Concrètement, tout au long de la simulation, un rappel des propriétés thermohalines des AABW vers la climatologie de *Gouretski et Koltermann* (2004) est effectué selon l'équation suivante :

$$\begin{cases} \partial_t \theta(t, x, y, z) = \dots + \frac{M(x, y, z)}{\tau_r} (\theta_{clim}(x, y, z) - \theta(t, x, y, z)) \\ \partial_t S(x, y, z) = \dots + \frac{M(x, y, z)}{\tau_r} (S_{clim}(x, y, z) - S(t, x, y, z)) \end{cases} \quad (2.3)$$

où θ and S sont, respectivement, la température potentielle et la salinité calculées par le modèle ; θ_{clim} and S_{clim} sont, respectivement, la température potentielle et la salinité issues de la climatologie de *Gouretski et Koltermann* (2004) ; τ_r est le temps de rappel, et M est le masque défini plus haut, correspondant donc à un coefficient de rappel. Pour réaliser cela, deux modifications ont été introduites dans le code :

- **Namelist dynamique**⁵ : l'utilisateur peut choisir l'option d'appliquer un rappel dont la description est contenue dans un fichier de masque M selon un temps de rappel τ_r qu'il prescrit.
- **Code (routine tradmp.F90)** : cette routine a été adaptée afin de pouvoir lire un fichier de masque M et l'introduire dans l'algorithme de rappel selon l'équation (2.3).

Après l'élaboration d'une première version test, la mise en place dans le code en conformité avec les normes DRAKKAR a été effectuée par J.-M. Molines. Notons ici enfin qu'une implémentation du rappel basée sur la lecture d'un tel fichier de masque présente l'avantage d'être une méthode adaptée à tous les rappels et toutes les configurations en laissant le soin à l'utilisateur de prescrire le masque qu'il souhaite utiliser, et évite donc d'écrire explicitement les conditions de rappel dans le code.

⁵Dans ce fichier, l'utilisateur choisit l'ensemble des options et valeurs de paramètres qui définissent la dynamique de sa simulation.

TAB. 2.1 – Caractéristiques du jeu de simulations permettant de tester la sensibilité du modèle à la méthode de rappel pour différentes valeurs du temps de rappel τ_r . ORCA05-G70.112 est une simulation DRAKKAR globale de résolution $0,5^\circ$ (*Biastoch et al.*, 2008).

<i>Généralités</i>	
Version NEMO	3.0
Configuration	PERIANT05
Période	1991-2000
<i>Initialisation</i>	
θ, S	Climatologie de <i>Levitus et al.</i> (1998)
\vec{U}	$\vec{0}$
Glace de mer	ORCA05-G70.112 (1980)
<i>OBC</i>	
θ, S, \vec{U}	ORCA05-G70.112

2.3.4 Tests et Validation

Une fois la méthode de rappel mise en place dans le code, il s'agit de tester son impact notamment sur la dérive du transport de l'ACC, ainsi que de régler la valeur des paramètres du rappel. Pour ce dernier point, nous présentons ici uniquement les tests de sensibilité effectués pour choisir le temps de rappel τ_r . D'autres tests ont également été effectués pour choisir la densité de référence σ_{ref} .

Sensibilité au temps de rappel

Un jeu de cinq simulations est réalisé afin d'apprécier l'impact de l'application de la méthode de rappel sur les solutions du modèle ainsi que de tester sa sensibilité au temps de rappel τ_r . Le tableau 2.1 résume les caractéristiques de ces simulations. Une simulation de contrôle est réalisée dans laquelle aucun rappel des propriétés thermohalines des AABW n'est appliqué. Quatre simulations de sensibilité sont réalisées dans lesquelles la méthode de rappel des propriétés thermohalines des AABW vers la climatologie de *Gouretski et Koltermann* (2004) est appliquée avec un temps de rappel $\tau_r = 1$ mois ; 3 mois ; 6 mois ou 1 an.

La Figure 2.5.a montre l'évolution temporelle du volume annuel des AABW au cours des simulations. Dans la simulation de contrôle, une tendance linéaire négative est présente tout au long de la simulation et correspond à une diminution du volume des AABW. Dans les simulations de sensibilité, aucune tendance n'apparaît et le volume des AABW se stabilise au bout de deux ans de simulation. Ce volume de stabilisation est fonction du τ_r appliqué dans le rappel des propriétés thermohalines des AABW : plus τ_r est petit, plus le volume de stabilisation des AABW est proche du volume initial de la simulation.

Les Figures 2.5.b et c montrent l'évolution temporelle du transport annuel au niveau du Passage de Drake et des Iles Kerguelen. Dans la simulation de contrôle, le transport présente une tendance négative tout au long de la simulation. Dans les simulations de sensibilité, après un ajustement de quatre à cinq ans, le transport se stabilise. Le niveau de stabilisation du transport est fonction du τ_r appliqué dans le rappel des propriétés

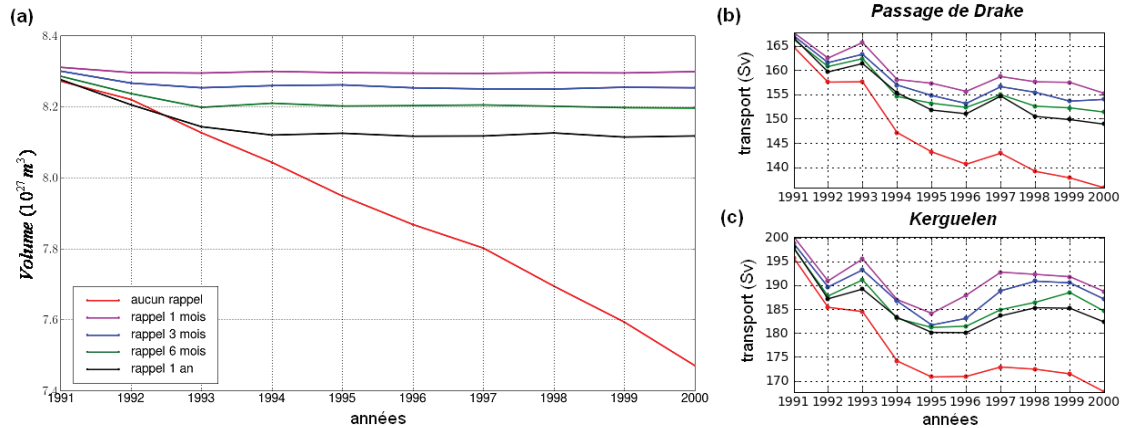


FIG. 2.5 – (a) Evolution du volume annuel (en m^3) des AABW entre 1991 et 2000 dans le jeu de simulations testant la sensibilité de la méthode de rappel des propriétés thermohalines des AABW au temps de rappel τ_r appliqué. Les AABW sont ici définies comme les masses d'eau pour lesquelles $\sigma_2 \geq 37,16 \text{ kg m}^{-3}$. Evolution du transport annuel (en Sv) (b) au Passage de Drake et (c) au sud des Kerguelen dans le même jeu de simulations.

thermohalines des AABW : plus τ_r est petit, plus le transport se stabilise autour d'une valeur moyenne élevée. Enfin, la variabilité interannuelle du transport ne semble pas affectée par l'application de la méthode de rappel puisque toutes les simulations, y compris celle de contrôle, présentent des variabilités interannuelles du transport très similaires. Des diagnostics complémentaires montrent que cette conclusion est également valable pour la variabilité mensuelle du transport.

Ainsi, l'application d'un rappel des propriétés thermohalines des AABW dans les simulations PERIANT05, semble pouvoir contribuer à faire diminuer de manière significative la dérive du modèle, observée notamment sur le transport interannuel de l'ACC, sans pour autant affecter sa variabilité. L'ensemble des tests de sensibilité présentés ici, ainsi que d'autres tests effectués pour sélectionner la valeur de la densité de référence σ_{ref} ainsi que la climatologie de rappel (non montrés), m'ont conduit à choisir une valeur de 2 ans pour le temps de rappel τ_r , résultat d'un compromis entre efficacité du rappel et contrainte sur les solutions du modèle. Notons ici qu'un tel rappel a par la suite été appliqué dans la simulation DRAKKAR globale ORCA025.L75-G85 (résolution de $0,25^\circ$ avec 75 niveaux verticaux) avec les mêmes résultats concluants pour le transport de l'ACC.

Impact de la méthode sur la MOC

La Figure 2.6 présente la MOC calculée en coordonnées σ_2 sur la période 1995-2004 à partir d'une simulation PERIANT05 dans laquelle la méthode de rappel a été appliquée avec un temps de rappel $\tau_r = 2$ ans. Une limite a été arbitrairement choisie afin de séparer les classes de densité pour lesquelles le rappel des propriétés thermohalines des AABW peut être considéré comme « fort » et celles pour lesquelles il peut être considéré comme « faible ». Pour cela, la valeur du coefficient de rappel M est choisie égale à 0,2, correspondant à un rappel des propriétés thermohalines des AABW avec un temps de rappel de dix ans. Seule la partie inférieure de la cellule profonde de la MOC, correspondant à l'écoulement des AABW le long de la topographie est influencée de manière significative

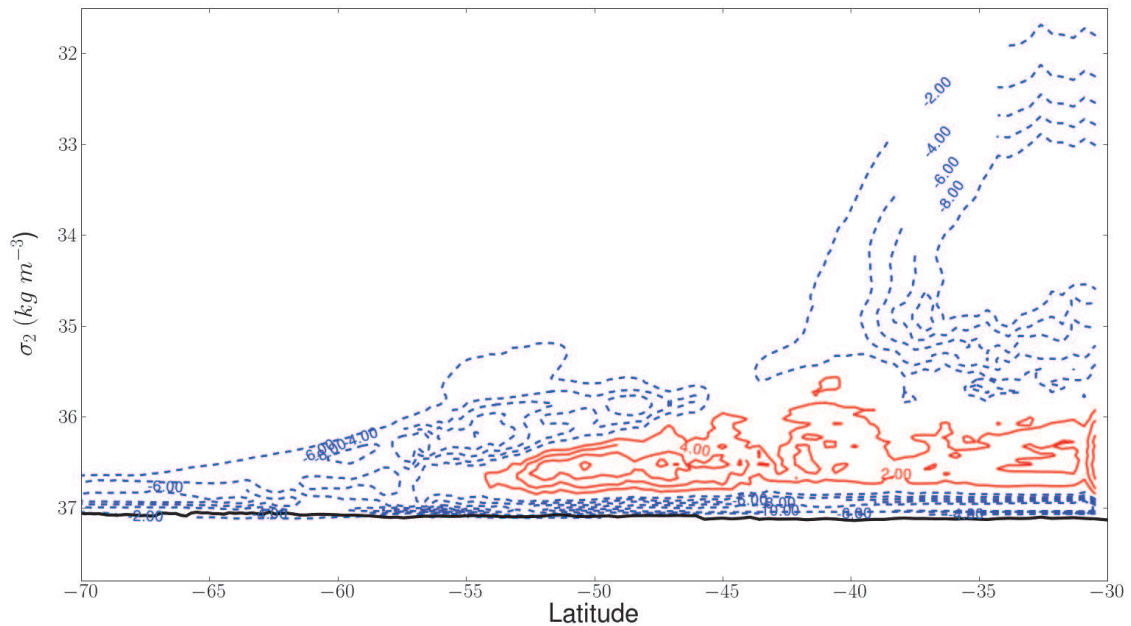


FIG. 2.6 – Cellule de circulation méridienne (MOC) en coordonnées de densité potentielle σ_2 pour la période 1995-2004 dans une simulation PERIANT05. Les isocontours continus rouges correspondent à une circulation dans le sens horaire et les isocontours pointillés bleus correspondent à une circulation dans le sens anti-horaire. La circulation est exprimée en Sv. La ligne continue noire montre la limite supérieure des classes de densité pour lesquelles le rappel s'exerce avec un coefficient $M \geq 0,2$, correspondant à un rappel des propriétés thermohalines des AABW avec un temps de rappel de dix ans.

par le rappel. La cellule « subpolaire » (cellule rouge sur la Figure 2.6) qui traduit notamment la remontée des NADW riches en DIC en subsurface au niveau de la Divergence Antarctique - et donc au coeur des interrogations sur la réponse des flux de CO_2 au SAM -, n'est pas affectée directement par le rappel.

2.3.5 Conclusion

Dans cette section, nous avons montré que la méthode mise en place pour effectuer un rappel des propriétés thermohalines des AABW contribue à corriger de manière efficace la dérive du modèle en stabilisant notamment le transport de l'ACC sans pour autant affecter sa variabilité interannuelle. Cette méthode est désormais implémentée de façon standard dans les versions récentes de NEMO (à partir de la version 3.2) et un cdftool⁶ du nom de « cdfmaskdmp », écrit par R. Dussin, est disponible pour construire le masque de coefficient de rappel M. Par ailleurs, cette méthode est désormais appliquée dans les simulations DRAKKAR ORCA025 et l'a également été dans la réanalyse GLORYS 2.

Toutefois, il convient de noter que l'application de cette méthode exclut toute étude de la variabilité des propriétés thermohalines des AABW et contraint l'échelle de temps des études utilisant un tel rappel à de courtes durées (i.e., plusieurs décennies). Aussi, le problème de la représentation des AABW dans notre modèle n'est-il pas vraiment résolu

⁶Programmes permettant la réalisation de diagnostics, voir annexe A.

mais seulement pallié. Dans la perspective de la réalisation de simulations climatiques, il reste donc à se pencher plus en avant sur ce problème notamment en améliorant les deux processus majeurs de représentation des AABW qui sont leur formation et leur écoulement le long des reliefs topographiques.

2.4 Tests de sensibilité pour la mise en place des simulations de référence

Afin d'obtenir une simulation de référence satisfaisante, c'est-à-dire remplissant certains critères vis-à-vis de l'étude envisagée, de nombreux tests de sensibilité à certains paramètres ou choix de paramétrisation sont généralement nécessaires. Ces tests permettent d'effectuer un choix de modélisation en connaissance de cause ainsi que d'apprécier à quel point tel ou tel paramètre peut être critique pour les solutions de la simulation. Dans cette section, nous présentons les deux principaux tests de sensibilité effectués pour la mise en place des simulations dynamiques d'une part, et des simulations couplées dynamique-biogéochimie d'autre part.

2.4.1 Paramétrisation de *Gent et McWilliams (1990)*

La paramétrisation de *Gent et McWilliams (1990)* (ci-après notée GM90) est la paramétrisation la plus couramment utilisée par les modèles océaniques pour prendre en compte l'effet des tourbillons lorsque leur résolution horizontale est insuffisante pour résoudre les processus tourbillonnaires. En pratique, cette paramétrisation est largement utilisée par les modèles basse résolution, notamment les modèles climatiques tels que ceux de l'IPCC. En revanche, pour la classe de modèles « *eddy-permitting* », l'utilisation de cette paramétrisation n'est pas systématique car ces modèles sont capables de résoudre une partie du spectre de la méso-échelle. Selon le sujet de son étude, l'utilisateur peut donc choisir soit d'introduire la paramétrisation GM90 dans sa simulation, soit de laisser le modèle résoudre explicitement les processus tourbillonnaires, même si la variabilité méso-échelle ne sera alors que partiellement résolue.

Comme la plupart des simulations globales de résolution $0,5^\circ$ utilisent actuellement la paramétrisation GM90, la possibilité de l'appliquer ou non dans les simulations australes à $0,5^\circ$ s'est présentée. C'est donc l'effet de la paramétrisation GM90 sur la dynamique des simulations PERIANT05 que nous testons ici, et plus particulièrement l'effet sur le transport de l'ACC et sur la cellule de circulation méridienne (MOC) qui, comme nous l'avons vu dans la partie I, sont largement influencés par la circulation tourbillonnaire.

La paramétrisation de GM90

La paramétrisation GM90 est fondée sur l'hypothèse selon laquelle les tourbillons de méso-échelle se développent principalement à partir d'un mécanisme d'instabilité barocline (*Robinson et McWilliams, 1974*). A grande échelle, les tourbillons sont ainsi représentés par leur effet local sur l'écoulement moyen via le transfert d'énergie cinétique et potentielle entre échelles résolues et échelles non résolues. Ainsi, dans le schéma de diffusion latérale d'un traceur τ , la paramétrisation GM90 propose d'ajouter une vitesse \vec{U}^* représentant la

TAB. 2.2 – Caractéristiques du jeu de simulations permettant de tester la sensibilité du modèle à la paramétrisation GM90. ORCA05-G70.112 est une simulation DRAKKAR globale de résolution $0,5^\circ$ (Biaśtoch *et al.*, 2008).

<i>Généralités</i>	
Version NEMO	3.1
Configuration	PERIANT05
Période	1980-2004
<i>Initialisation</i>	
θ, S	Climatologie de <i>Levitus et al.</i> (1998)
\vec{U}	$\vec{0}$
Glace de mer	ORCA05-G70.112 (1980)
<i>OBC</i>	
θ, S, \vec{U}	ORCA05-G70.112

vitesse induite par les tourbillons telle que :

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} + (\vec{U} + \vec{U}^*) \vec{\nabla} \tau = k \nabla^2 \rho \tau \quad (2.4)$$

où k est le coefficient de diffusion latérale, ρ la densité, t le temps, et \vec{U} le vecteur vitesse des composantes zonales et méridiennes (u, v). La vitesse \vec{U}^* est exprimée comme suit :

$$\vec{U}^* = \kappa \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\nabla \rho}{\partial_z \rho} \right) \quad (2.5)$$

où κ est le coefficient de *Gent et McWilliams* (1990) exprimé en $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$. La vitesse induite par les tourbillons \vec{U}^* est donc directement proportionnelle à la pente des isopycnes. L'inclinaison des isopycnes fournit en effet une énergie potentielle disponible qui va être convertie par la paramétrisation en vitesse moyenne. La paramétrisation GM90 est également souvent appelée « diffusion des épaisseurs de couches » car elle tend à réduire les épaisseurs des couches isopycnales par advection des traceurs le long des isopycnes. C'est par cet effet d'« aplatissement » des surfaces isopycnales que la paramétrisation GM90 imite le rôle des tourbillons de méso-échelle sur la circulation océanique.

Jeu de simulations

Afin de tester l'effet de la paramétrisation GM90 dans les simulations régionales australes de résolution $0,5^\circ$, deux simulations sont réalisées dans la configuration PERIANT05. Le tableau 2.2 résume les caractéristiques de ces simulations. La simulation **REF05** est la simulation de contrôle dans laquelle les tourbillons, dans la mesure de la résolution du modèle, sont explicitement résolus. La simulation **GM05** est la simulation de sensibilité dans laquelle la paramétrisation GM90 est implémentée avec un coefficient $\kappa = 1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

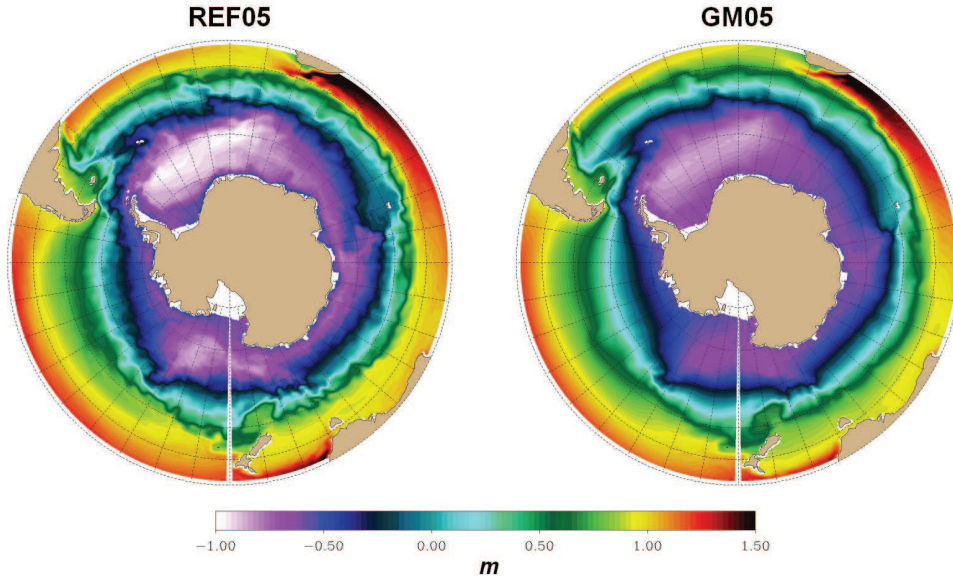


FIG. 2.7 – Hauteur moyenne (1995-2004) de la surface de la mer (SSH) en mètres pour (gauche) la simulation REF05 et (droite) la simulation GM05.

Résultats

Hauteur de surface de mer (SSH)

La Figure 2.7 montre la moyenne de la SSH sur la période 1995-2004 pour les simulations REF05 et GM05. Dans la simulation REF05, la bande de latitude 45°S-60°S présente une importante variabilité spatiale à petite échelle correspondant principalement aux méandres des fronts de l'ACC. En revanche, dans la simulation GM05, cette variabilité méso-échelle est beaucoup moins marquée. Cette comparaison montre que la paramétrisation GM90 a tendance à lisser les petites structures car elle inhibe les tourbillons de méso-échelle.

Transport de l'ACC

La Figure 2.8 présente l'évolution du transport annuel au travers de deux sections de l'ACC : le Passage de Drake et le sud des Iles Kerguelen. Au niveau du Passage de Drake - habituellement pris comme section de référence pour étudier le transport de l'ACC -, le transport moyen sur la période 1995-2004 est de 143 Sv pour REF05 et de 145 Sv pour GM05. Le transport moyen de l'ACC, estimé à partir d'une combinaison de sections hydrographiques, mesures de pression et courantomètres, est évalué à 134 Sv avec une erreur de ± 27 Sv (Whitworth et Peterson, 1985; Cunningham et al., 2003). La variabilité interannuelle du transport au Passage de Drake est de $\pm 1,2$ Sv pour REF05 et de $\pm 0,7$ Sv pour GM05. Les estimations issues des observations font quant à elles état d'une variabilité interannuelle du transport au Passage de Drake plus forte ($\pm 11,2$ Sv, Whitworth et Peterson (1985)). L'origine de cette différence avec les observations peut provenir du fait que les sections hydrographiques ne prennent pas en compte les variations du transport du contre-courant côtier antarctique, alors que celui-ci pourrait compenser les variations au large. Par exemple, les réanalyses SODA montrent une variabilité interannuelle du transport au Passage de Drake de $\pm 2,1$ Sv (Yang et al., 2008).

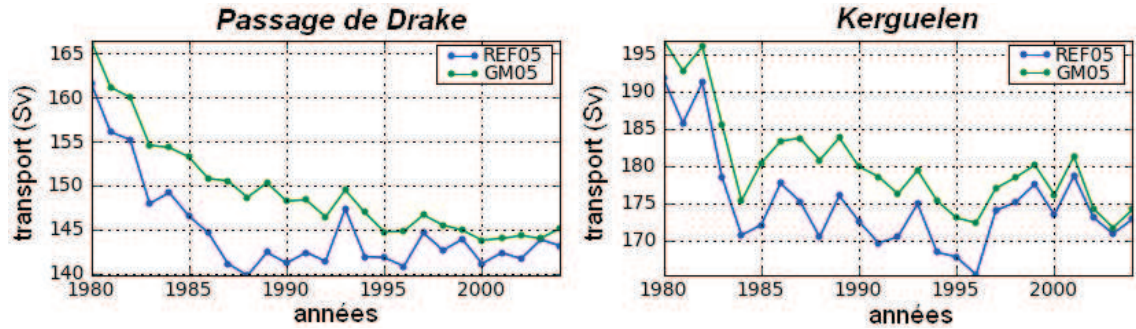


FIG. 2.8 – Evolution du transport annuel (en Sv) (a) au Passage de Drake et (b) au sud des Kerguelen dans les simulations (bleu) REF05 et (vert) GM05.

Ainsi, dans les simulations REF05 et GM05, les valeurs du transport moyen et de sa variabilité interannuelle au niveau du Passage de Drake sont dans la fourchette d'estimation des observations et réanalyses. Toutefois, la simulation GM05 montre systématiquement d'une part, un transport moyen plus intense et d'autre part, une variabilité interannuelle plus faible que la simulation REF05, et ce pour les deux sections présentées dans la Figure 2.8. La simulation REF05 semble donc mieux en accord avec les estimations fournies par les observations et réanalyses.

Cellule de circulation méridienne (MOC)

La circulation résiduelle est le résultat de la compétition entre circulation eulérienne moyenne et circulation induite par les tourbillons (voir partie I). Au niveau de l'ACC, la circulation induite par les tourbillons compense seulement partiellement la circulation eulérienne moyenne, induisant une circulation résiduelle non nulle. Dans le système de coordonnées isopycnales et en dehors des couches de surface, la circulation résiduelle peut être raisonnablement approchée par la cellule de circulation méridienne (MOC) (*McIntosh et McDougall, 1996*).

La Figure 2.9 présente la MOC en coordonnées σ_2 pour les simulations REF05 et GM05. Dans REF05, la cellule de circulation « subpolaire » s'étendant entre $35,5 \text{ kg m}^{-3}$ et $36,8 \text{ kg m}^{-3}$ jusqu'à la latitude de 57°S présente une intensité d'environ $+8 \text{ Sv}$. Bien qu'un peu plus faible que la plupart des valeurs proposées par les estimés observationnels ($15\text{-}20 \text{ Sv}$, *Karsten et al. (2002)*; *Talley (2003)*), cette intensité entre dans la fourchette de valeurs simulées par les modèles ($8\text{-}18 \text{ Sv}$, *Hallberg et Gnanadesikan (2006)*; *Lenton et Matear (2007)*). Dans GM05, la cellule subpolaire n'apparaît plus, laissant place à une circulation inverse de faible amplitude. Cette circulation résiduelle suggère une surcompensation de la circulation eulérienne moyenne par la circulation induite par les tourbillons. La Figure 2.9 présente également la circulation eulérienne moyenne pour GM05 dans laquelle les contributions de la vitesse moyenne \vec{U} et celle de la vitesse moyenne induite par les tourbillons \vec{U}^* paramétrée d'après GM90 (voir équation 2.4) ont été distinguées. La circulation induite par les tourbillons paramétrés par GM90 compense effectivement la circulation eulérienne moyenne explicitement résolue dans le modèle pour des densités potentielles $\sigma_2 > 35 \text{ kg m}^{-3}$. Ainsi, dans la direction méridienne, aucun transport net de masses d'eau denses vers le sud n'est effectué aux latitudes de l'ACC.

Cette défaillance dans la représentation de la MOC peut être expliquée par l'utilisation

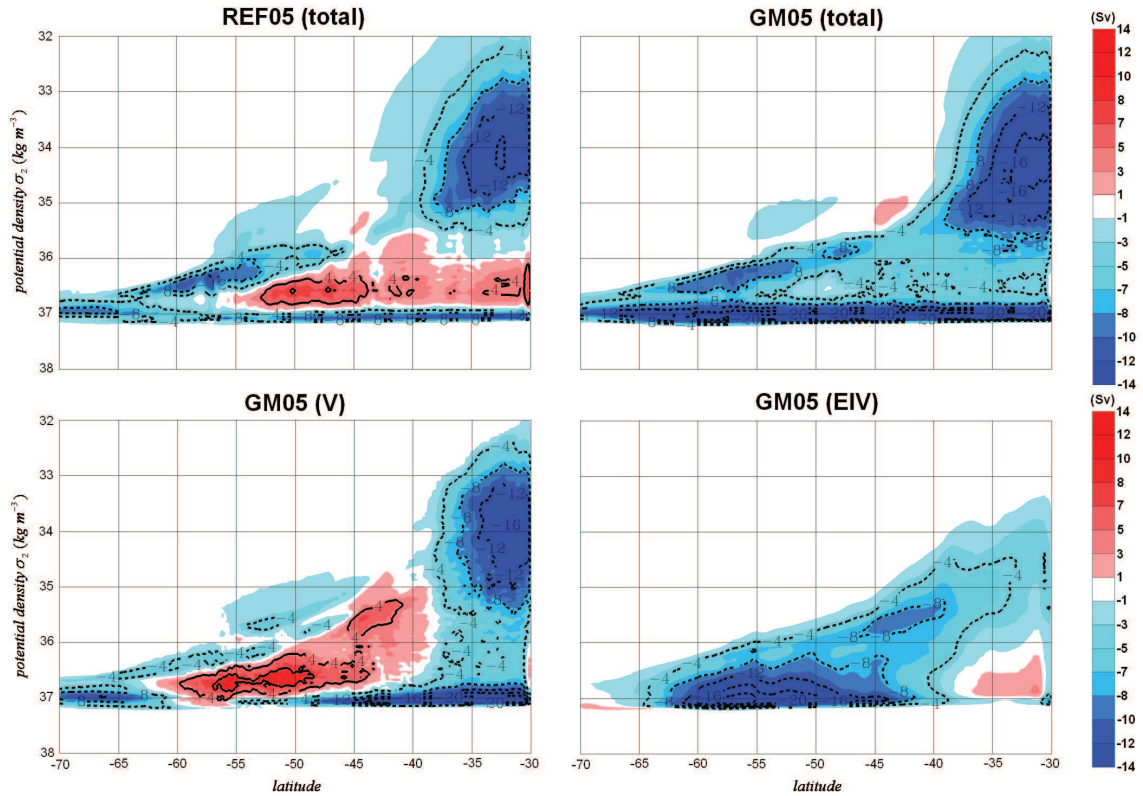


FIG. 2.9 – MOC (exprimée en Sv) en coordonnées σ_2 sur la période 1995-2004 pour les simulations REF05 et GM05. (Haut) La MOC correspond à la MOC totale (circulation eulérienne moyenne + circulation induite par les tourbillons transitoires), calculée à partir des sorties du modèle moyennées sur 5 jours. Dans GM05, le calcul du transport prend en compte la vitesse induite par les tourbillons (\vec{U}^* , equation (2.5)). (Bas) La MOC correspond à la MOC moyenne (circulation eulérienne moyenne) dans GM05, calculée à partir des sorties moyennées sur 1995-2004, où le transport est calculé à partir de \vec{U} seulement (GM05(V)), et à partir de \vec{U}^* seulement (GM05(EIV)). Les valeurs positives indiquent une circulation dans le sens des aiguilles d’une montre, et les valeurs négatives une circulation dans les sens inverse des aiguilles d’une montre.

d’une valeur trop élevée pour le coefficient κ (cf. equation (2.5)). Cependant, de récentes études montrent que la valeur de $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, communément prise dans les modèles, serait trop faible (Sallée et al., 2011; Lee et al., 2011), préconisant des valeurs d’un ordre dix fois supérieur (Sallée et al., 2011). Ces résultats pourraient simplement impliquer que les valeurs de κ utilisées dans les modèles globaux ne sont pas adaptées à la circulation de notre modèle régional, et qu’utiliser une telle paramétrisation dans nos simulations mériterait une étude dédiée. Par ailleurs certaines études ont montré que la paramétrisation GM90 conduit à des solutions plus réalistes lorsque le coefficient κ n’est pas simplement choisi constant mais fonction de la latitude et/ou du temps (Visbeck et al., 1997; Sallée et Rintoul, 2011).

Conclusion

Le résultat de la comparaison entre les simulations REF05 et GM05 nous montre que GM05 semble moins performante que REF05 dans la représentation des processus dynamiques tels que le transport de l'ACC et la MOC. En particulier, le transport induit par les tourbillons, tel que calculé par la paramétrisation GM90, est probablement trop intense conduisant à une représentation erronée de la MOC. Ces conclusions sont corroborées par les résultats des travaux de thèse de *Lachkar (2007)* montrant que la paramétrisation GM90 dans la configuration globale ORCA05 est particulièrement défailante pour représenter l'effet des tourbillons dans les régions où la couche de mélange est relativement profonde, ce qui est le cas de nombreuses régions de l'océan Austral. Ainsi, d'une manière plus générale, les travaux de *Lachkar (2007)* ont mis en évidence l'importance de la représentation explicite, même partielle, des tourbillons de méso-échelle pour les simulations du carbone anthropique dans l'océan.

Au vu de ces résultats et de la problématique de mes travaux de thèse centrée sur les flux de CO₂ dans l'océan Austral, il a été décidé que les simulations de résolution 0,5° n'utiliseraient pas la paramétrisation GM90. Ce choix est également motivé par un souci de cohérence au sein du jeu de simulations dynamiques de résolutions 0,5° et 0,25° ; ce, afin de pouvoir y mener une analyse de la sensibilité des solutions dynamiques du modèle à la résolution appliquée.

2.4.2 Paramétrisation de *Geider et al. (1998)*

Contexte

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, le taux de croissance du phytoplancton est défini selon le modèle photoadaptatif de *Geider et al. (1998)* qui suppose une limitation de la croissance par la lumière, la température et les nutriments, et que nous rappelons ici au lecteur :

$$\mu^{\varphi} = P_{max} \left(1 - e^{-\frac{\alpha^{\varphi} \left(\frac{Chl}{C} \right)^{\varphi} PAR}{P_{max}}} \right) \quad (2.6)$$

Dans cette paramétrisation, le coefficient α^{φ} , appelé coefficient de la pente initiale de la courbe P-I (Photosynthèse-Irradiance), exprime la sensibilité de la croissance du phytoplancton à la lumière.

La Figure 2.10 présente des courbes P-I pour différents groupes de phytoplancton. D'une manière générale, pour de faibles valeurs de l'irradiance, la courbe P-I est linéaire indiquant que la fixation du carbone par le phytoplancton est proportionnelle à l'énergie solaire absorbée selon le coefficient α^{φ} . En revanche, pour de plus grandes valeurs de l'irradiance, la courbe P-I atteint un seuil indiquant que la fixation du carbone par le phytoplancton est alors indépendante de l'énergie solaire absorbée et dépend seulement de la capacité maximale du phytoplancton à fixer le carbone.

α^{φ} varie significativement d'un groupe de phytoplancton à l'autre ainsi que d'une région à l'autre. Sa valeur est généralement estimée en laboratoire à partir de la détermination de la courbe P-I, tracée en exposant des cultures de phytoplancton à différentes intensités d'irradiance. Pour les diatomés et le nanophytoplancton, d'une manière générale, la valeur de α^{φ} serait légèrement inférieure à 2 W m⁻² jour⁻¹ (*Geider et al., 1998; Le Quéré et al., 2005; Uitz et al., 2008*).

Or, dans la version standard de PISCES (*Aumont, 2005*), la valeur de α^{φ} est prise

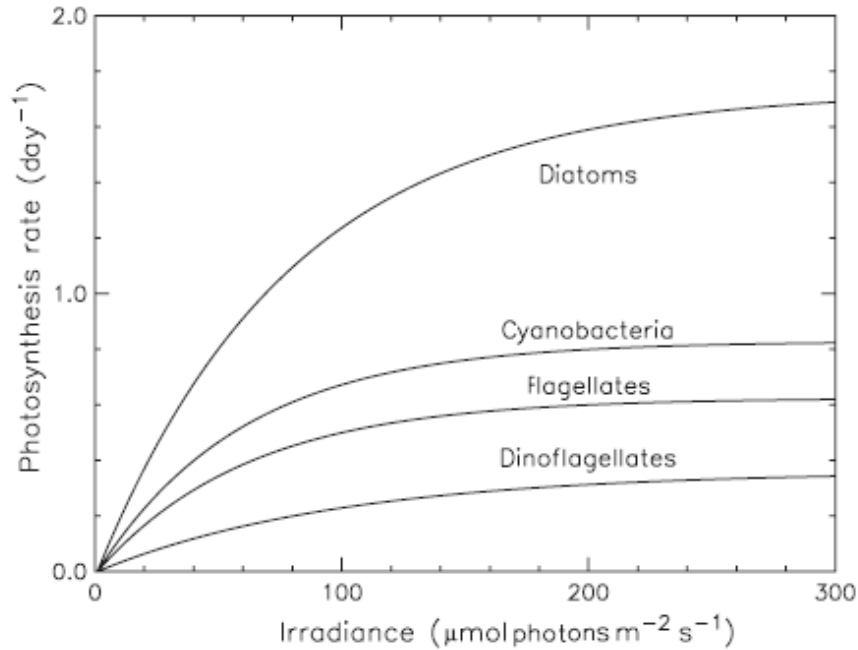


FIG. 2.10 – Courbe de productivité en fonction de l'irradiance à 15-25°C pour différents groupes de phytoplancton (Geider et al., 1997) (extrait de Le Quéré et al. (2005)).

égale à $4 \text{ W m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ pour les diatomés et le nanophytoplancton. La paramétrisation de Geider et al. (1998) entrant dans le calcul de la production primaire d'une part et de la chlorophylle d'autre part (voir chapitre 1, équations (1.20) et (1.22)), une telle surestimation de α^φ est susceptible d'avoir un impact significatif sur les flux air-mer de CO_2 (O. Aumont, communication personnelle). C'est pourquoi nous testons ici la sensibilité du modèle, et en particulier des flux de CO_2 , à la valeur de α^φ .

Tests de sensibilité au paramètre α^φ

Description du jeu de simulations

Afin de tester l'effet du coefficient α^φ sur les solutions du modèle, deux simulations sont réalisées dans la configuration BIOPERIANT05. Le tableau 2.3 résume les caractéristiques de ces simulations. Dans la simulation **REFA4**, la valeur de α^φ est prise égale à $4 \text{ W m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ pour les diatomés et le nanophytoplancton. Dans la simulation **REFA2**, la valeur de α^φ est prise égale à $2 \text{ W m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ pour ces deux mêmes groupes de phytoplancton.

Résultats

La Figure 2.11.a présente le cycle saisonnier moyen (1995-2004) de la chlorophylle de surface intégrée au sud de 31°S pour les simulations REFA4 et REFA2. D'une manière générale, le cycle saisonnier montre un minimum en juin-juillet et un maximum en novembre. Le bloom semble se déclencher dès le mois d'août, s'intensifiant ensuite jusqu'au mois de novembre puis déclinant rapidement en décembre et janvier. Ce cycle saisonnier de la chlorophylle n'est pas en accord avec les observations, comme nous le verrons plus en détails dans le chapitre suivant. En effet, le bloom phytoplanctonique est notablement déphasé par rapport aux observations, ayant à la fois un déclenchement et une fin trop

TAB. 2.3 – Caractéristiques du jeu de simulations permettant de tester la sensibilité du modèle à la pente initiale α^φ de la courbe P-I. CFC05 est une simulation de la famille C (i.e. dynamique + CFC11) couvrant la période 1958 à 1994 (voir chapitre 3, section 3.3.2).

<i>Généralités</i>	
Version NEMO	3.2
Configuration	BIOPERIANT05
Période	1977-2004
pCO₂^{atm}	278 μ atm (préindustrielle)
<i>Initialisation</i>	
θ , S , \vec{U} , glace de mer, CFC11	CFC05, fin décembre 1976
DIC, alcalinité	GLODAP (<i>Key et al.</i> , 2004)
O ₂ , Si, NO ₃ , PO ₄	World Ocean Atlas 2001 (<i>Conkright et al.</i> , 2002)
fer, DOC	ORCA02 (<i>Aumont et Bopp</i> , 2006)
autres variables de PISCES	constantes (<i>Aumont</i> , 2005)
<i>OBC</i>	
θ , S , \vec{U} , CFC11	ORCA05-G70.114
DIC, alcalinité	idem initialisation
O ₂ , Si, NO ₃ , PO ₄	idem initialisation
fer, DOC	idem initialisation
autres variables de PISCES	idem initialisation

précoces.

Si l'on compare maintenant les simulations REFA4 et REFA2 entre elles, on peut noter que REFA2 présente des valeurs de chlorophylle plus fortes sur toute la durée du bloom. Si la phase de déclenchement du bloom est assez similaire entre les deux simulations, la phase d'atténuation est significativement moins marquée dans la simulation REFA2. Dans la simulation REFA2, un bloom plus intense est donc maintenu durant l'été austral, en meilleure conformité avec les observations.

La Figure 2.11.b présente le cycle saisonnier moyen (1995-2004) des flux de CO₂ intégrés au sud de 31°S pour les simulations REFA4 et REFA2. D'une manière générale, le cycle saisonnier montre un maximum de dégazage de CO₂ en février et un maximum d'absorption en novembre. Si l'on compare les simulations REFA4 et REFA2, deux choses peuvent en particulier être notées. Premièrement, le cycle saisonnier de la simulation REFA2 montre systématiquement moins d'absorption ou plus de dégazage de CO₂ que celui de la simulation REFA4. Deuxièmement, alors qu'un maximum local d'absorption a lieu en juillet-août dans la simulation REFA4, celui-ci n'est quasiment plus présent dans la simulation REFA2.

Les deux simulations présentées ici reproduisant le cycle naturel du carbone, il est difficile de comparer les flux de CO₂ de ces simulations aux observations. Toutefois, si l'on considère seulement la variabilité du cycle saisonnier, on peut noter qu'un double pic d'absorption de CO₂ n'est en général pas reproduit par les reconstructions observationnelles de flux de CO₂. En outre, une comparaison des flux de CO₂ menée entre les simulations REFA4 et REFA2, des estimés issus d'inversions océaniques (*Mikaloff-Fletcher et al.*, 2007)

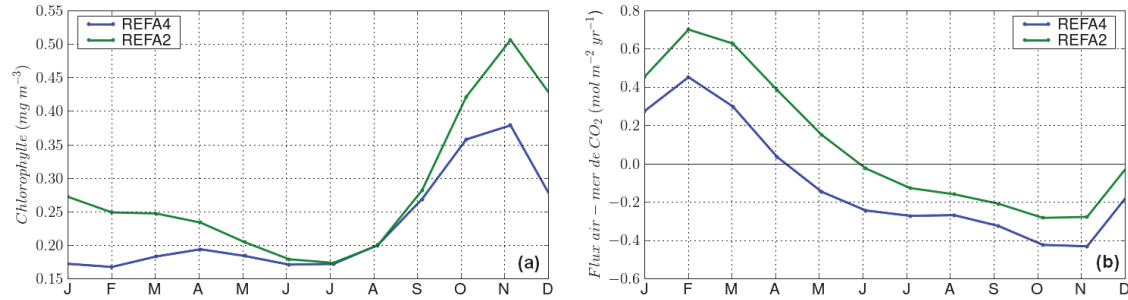


FIG. 2.11 – Cycles saisonniers moyens (1995-2004) de (a) la chlorophylle de surface (en mg m^{-3}) et (b) des flux air-mer de CO_2 (en $\text{mol m}^{-2} \text{yr}^{-2}$) intégrés au sud de 31°S pour les simulations (bleu) REFA4 et (vert) REFA2. (b) : Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO_2 vers l'atmosphère.

et un autre modèle plus basse résolution (Lovenduski et al., 2007) montre que la simulation REFA2 est plus en accord avec les autres études (voir chapitre 6), la simulation REFA4 générant, quant à elle, une absorption de CO_2 trop intense.

D'une manière générale, si le coefficient α^φ présente une valeur plus faible dans la paramétrisation de Geider et al. (1998), alors l'efficacité du phytoplancton à fixer le carbone est diminuée (pompe biologique) et par conséquent son efficacité à réduire la pCO_2 en surface l'est également. C'est pourquoi la simulation REFA2 présente systématiquement moins d'absorption ou plus dégazage de CO_2 que la simulation REFA4. Par ailleurs, le calcul de la chlorophylle fait intervenir un ratio de l'énergie assimilée sur l'énergie absorbée par le phytoplancton, $\rho_{\text{Chl}}^\varphi$ (Geider et al. (1996), voir chapitre 1 équation (1.23)), dont la formulation utilise également le coefficient α^φ au niveau du dénominateur. Diminuer la valeur de α^φ revient donc à augmenter $\rho_{\text{Chl}}^\varphi$ et donc la production de chlorophylle. C'est pourquoi la simulation REFA2 présente systématiquement des valeurs de chlorophylle plus fortes que la simulation REFA4.

Conclusion

La simulation REFA2 semble présenter d'une part une durée de bloom et une variabilité du cycle saisonnier plus conformes aux observations, et d'autre part des valeurs de flux de CO_2 en accord avec les principaux estimés réalisés pour le cycle naturel de carbone. En outre, $2 \text{ W m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ (au lieu de $4 \text{ W m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$) semble être une valeur de α^φ plus conforme aux mesures effectuées en laboratoire. Aussi, l'ensemble des simulations BIOPERIANT05 discutées dans la suite de ces travaux utilise des valeurs de $\alpha^\varphi = 2 \text{ W m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ pour paramétrer la croissance et la chlorophylle des diatomés et du nanophytoplancton dans le modèle PISCES.

2.5 Application de forçages synthétiques dans le modèle

Le principal questionnement scientifique abordé dans le cadre de mes travaux de thèse est celui de la réponse des flux air-mer de CO_2 naturel à la tendance observée du SAM (voir partie I). Ces dernières années, tout un pan de littérature a émergé sur cette thématique

explorant la réponse à la fois dynamique et biogéochimique de l'océan Austral aux phases positives du SAM. Les deux types de méthode principalement utilisés dans ces études sont, soit la régression des variables analysées sur l'index observé du SAM (*Sen Gupta et England, 2006; Lovenduski et al., 2007; Lenton et Matear, 2007*), soit la réalisation de simulations de sensibilité à un forçage correspondant aux caractéristiques du SAM (*Oke et England, 2004; Lefebvre et Goose, 2005; Hallberg et Gnanadesikan, 2006; Farneti et al., 2010; Spence et al., 2010*). Nous avons opté pour la seconde approche dont nous détaillons ici le principe général puis l'implémentation dans le système NEMO ainsi que les implications pour les simulations. Enfin, nous discutons brièvement le choix et la validité de cette approche ainsi que ses limites.

2.5.1 Principe général

Approche

Comme nous l'avons vu dans la partie I, une tendance du SAM vers des phases plus souvent positives a été observée ces dernières décennies (*Marshall, 2003*). Les phases positives du SAM se traduisent par une intensification des vents ainsi que par un décalage vers le sud du maximum des vents zonaux. Une bonne représentation du forçage induit par les phases positives du SAM requiert donc de modifier à la fois l'amplitude et la structure spatiale du champ de vent. Toutefois, ces deux modifications n'ont pas toujours été prises en compte dans la littérature, l'effet de l'amplitude étant la plupart du temps uniquement étudié (e.g. *Hallberg et Gnanadesikan, 2006; Klingner et Cruz, 2009*).

Le forçage élaboré au cours de ces travaux de thèse permet donc de tenir compte soit d'une modification de l'amplitude des vents, soit d'une modification de l'amplitude et de la distribution des vents à la fois. Cette approche, appliquée à un jeu d'expériences de sensibilité aux vents, nous a notamment permis de mettre en évidence que le changement de distribution spatiale des vents a une importance cruciale dans la réponse dynamique de l'océan Austral au SAM (voir chapitre 5).

Description de la méthode

La formule générale du forçage que j'ai appliquée dans les simulations de sensibilité aux vents est la suivante :

$$\vec{U}(x, y, t) = \alpha \vec{U}_{ar}(x, y, t) + \beta \vec{P}_{\vec{U}_{ar}}(x, y) \quad (2.7)$$

où \vec{U} est la vitesse de vent à 10 m utilisée comme nouveau forçage dans les simulations de sensibilité aux vents; \vec{U}_{ar} est la vitesse du vent à 10 m issue du jeu de forçage DFS3 (réanalyses ERA-40, voir chapitre 1 section 1.2.3) et α et β sont des constantes. $\vec{P}_{\vec{U}_{ar}}$ est le champ de régression de \vec{U}_{ar} sur l'index du SAM, I_{SAM} , tel que :

$$(\vec{U}_{ar}(x, y, t) - I_{SAM}(t) \cdot \vec{P}(x, y))^t (\vec{U}_{ar}(x, y, t) - I_{SAM}(t) \cdot \vec{P}(x, y)) \quad (2.8)$$

sur la période et le domaine considérés soit minimal. I_{SAM} correspond à l'index mensuel du SAM sur la période 1980-2001 construit à partir des réanalyses NCEP et \vec{U}_{ar} aux moyennes mensuelles de vitesse de vent issues de DFS3 sur la période 1980-2001 dans l'océan Austral (sud de 30°S). Le calcul de régression est effectué sur la période 1980-2001,

car d'une part la qualité des réanalyses des champs de vents est moindre avant 1979⁷, et d'autre part, la réanalyse ERA-40 couvre une période qui s'étend seulement jusqu'en 2001⁸. Par ailleurs, en dépit des travaux de *Marshall* (2003) qui concluent que la tendance décennale du SAM est mieux représentée dans les réanalyses d'ECMWF plutôt que dans celles de NCEP, j'ai choisi d'utiliser l'index du SAM calculé à partir des réanalyses NCEP. Ce choix est essentiellement motivé par le fait qu'un index du SAM issu des réanalyses NCEP est à disposition des scientifiques⁹ et que de nombreuses études ont déjà discuté la sensibilité du système océanique au SAM en se basant sur les réanalyses NCEP (*Le Quéré et al.*, 2007; *Lenton et Matear*, 2007; *Lovenduski et al.*, 2007, 2008). Notons également que ce choix n'est pas incohérent pour notre stratégie de forçage car le champ de régression est indépendant du temps.

La Figure 2.12 montre les composantes zonale et méridienne de $\vec{P}_{U_{ar}}$. La composante zonale présente une structure très annulaire avec des coefficients positifs au sud de 50°S et des coefficients généralement négatifs au nord de 50°S, correspondant respectivement à une intensification des vents zonaux dans les régions les plus méridionales de l'océan Austral et un affaiblissement plus au nord, ceci entraînant un décalage du maximum des vents zonaux vers le sud. La composante méridienne présente une structure beaucoup moins annulaire et des valeurs de coefficients moins importantes que celles de la composante zonale, indiquant que les phases positives du SAM s'expriment davantage dans la direction zonale que méridienne.

La construction d'un tel forçage synthétique nous permet donc de réaliser deux types d'expériences, qui sont l'étude de la sensibilité du modèle à :

1. **Une intensification homogène de la vitesse des vents sur le domaine** : dans ce cas, seule l'amplitude des vents est prise en compte dans la formulation, i.e. $\alpha \neq 0$ et $\beta = 0$ dans l'équation (2.7).
2. **Une anomalie de vitesse de vent correspondant à une phase positive du SAM** : dans ce cas, amplitude et structure spatiale des vents sont modifiées selon les phases positives du SAM, i.e. $\alpha = 1$ et $\beta \neq 0$ dans l'équation (2.7). β sera généralement fixé à une ou plusieurs déviations standards de l'index SAM.

Signalons que la méthode de forçage synthétique adoptée ici est empruntée à *Lefebvre et Goose* (2005). Cette méthode a toutefois fait l'objet de deux adaptations qui sont, d'une part la modification de la vitesse du vent au lieu de la tension de vent - dont l'impact sera commenté dans les paragraphes suivants -, et d'autre part l'introduction du coefficient α qui permet d'étudier également l'effet de l'intensification des vents.

2.5.2 Implémentation dans NEMO

L'approche méthodologique développée ici ne se confine pas à l'étude des effets des phases positives du SAM et peut facilement se généraliser à d'autres indices climatiques (ex : ENSO, PDO, etc). En outre, l'application de cette méthode peut également se révéler

⁷Cette date marque l'entrée des observations satellite dans le champ d'observations utilisées pour effectuer les réanalyses océaniques.

⁸DFS3 inclut les données issues de l'analyse ECMWF à partir de 2002. Cependant pour éviter toute possible discontinuité liée au changement de produits ECMWF, nous avons limité la période de calcul à 1980-2001.

⁹http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aao/monthly.aao.index.b79.current.ascii

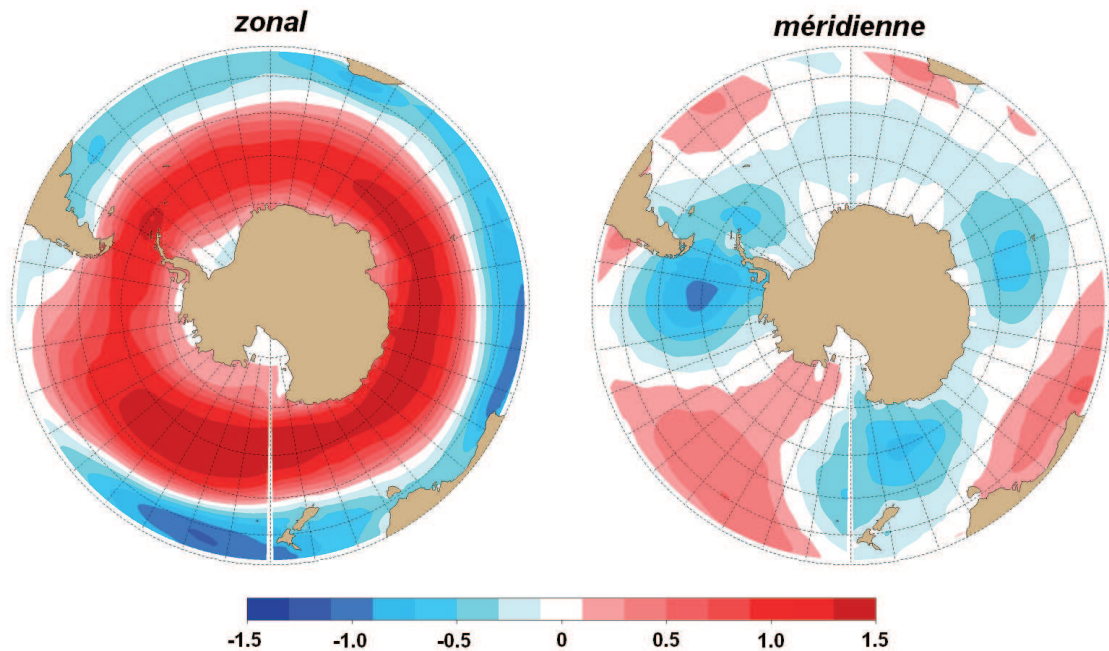


FIG. 2.12 – Composante zonale et méridienne du champ de régression de la vitesse des vents sur l'index du SAM (en $m s^{-1} std^{-1}(SAM)$).

intéressante pour des études plus théoriques sur l'effet des vents¹⁰. En effet, pour cela, il suffit simplement d'adapter les coefficients α et β ainsi que de construire le champ de régression adéquat à l'étude. L'implémentation dans le code a donc été effectuée dans cette perspective de généralisation de la méthode à d'autres études.

Mise en place dans le code

Dans cette perspective et dans le cadre de la réalisation des simulations de sensibilité aux vents, le forçage synthétique décrit ci-dessus a fait l'objet d'une implémentation dans le système NEMO. Pour cela, deux approches de construction du forçage synthétique ont été envisagées :

1. *L'approche offline* : les champs de vitesse de vent sont construits avant la simulation en appliquant la modification désirée aux champs de vents du jeu de forçage DFS3.
2. *L'approche online* : Les champs de vitesse de vent sont construits par le code au cours de la simulation.

Si la première approche est plus simple et plus rapide en terme de réalisation, elle est moins judicieuse à long terme car les champs de vitesse de vent doivent alors être reconstruits dès lors que l'on change un des coefficients de l'équation (2.7), ou la stratégie de forçage (prise en compte d'une structure spatiale ou non) ou encore de résolution. De surcroît, l'utilisation de l'option d'interpolation online des jeux de forçage atmosphérique (voir chapitre 1, section 1.3.4) proscrit le choix de cette première approche. Quant à la deuxième approche, si elle requiert un temps de développement et de validation lors de

¹⁰J.D. Zika a par exemple repris cette méthode pour étudier l'impact d'un changement localisé de rotationnel de vent sur le transport de l'ACC (Zika et al., en révision).

TAB. 2.4 – Description des paramètres du forçage synthétique utilisé dans la réalisation d’un jeu de simulations de sensibilité aux changements de vent. α and β sont les constantes définies dans l’équation (2.7); β est exprimée en déviation standard de l’index SAM dans lequel $1 \text{ std}(\text{SAM}) = 0,993$. Le champ de régression $\vec{P}_{\vec{U}_{ar}}$ utilisé dans l’ensemble des simulations est le même (voir le paragraphe précédent pour la construction de ce champ).

<i>Simulation</i>	REF	WIND+	WIND++	WIND+++	SAM+	SAM++	SAM+++
α	1	1.1	1.2	1.3	1	1	1
β	0	0	0	0	0.5	1	2

sa mise en place dans le code, elle s’avère ensuite pratique à utiliser puisque seules les variables d’entrée α , β et $\vec{P}_{\vec{U}_{ar}}$ (cf. équation (2.7)) restent alors à définir par l’utilisateur.

L’implémentation de ce forçage dans le code fait donc l’objet de modifications en deux endroits :

- **Namelist dynamique** : l’utilisateur choisit ou non d’activer la modification du forçage et décide des valeurs des paramètres α et β qu’il désire utiliser. Si la modification du forçage est activée, il doit alors créer un fichier contenant le champ $\vec{P}_{\vec{U}_{ar}}$ (cf. équation (2.7)) qui sera lu par le code.
- **Code (routine `sbcblk_core.F90`)** : Dans cette routine, dès que la vitesse de vent est lue dans le jeu de forçage DFS3, la modification décrite dans l’équation (2.7) lui est appliquée. Cette modification est effectuée tant au niveau des parties océan que glace de mer du code.

Validation

Un jeu de simulations de sensibilité aux changements d’amplitude et de structure spatiale du vent a été réalisé dans la configuration PERIANT05 en utilisant cette méthode. Les caractéristiques du forçage synthétique de chacune des simulations sont résumées dans le tableau 2.4. L’expérience **REF** correspond à une expérience de contrôle dans laquelle le forçage ne subit aucune modification. Les expériences **WINDxxx** correspondent à des expériences de sensibilité à différentes amplitudes des vents. Les expériences **SAMxxx** correspondent à des expériences de sensibilité à différentes intensités mais à la même distribution spatiale d’anomalies de vent qui sont induites par une phase positive du SAM.

La Figure 2.13 montre les profils latitudinaux moyens de tension de vent zonale pour l’ensemble des simulations. Dans les simulations WINDxxx, le maximum de tension de vent zonal se situe à la même latitude que celui de la simulation REF, et seule l’intensité de la tension de vent zonal est amplifiée. Dans les simulations SAMxxx, le maximum de vent zonal a été décalé vers le Sud d’environ 3° par rapport à la simulation REF et l’intensité de la tension de vent également modifiée, simulant ainsi la perturbation de vent associée à une phase positive du SAM (*Fyfe et Saenko, 2006; Chen et al., 2007; Visbeck, 2009*). Les simulations WIND+, WIND++ et WIND+++ correspondent respectivement à une intensification de la vitesse des vents de +10%, +20% et +30%, de telle sorte que la tension de vent est par exemple doublée dans la simulation WIND+++ par rapport à la simulation REF ; ce, car la tension de vent est une fonction quadratique de la vitesse du

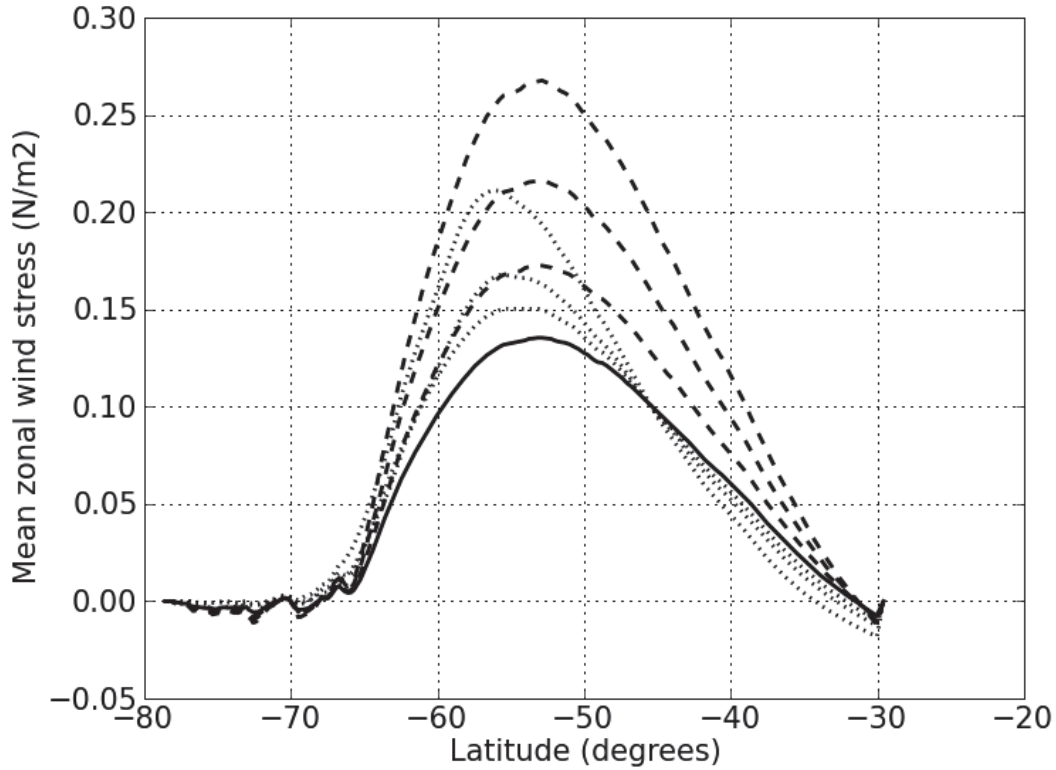


FIG. 2.13 – Profil latitudinal moyen de la tension de vent zonale en moyenne sur la période 1995-2004 (en $N m^{-2}$) pour la simulation REF (ligne continue), WIND+, WIND++ et WIND+++ (lignes tiretées) et SAM+, SAM++ et SAM+++ (lignes pointillées).

vent. Les simulations SAM+, SAM++ et SAM+++ correspondent respectivement à une intensification de la vitesse des vents de +0,5 std(SAM), +1 std(SAM) et +2 std(SAM) induisant un accroissement de l'amplitude des vents moins important que dans les simulations WINDxxx.

La réponse dynamique de l'océan Austral dans ce jeu de simulations de sensibilité fait l'objet d'une analyse plus détaillée dans le chapitre 5.

2.5.3 Implications

Dans le modèle dynamique, la vitesse du vent entre dans le calcul de plusieurs variables dont : la tension de vent, les flux de chaleur turbulents, via la vitesse relative \vec{u}_{rel} et les coefficients de transfert turbulent C_D , C_E et C_H , ainsi que l'évaporation (voir chapitre 1 section 1.2.3). Notons que seuls les coefficients de transfert turbulents des flux océan-atmosphère sont influencés par la modification de la vitesse du vent, ces mêmes coefficients étant considérés comme constants dans la formulation des flux glace de mer-atmosphère.

Ainsi, bien que la perturbation effectuée soit appliquée à la partie mécanique du forçage atmosphérique, celle-ci induit un ensemble de rétroactions sur la partie thermodynamique

du forçage via les formulations « *bulk* », puisque la vitesse du vent et les conditions océaniques (qui répondent au forçage mécanique) sont prises en compte dans la formulation des flux de chaleur et d'eau douce. Ceci constitue notamment une des différences majeures entre la nature de la perturbation appliquée dans *Lefebvre et Goose* (2005) et celle appliquée dans nos travaux qui en sont inspirés. Dans nos simulations, cette rétroaction sur les flux thermodynamiques à la surface de l'océan et de la glace de mer permettent probablement un ajustement plus « réaliste » de la dynamique aux perturbations de vent induites par le SAM.

Notons que le SAM présente une signature sur d'autres champs de variables telles que la pression atmosphérique, la température de l'air, l'humidité de l'air, etc. Ceci n'est donc pas pris en compte dans notre méthode qui permet seulement d'étudier l'impact des anomalies de vent liées au SAM. Une étude plus complète sur l'impact des phases positives du SAM sur la dynamique ou la biogéochimie de l'océan Austral nécessiterait donc d'étendre la méthode proposée ici à ces autres variables. C'est en partie ce qu'ont réalisé *Lefebvre et Goose* (2005) en effectuant également des simulations de sensibilité aux anomalies de température de l'air induite par le SAM, qui leur a permis de différencier l'impact du forçage mécanique et thermodynamique du SAM sur la dynamique du système océan-glace de mer. Leurs résultats montrent notamment que les anomalies de vent liées au SAM (forçage mécanique) auraient un impact important à la fois sur la circulation océanique et sur la glace de mer, tandis que les anomalies de température de l'air liées au SAM (forçage thermodynamique) influeraient seulement de manière significative sur la glace de mer.

2.5.4 Validation et limites de l'approche

Comme nous l'avons vu en introduction de cette section, on trouve généralement deux types de méthode dans les études portant sur la réponse de l'océan Austral au SAM : la première basée sur la « régression » des variables analysées sur l'index du SAM et la seconde - celle que nous avons choisie - basée sur la réalisation d'expériences de « sensibilité » à l'aide d'un forçage synthétique.

Le choix de la méthode de sensibilité est fondé sur plusieurs critères. Tout d'abord, il est possible de choisir la forme du forçage (intensité et distribution spatiale) adaptée à l'étude. Ceci a notamment permis, d'une part d'étudier l'importance de la structure spatiale des anomalies de vent liées aux phases positives du SAM sur la réponse dynamique de l'océan au SAM, et d'autre part d'étudier la linéarité de la réponse de l'océan à l'intensité des anomalies de vent (voir chapitre 5). Cette méthode pourrait en outre permettre de prendre en compte l'impact à long terme de la tendance positive du SAM en obtenant l'effet cumulé induit par les perturbations de vent introduites dans le système. Enfin, dans une telle approche, la réponse du système océanique au SAM est analysée en terme de différence entre simulation de sensibilité et simulation de contrôle. Ceci permet de contourner en partie le problème de dérive du modèle inhérent à toute simulation bénéficiant seulement d'un « *spin-up* » court.

Par ailleurs, la méthode de régression présente deux inconvénients. Le premier est qu'il faut une simulation suffisamment longue pour que la régression ait un sens. C'est également le cas pour une méthode basée sur l'analyse de champs composite¹¹. Le second

¹¹Pour les phases positives du SAM, le champ d'une variable est construit à partir de la moyenne des champs de la variable, sélectionnés pendant toutes les phases positives du SAM.

est que cette méthode peut « manquer » les effets du SAM qui seraient déphasés dans le temps, si une régression « *laggée* » n'est pas explicitement effectuée.

La validité de la méthode de sensibilité aux phases positives du SAM introduite par *Lefebvre et Goose* (2005), dont la nôtre est largement inspirée, est discutée en détails dans leur étude. Trois conditions y sont principalement éprouvées : la linéarité de la réponse du système dynamique au SAM et sa non-dépendance aux conditions initiales, ainsi que l'adéquation entre réponse au SAM simulée par le système et observée. *Lefebvre et Goose* (2005) montrent que ces conditions sont toutes vérifiées dans des simulations basées sur le système de modélisation NEMO (configuration ORCA2-LIM), ce qui nous donne bonne confiance quant à leur validité dans nos simulations. On notera en particulier que nos simulations reproduisent très bien la réponse de la concentration de glace de mer aux phases positives du SAM (non montré), qui prend la forme typique d'un dipôle, avec des concentrations plus faibles en mer de Weddell et des concentrations plus fortes en mers d'Admundsen et Ross (*Lefebvre et al.*, 2004; *Holland et al.*, 2005).

Enfin, une des limitations principales de cette méthode est, comme il a déjà été évoqué plus haut, la production d'un effet cumulé des perturbations sur le système par l'application systématique et permanente de la perturbation en question. Afin d'éviter cet effet, *Lefebvre et Goose* (2005) ont montré que la simulation ne devait pas dépasser l'échelle de la décennie.

Pour finir, la formulation du forçage synthétique (cf. équation (2.7)) ne permet pour l'instant que d'appliquer des perturbations de vent constantes dans le temps. On pourrait également envisager de modifier le code afin que les paramètres α et β puissent être définis comme des fonctions du temps. Cela ouvrirait notamment la voie à des simulations de sensibilité à la tendance du SAM ou encore à sa variabilité saisonnière¹². Cela constitue une des perspectives de ces travaux de thèse.

2.6 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les principaux développements apportés au suivi ainsi qu'à la réalisation des simulations australes. Les simulations que nous discutons dans la suite de ce manuscrit bénéficient ainsi de la méthode de rappel des propriétés thermohalines des eaux de fond qui permet, comme nous l'avons vu, de corriger significativement la dérive du transport de l'ACC. Une approche méthodologique fondée sur l'application d'un forçage synthétique simulant des perturbations de vents a été introduite. Cette approche est celle adoptée pour analyser la sensibilité de la dynamique et des flux de CO₂ aux phases positives du SAM qui font l'objet de deux études présentées dans les chapitres 5 et 6. Les simulations de référence réalisées dans chacune des configurations PERIANT05, PERIANT025 et BIOPERIANT05 qui ont émergé suite à ces travaux préliminaires sont présentées et évaluées dans le chapitre suivant.

¹²Il a en effet été montré que la tendance positive du SAM n'est significative qu'en été et automne (*Marshall*, 2003)

Chapitre 3

Evaluation des simulations australes

Sommaire

3.1	Introduction	80
3.2	Méthode	80
3.3	Evaluation de l'état moyen des simulations	81
3.3.1	Famille A : simulations dynamiques	81
3.3.2	Famille B : simulations dynamiques avec CFC11	92
3.3.3	Famille C : simulations couplées dynamique-biogéochimie	96
3.4	Evaluation du cycle saisonnier de $p\text{CO}_2^{oc}$	105
3.4.1	Comparaison aux observations	105
3.4.2	Discussion	114
3.5	Conclusion	120

3.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est l'évaluation des quantités dynamiques et biogéochimiques essentielles à la résolution des flux air-mer de CO₂ par le modèle. Pour ce faire, les sorties des simulations de référence des différentes familles de simulations australes que nous avons introduites dans le chapitre 1 (familles A, B et C) sont comparées à des produits observationnels. Evaluer la qualité des simulations nous permet de connaître leurs points forts et leurs points faibles, et de pouvoir ainsi interpréter les résultats obtenus dans nos études de façon plus pertinente. Par ailleurs, la comparaison de simulations à différentes résolutions - lorsqu'elle est possible - nous permet d'appréhender l'effet d'une résolution accrue sur les solutions du modèle (i.e. amélioration ou détérioration des biais du modèle).

Dans ce chapitre, nous commencerons par introduire la démarche adoptée pour comparer les sorties des simulations australes aux observations. Puis nous présenterons une évaluation de certains champs dynamiques dans les simulations PERIANT05 et PERIANT025 (famille A), suivie d'une évaluation de l'absorption et de la pénétration des CFC11 dans les simulations PERIANT05 et PERIANT025 (famille B), et enfin une évaluation de certains champs biogéochimiques dans les simulations BIOPERIANT05 (famille C). Les simulations de référence des familles A, B et C ont été réalisées dans un ordre chronologique au cours de mes travaux de thèse, permettant ainsi d'ajouter au fur et à mesure un degré de complexité supplémentaire dans les simulations (ajout d'un traceur passif neutre dans la famille B, puis de traceurs passifs biologiques et biogéochimiques dans la famille C) tout en s'appuyant sur l'expertise acquise lors de la réalisation des simulations de référence des familles antérieures. Ainsi, les conclusions concernant l'évaluation de la dynamique de la famille A s'appliquent-elles aussi bien à la dynamique des simulations des familles B et C.

3.2 Méthode

Dans ce chapitre, la plupart des produits observationnels présentés sont réinterpolés sur le domaine de la configuration PERIANT05 afin de permettre une meilleure comparaison spatiale avec les sorties des simulations australes. Dans certains cas, une comparaison directe avec des figures publiées dans des études est effectuée (section 3.4). Les sorties des simulations australes sont alors traitées dans la même région et avec la même méthode que les observations telles que décrites dans les publications.

Notons ici qu'il existe une autre approche de comparaison dans l'espace des observations par colocalisation¹. Cette méthode, beaucoup plus complexe à mettre en œuvre, a notamment été utilisée dans le cadre des travaux de thèse de *Juza* (2011) pour effectuer l'évaluation des simulations DRAKKAR globales ORCA. Comme nous le verrons au cours de ce chapitre, les lacunes que présentent encore nos simulations, notamment dans la représentation des variables biogéochimiques, sont identifiables en utilisant une approche simple de comparaison aux observations. Aussi, pour le moment, l'utilisation d'une méthode de colocalisation n'apparaît-elle pas pertinente dans nos travaux.

Pour les familles A et C, les champs issus des simulations sont généralement présentés en moyenne sur la période 1995-2004 correspondant aux dix dernières années des simula-

¹Extraction de champs simulés dans l'espace spatio-temporel des observations.

tions, excepté lorsqu'il est possible de comparer les sorties de simulation avec les produits observationnels sur la même période, et que cette dernière est éloignée de la période d'ajustement de la simulation. Pour la famille B, les champs issus des simulations sont présentés en moyenne sur l'année 1994, correspondant à la dernière année des simulations et à la période des observations (la synthèse des données GLODAP est centrée sur l'année 1994).

La position moyenne des fronts polaire (PF), subantarctique (SAF) et subtropical (STF) est généralement indiquée sur les cartes de la région australe présentées dans ce chapitre. Pour les produits observationnels, la position moyenne de ces fronts est tracée d'après la climatologie de *Orsi et al.* (1995). Pour les sorties de simulations, les positions moyennes (1995-2004) du PF et du SAF sont calculées à partir de l'anomalie de hauteur dynamique en surface, η , référencée à 1500 m selon l'approche proposée et validée par *Sallée et al.* (2008) :

$$\eta = \frac{10^4}{g} \int_{-1500}^0 \left(\frac{1}{\rho(p, T, S)} - \frac{1}{\rho(p, 0, 35)} \right) dp' \quad (3.1)$$

où g est l'accélération de la gravité, 10^4 le facteur de conversion des decibars en pascals, ρ est la densité et p la pression. Le PF correspond alors à l'iso-hauteur 0,95 m et le SAF à l'iso-hauteur 1,2 m. La position moyenne du STF est définie comme l'isotherme 10°C à 150 m (*Orsi et al.*, 1995).

Enfin, la position de ces fronts délimite des zones interfrontales cohérentes de par leurs propriétés physiques et biogéochimiques qui sont :

- La zone subtropicale (STZ) : au nord du STF,
- la zone subantarctique (SAZ) : entre le SAF et le STF,
- la zone du front polaire (PFZ) : entre le PF et le SAF,
- la zone antarctique (AZ) : au sud du PF.

Dans la suite, de nombreux diagnostics sont effectués selon ces zones interfrontales.

3.3 Evaluation de l'état moyen des simulations

3.3.1 Famille A : simulations dynamiques

La famille A regroupe l'ensemble des simulations dynamiques couplées océan-glace de mer réalisées dans les configurations PERIANT05 et PERIANT025. Ici, nous évaluons les simulations de référence de résolution $0,5^\circ$ (**REF05**) et $0,25^\circ$ (**REF025**) à partir desquelles ont été réalisées des simulations de sensibilité à l'intensité et à la distribution spatiale des anomalies de vents suivant la stratégie décrite dans le chapitre 2 section 2.5. L'analyse de ce jeu de simulations fait l'objet d'une étude sur la réponse dynamique de l'océan Austral aux phases positives du SAM qui sera présentée dans le chapitre 5.

Les caractéristiques de REF05 et REF025 sont résumées dans le tableau 3.1. L'océan est initialisé au repos à partir des champs de température et salinité issus de la climatologie de *Levitus et al.* (1998) et la glace de mer à partir des sorties de simulations DRAKKAR globales de résolutions respectivement identiques à chacune de nos simulations régionales. Pour l'initialisation des champs thermohalins, la climatologie de *Levitus et al.* (1998) est préférée aux sorties de simulations globales, car ces dernières n'appliquent pas la méthode de rappel des propriétés thermohalines des AABW (voir chapitre 2) et sont donc susceptibles de présenter des eaux de fond aux propriétés déjà fortement affectées par la dérive du modèle.

TAB. 3.1 – Caractéristiques des simulations de référence REF05 et REF025. ORCA05-G70.112 (Bjastoch *et al.*, 2008) et ORCA025-G70 (Barnier *et al.*, 2006) sont des simulations DRAKKAR globales de résolution $0,5^\circ$ et $0,25^\circ$ respectivement.

<i>Généralités</i>		
Version NEMO	3.1	
Configuration	PERIANT05	PERIANT025
Période	1980-2004	
<i>Initialisation</i>		
Θ, S	Climatologie de Levitus <i>et al.</i> (1998)	
\vec{U}	$\vec{0}$	
Glace de mer	ORCA05-G70.112 (1980)	ORCA025-G70 (1980)
<i>OBC</i>		
Θ, S, \vec{U}	ORCA05-G70.112	ORCA025-G70

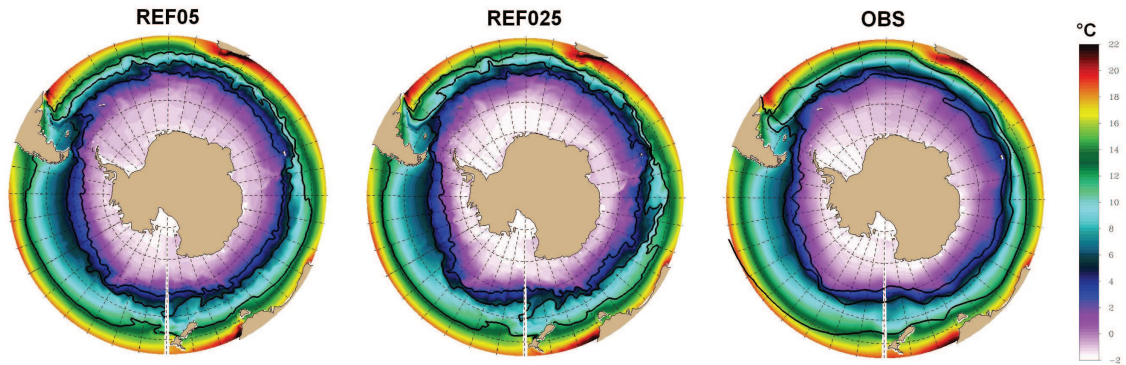


FIG. 3.1 – SST moyenne (en $^\circ\text{C}$, 1995-2004) pour les simulations de référence REF05 et REF025 et la climatologie de Hurrell *et al.* (2008). Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts.

Température de surface (SST)

Une analyse produite à partir de données de SST *in situ* et satellite est réalisée par la NOAA² et fournie sur une grille de 1° avec une fréquence hebdomadaire (Hurrell *et al.*, 2008). Ces données sont utilisées ici afin de produire une climatologie de SST sur la période 1995-2004 interpolée sur le domaine de la configuration PERIANT05.

La Figure 3.1 présente la comparaison entre la SST moyenne issue des observations (Hurrell *et al.*, 2008) et celle simulée dans REF05 et REF025. Elle montre que la SST simulée est en très bon accord avec les observations tant en termes de variabilité spatiale que d'intensité. Les principales différences apparaissent aux très hautes latitudes où REF025 présente notamment des températures plus froides probablement en lien avec une concentration de glace de mer hivernale trop importante (voir plus loin).

²National Oceanic and Atmospheric Administration.

Densité

WOCE (World Ocean Circulation Experiment) est un programme de recherche international qui a regroupé entre 1990 et 1998 les efforts conjoints de près de trente pays afin d'établir une base de données observationnelles de l'océan global. Une grande partie des données ont été recueillies durant des campagnes océanographiques menées sur différents navires de recherche à la fin des années 80 et dans les années 90. Pour l'océan Austral, il résulte de ce programme un atlas hydrographique³ (*Orsi et Whitworth, 2004*) décrivant les propriétés physiques et chimiques des eaux au sud de 30°S le long d'une quinzaine de sections. Nous utilisons ici l'atlas WOCE pour la description de la densité potentielle le long de deux sections hydrographiques méridiennes : la section S3 (145°E) correspondant au sud de l'Australie, et la section P19 (90°W) correspondant au Pacifique Sud.

Les Figures 3.2 et 3.3 présentent une comparaison des densités potentielles des simulations REF05 et REF025 et de l'atlas WOCE pour les sections S3 et P19 respectivement. La structure thermohaline telle que simulée par REF05 et REF025 est assez similaire aux observations pour les deux sections. On peut cependant mentionner que dans les simulations, les isopycnes affleurent généralement plus au nord et les couches de surface semblent moins stratifiées que dans les observations. Notons toutefois ici que les champs issus d'un atlas ne sont pas forcément pertinents dans les couches susceptibles d'être affectées par la variabilité saisonnière. Par ailleurs, les principales différences entre simulations et observations apparaissent près des côtes antarctiques où, à profondeur égale, les masses d'eau issues des simulations sont moins denses que ne le sont celles issues des observations. La structure thermohaline résultante traduit en particulier le problème de représentation des eaux denses qui sont produites sur les marges continentales antarctiques et s'écoulent vers le fond, tel qu'évoqué dans le chapitre précédent (section 2.3) et partiellement pallié par la méthode de rappel appliquée dans toutes nos simulations.

Dans la section P19 issue de l'atlas WOCE, on peut noter la présence d'une structure localisée à 57°S-60°S. Cette structure représentant probablement un méandre d'un front de l'ACC, n'est reproduite par aucune des deux simulations. Ceci peut très probablement être imputé à une résolution encore trop grossière de la bathymétrie dans les simulations à 0,5° et 0,25°. Si l'on compare maintenant les deux simulations entre elles, on notera toutefois que certaines structures de petite échelle sont capturées par REF025 sans l'être par REF05 (ex : section S3 à 47°S), certainement en raison d'une résolution plus fine de la bathymétrie à 0,25°. Enfin, la représentation de la structure thermohaline près des côtes antarctiques est sensiblement améliorée dans la simulation REF025.

³<http://woceatlas.tamu.edu/>

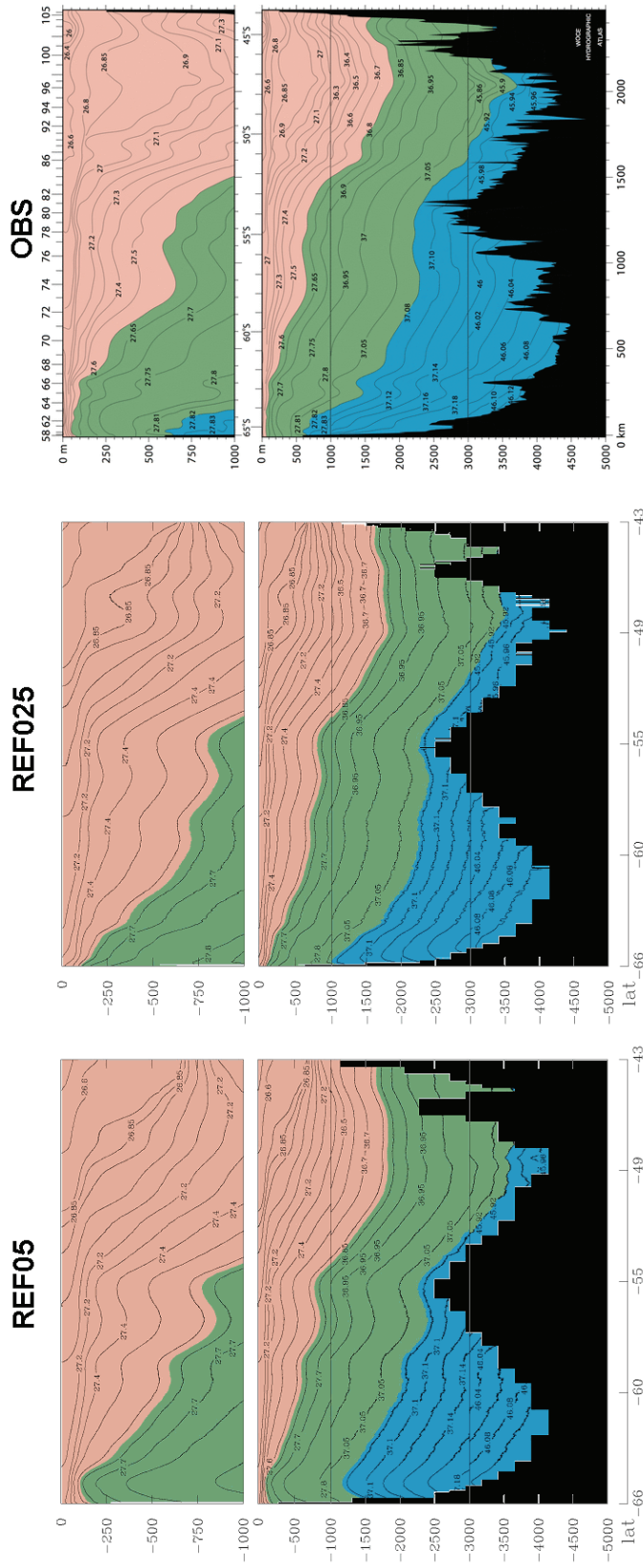


FIG. 3.2 – Sections méridiennes (145°E) : sud de l’*Atlas WOCE*, section S3 de l’*Atlas WOCE*, Orsi et Whitworth (2004)) de densité potentielle pour les simulations de référence REF05, REF025 en moyenne sur la période 1995-2004, et de l’*atlas WOCE*. La densité potentielle, exprimée en kg m^{-3} , est référencée en surface (σ_0) pour les profondeurs entre 0 et 1000 m, à 2000 m pour les profondeurs entre 1000 et 3000 m, et à 4000 m pour les profondeurs au-delà de 3000 m (les zones sont séparées par des lignes horizontales).

Profondeur de couche de mélange (MLD)

La climatologie de *De Boyer Montégut et al. (2004)*⁴ contient des données mensuelles de MLD calculées à partir de plus de 5 millions de profils verticaux de température et salinité obtenus via différents réseaux d'observations (NODC⁵, WOCE et flotteurs Argo⁶) entre 1961 et 2008. Pour chacun des profils verticaux, la MLD est déterminée selon un critère basé sur un écart seuil atteint par une variable (température ou densité) par rapport à sa valeur à 10 m de profondeur. Dans l'océan Austral, la salinité jouant un rôle important dans la stratification des eaux de surface (*Dong et al., 2008; Holte et Talley, 2009*), j'ai préféré utiliser un critère en différence de densité ($\Delta\sigma = 0,03 \text{ kg m}^{-3}$) à un critère en différence de température ($\Delta T = 0,2^\circ\text{C}$) (*De Boyer Montégut et al., 2004*). Nous utilisons ici ces données afin de cartographier les profondeurs minimales (estivales) et maximales (hivernales) de MLD d'après les observations.

La Figure 3.4 présente une comparaison des MLDs moyennes estivales et hivernales entre les simulations REF05, REF025, et la climatologie de MLD de *De Boyer Montégut et al. (2004)*. Une analyse du cycle saisonnier moyen dans nos simulations montre qu'à l'échelle du domaine austral (sud de 30°S), la MLD est minimale en janvier et maximale en août (non montré). Dans la Figure 3.4, pour les simulations comme la climatologie de *De Boyer Montégut et al. (2004)*, la MLD est donc présentée en moyenne pour l'été austral (moyenne des mois de décembre, janvier et février), et pour l'hiver austral (moyenne des mois de juillet, août et septembre). La comparaison de moyennes saisonnières nous permet ainsi d'évaluer seulement l'intensité de la MLD en prenant en compte les potentiels déphasages entre cycles saisonniers de MLD dans les simulations et dans les observations.

En été, dans les simulations ainsi que dans les observations, la MLD présente une structure spatiale très annulaire avec des valeurs plus importantes aux latitudes de l'ACC que dans les zones côtières antarctiques et qu'au nord de l'ACC. Au niveau de l'ACC, le Pacifique Sud ainsi que la zone en amont des îles Kerguelen montrent plus particulièrement des MLDs relativement intenses dans les observations, caractéristique qui n'est pas bien reproduite par les simulations notamment pour la zone des Kerguelen. D'après les observations, la MLD estivale dépasse localement 100 m en de nombreuses régions, ce qui n'est pas le cas dans les deux simulations où la MLD ne dépasse pas 80 m, sauf dans le Pacifique Sud et la région en aval des îles Kerguelen. Ainsi, les simulations REF05 et REF025 semblent résoudre des MLD estivales systématiquement trop peu profondes par rapport aux observations. L'apport d'une résolution plus fine dans REF025 ne paraît pas modifier ce biais.

En hiver, dans les simulations ainsi que dans les observations, la MLD présente une structure spatiale beaucoup moins annulaire qu'en été, avec des régions où la MLD est localement très profonde notamment dans le Pacifique Sud entre 50°S et 65°S , et dans l'Indien Sud entre 35°S et 60°S .

⁴<http://www.locean-ipsl.upmc.fr/cdblod/mld.html>

⁵National Oceanographic Data Center

⁶Les flotteurs Argo sont des flotteurs autonomes qui dérivent au gré des courants à une profondeur définie (dite profondeur de garage). Tous les dix jours, ils remontent à la surface en effectuant un profil de température et salinité de la colonne d'eau parcourue. Certains flotteurs sont maintenant également équipés de capteurs pour mesurer des profils d'oxygène par exemple. Les flotteurs sont pourvus d'un système GPS ainsi que d'un émetteur qui leur permet de transmettre les données recueillies par voie satellite. Lors de la redescende à la profondeur de garage, les flotteurs effectuent un autre profil qu'ils enregistrent dans leur base de données jusqu'à la prochaine émission. La nouvelle génération de flotteurs Argo voit son terrain d'action croître considérablement avec la possibilité d'effectuer des mesures sous la glace.

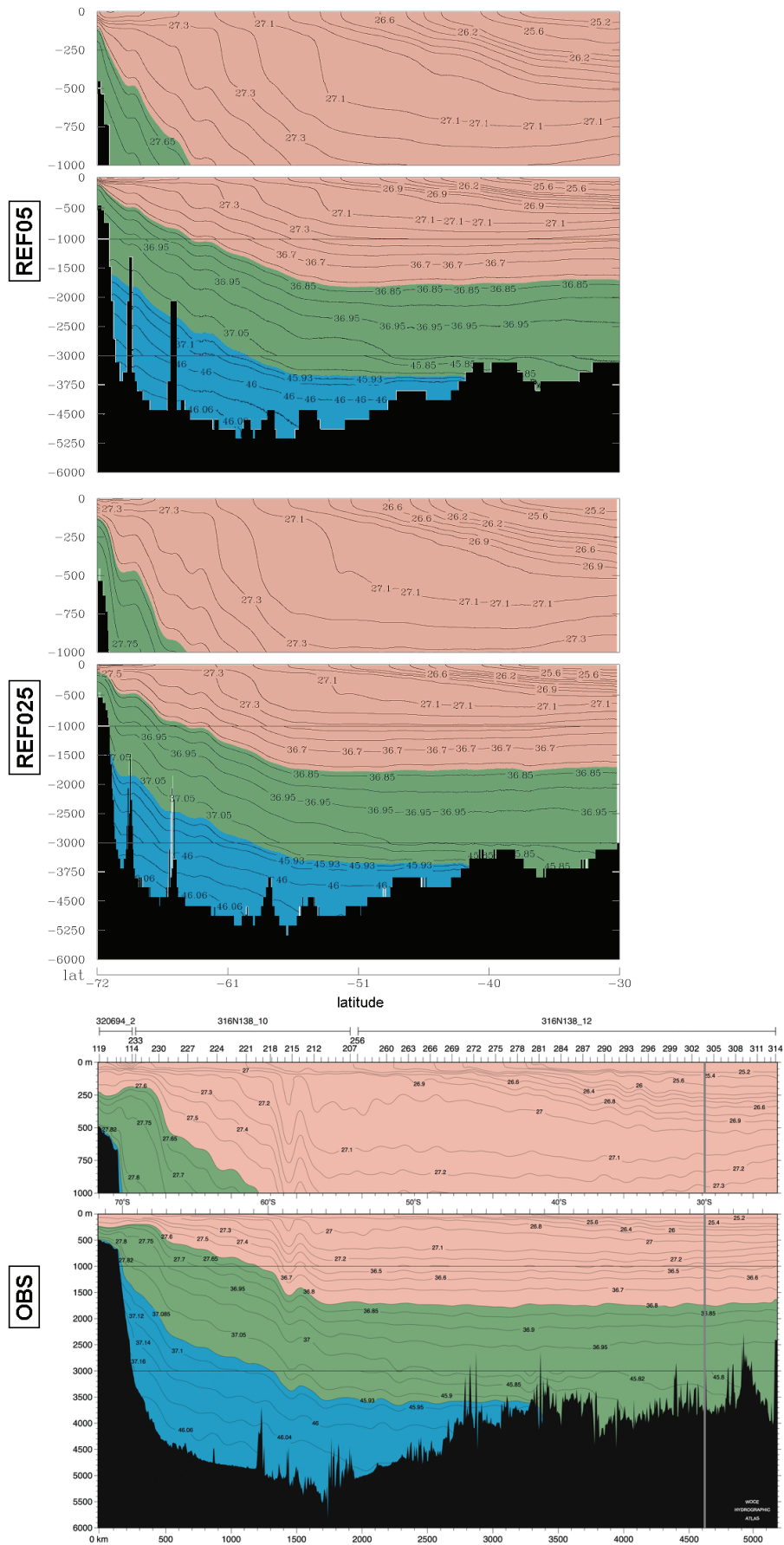


FIG. 3.3 – *Idem* Figure 3.2 pour la section P19 (90°W : Pacifique Sud) de l'atlas WOCE (Orsi et Whitworth, 2004).

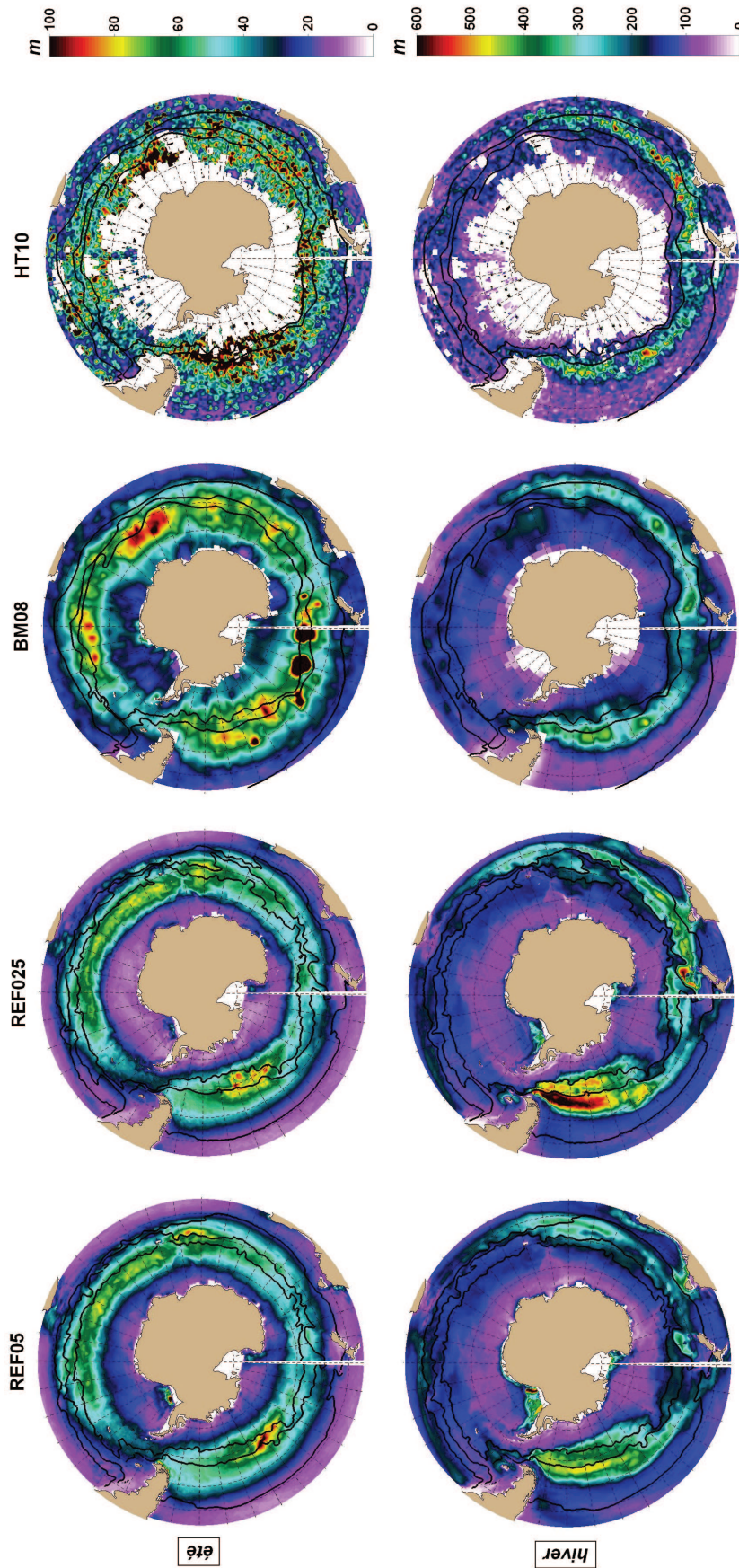


FIG. 3.4 – Profondeurs de couches de mélange (MLD) moyennes (1995-2004) en été (haut) et hiver (bas), pour les simulations REF05, REF025, « BM08 », i.e. la climatologie saisonnière de De Boyer Montégut et al. (2004) réactualisée en 2008, et « HT10 », i.e. la climatologie d'extrema de Holte et al. (2010) (voir le texte pour plus de détails sur le calcul des profondeurs de couches de mélange).

Dans ces régions, la MLD issue des observations ne dépasse que très localement 400 m, alors que dans les simulations, les MLDs les plus profondes atteignent des valeurs supérieures à 450 m, voire 600 m, dans REF025. Ainsi, les simulations REF05 et REF025 semblent résoudre des MLDs hivernales systématiquement trop profondes par rapport aux observations. Dans ce cas-ci, l'apport d'une résolution plus fine dans REF025 intensifie ce biais.

A titre d'information, une seconde climatologie a également été utilisée pour l'évaluation de la MLD dans nos simulations (Figure 3.4). Cette climatologie⁷, récemment mise au point par une équipe du Scripps (*Holte et al.*, 2010), regroupe l'ensemble des profils mesurés par les flotteurs Argo entre 2000 et 2010 à partir desquels sont calculées les MLDs. Pour l'évaluation de la saisonnalité de la couche de mélange, des estimés des extrema de MLD sont proposés. Ainsi, en chaque point de grille, le maximum et le minimum de MLD, sont déterminés respectivement à partir de la moyenne des cinq maxima et minima estimés par les algorithmes en chaque point de grille, sur l'ensemble de la période. Parmi les différentes méthodes d'estimation utilisées dans cette climatologie, nous avons choisi ici celle basée sur le critère seuil en densité ($\Delta\sigma = 0,03 \text{ kg m}^{-3}$), proposé par *De Boyer Montégut et al.* (2004). D'une manière générale, la climatologie de *Holte et al.* (2010) montre la même distribution que celle de *De Boyer Montégut et al.* (2004) et nous conduit donc aux mêmes conclusions quant aux biais de nos simulations. Les différences qui apparaissent entre les deux climatologies proviennent essentiellement du fait que la climatologie de *Holte et al.* (2010) montre des extrema alors que celle de *De Boyer Montégut et al.* (2004) présente ici une moyenne saisonnière réalisée sur trois mois, et donc par nature plus lisse et moins intense que la première.

Les biais saisonniers de MLD diagnostiqués ici sont des défauts typiques des simulations DRAKKAR. Les travaux effectués dans le cadre de la thèse de *Mainsant* (thèse en cours) montrent que la représentation de MLDs hivernales trop profondes dans le modèle serait due à un biais dans la salinité de surface, en particulier entretenu par le rappel en sel imposé à la surface de nos simulations. Ce biais systématique est supposé s'intensifier à plus haute résolution en raison d'une advection plus forte dans les simulations. Une nouvelle méthode de rappel de la salinité de surface est actuellement en cours d'implémentation (*Mainsant*, thèse en cours) et permettrait de corriger sensiblement le biais dans les MLDs hivernales des simulations DRAKKAR.

Transport de l'ACC

La Figure 3.5 présente l'évolution du transport annuel au Passage de Drake au cours des simulations REF05 et REF025. Les transports des deux simulations présentent un temps d'ajustement similaire d'environ 8 ans puis se stabilisent autour d'un état moyen très proche. Pour la période 1995-2004, le transport moyen au Passage de Drake est ainsi de 143 Sv pour REF05 et REF025. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent (section 2.4.1), ces valeurs sont en bon accord avec l'estimation de 134 Sv (évaluée avec une erreur de ± 27 Sv) produite à partir de combinaisons de sections hydrographiques, mesures de pression et courantomètres (*Whitworth et Peterson*, 1985; *Cunningham et al.*, 2003).

Quant à la variabilité interannuelle du transport au Passage de Drake, elle est de $\pm 1,2$ Sv pour REF05 et de $\pm 1,3$ Sv pour REF025; les observations présentant des estimations

⁷<http://mixedlayer.ucsd.edu>

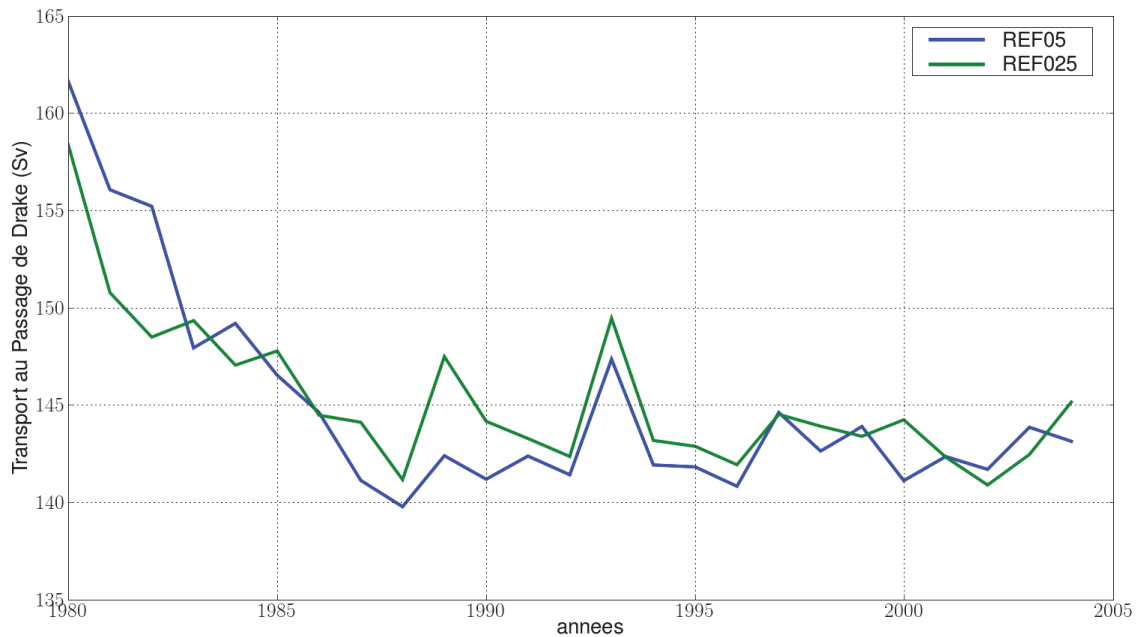


FIG. 3.5 – Série temporelle du transport annuel au Passage de Drake (en Sv) pour les simulations de référence REF05 et REF025.

nettement plus grandes ($\pm 11,2$ Sv, *Whitworth et Peterson* (1985)) mais généralement réévaluées à la baisse par des réanalyses utilisant l'assimilation de données comme SODA (Simple Ocean Data Assimilation, $\pm 2,1$ Sv, *Yang et al.* (2008)). Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent (section 2.4.1), l'origine de la différence avec les observations peut en partie provenir du fait que les sections hydrographiques ne prennent pas en compte les variations du transport du contre-courant côtier antarctique, alors que celles-ci pourraient compenser les variations au large.

Si les transports au Passage de Drake dans les simulations REF05 et REF025 présentent des moyennes et fluctuations d'amplitude quasi-identiques, on peut toutefois noter que leur variabilité n'est pas systématiquement en phase. Même si le forçage atmosphérique utilisé pour les deux simulations est identique (DFS3, voir chapitre 1, section 1.2.3), les flux air-mer appliqués à chaque simulation sont affectés de manière différente par les rétroactions induites par la circulation océanique en raison de l'utilisation des formules « *bulk* ». Par ailleurs, une part de la variabilité du transport est susceptible d'être pilotée par la variabilité interne du modèle qui diffère selon les résolutions.

Energie cinétique turbulente (EKE)

Topex/Poseidon est un satellite d'océanographie développé par la NASA⁸ et le CNES⁹ lancé en 1992. Il est équipé de deux altimètres (TOPEX et POSEIDON) qui mesurent la topographie instantanée de l'océan. La connaissance de la topographie moyenne de l'océan permet alors de déduire le champ d'anomalies de vitesse de la circulation océanique et de reconstruire ainsi l'EKE. Nous utilisons ici une climatologie d'EKE is-

⁸National Aeronautics and Space Administration.

⁹Centre National d'Etudes Spatiales.

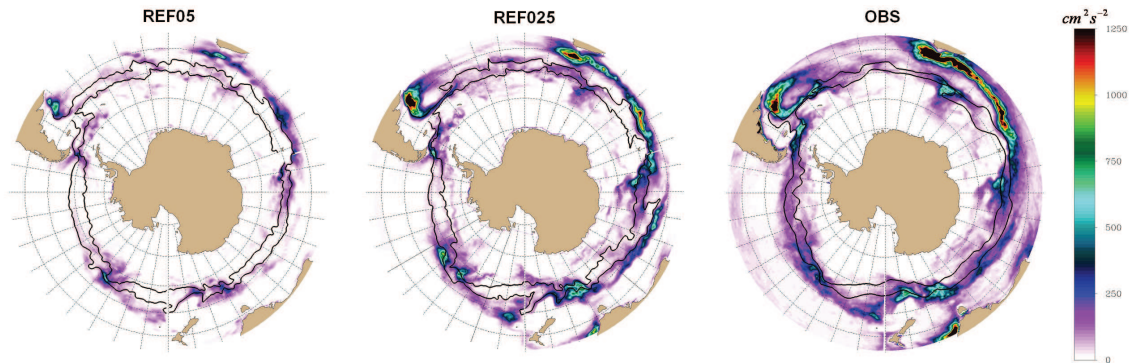


FIG. 3.6 – *Energie cinétique tourbillonnaire (EKE, en $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$) moyenne (1992-2002) à 10 m de profondeur pour les simulations de référence REF05, REF025 et les données satellite Topex/Poseidon. Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts.*

sue des données satellite Topex/Poseidon sur la période 1992-2002.

La Figure 3.6 présente la comparaison entre l'EKE calculée par les simulations REF05 et REF025, et la climatologie Topex/Poseidon sur la période 1992-2002. Dans les simulations comme dans les observations, les régions d'intense EKE se trouvent dans la bande de latitude de l'ACC ainsi que dans les régions de la rétroflexion du courant des Aiguilles, de confluence Brésil-Malouines et du courant est-australien. L'EKE moyennée spatialement dans la bande de latitude 35°S - 65°S sur la période 1992-2002 est de $27 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ pour la simulation REF05 et de $69 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ pour la simulation REF025, représentant respectivement environ un quart et deux tiers de la valeur issue des observations satellite.

Ainsi, les simulations présentent une variabilité spatiale de l'EKE en bon accord avec les observations mais une amplitude sous-estimée. On notera toutefois que l'augmentation de la résolution dans les simulations améliore de façon significative à la fois la représentation de la variabilité spatiale et l'amplitude de l'EKE résolues par le modèle.

Concentration de glace de mer

SSM/I est un radiomètre micro-onde embarqué à bord des satellites américains DMSP¹⁰. Il permet de mesurer les températures de rayonnement micro-onde de la surface terrestre à partir desquelles peut être déduite la concentration de la glace de mer (océan et glace de mer émettant les ondes de façon différente). La climatologie de concentration de glace de mer utilisée ici est issue du centre NSDIC¹¹ (National Snow and Ice Data Center) et regroupe les données du radiomètre SSM/I sur la période 1979-2003.

La Figure 3.7 présente une comparaison des concentrations de glace de mer moyenne estivale et hivernale entre les simulations REF05, REF025 et la climatologie SSM/I. Les mois de février et septembre correspondent respectivement au minimum et au maximum de couverture de glace de mer observée en Antarctique.

¹⁰Defense Meteorological Satellite Program.

¹¹<http://nsidc.org/>

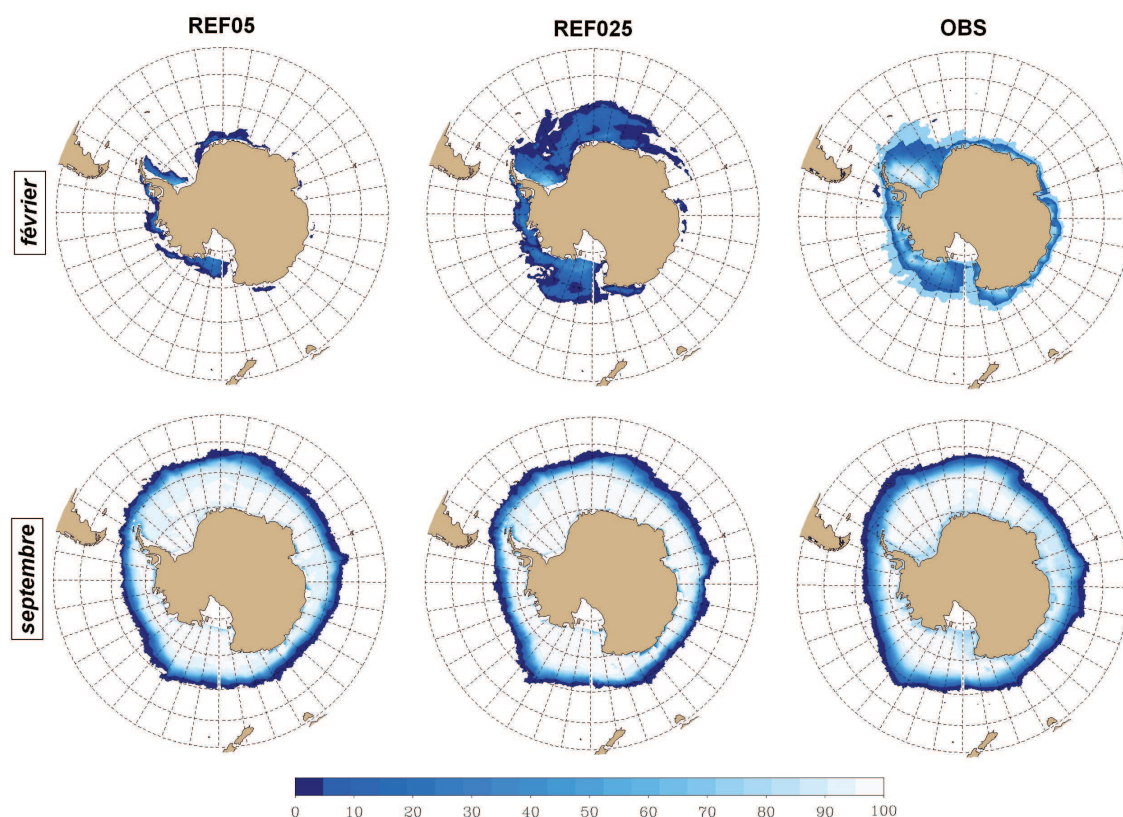


FIG. 3.7 – Concentration de glace de mer moyenne (1995-2004) au mois de (haut) février, lorsque l'étendue de glace de mer est minimale, et (bas) septembre, lorsque l'étendue de glace de mer est maximale, pour les simulations REF05, REF025 et les données satellite SSM/I. La concentration est exprimée en % indiquant en chaque point la proportion englacée au sein d'une maille de la grille.

En été, les simulations REF05 et REF025 montrent de faibles concentrations de glace de mer par rapport aux observations, en particulier le long de la Péninsule Antarctique et le long des côtes antarctiques entre 50°E et 150°E. Dans REF05, la couverture de glace de mer disparaît presque totalement en été, alors que dans REF025, elle est beaucoup plus étendue, notamment le long de la Péninsule Antarctique et en mer de Ross, mais reste cependant assez éloignée des observations en terme de distribution spatiale.

En hiver, la couverture de glace de mer simulée est assez similaire à celle observée. On peut toutefois noter que dans les simulations, la concentration de glace de mer semble légèrement surestimée dans de nombreuses régions. Ainsi, l'amplitude du cycle saisonnier de glace de mer résolue par les simulations est plus forte que celle présentée par les observations. Cette saisonnalité marquée est susceptible d'influencer les flux de CO₂ en diluant/concentrant les concentrations de DIC et d'alcalinité en surface.

3.3.2 Famille B : simulations dynamiques avec CFC11

La famille B regroupe l'ensemble des simulations dynamiques couplées océan-glace de mer résolvant également les CFC11 et réalisées dans les configurations PERIANT05 et PERIANT025. Ici, nous évaluons les simulations de référence de résolution $0,5^\circ$ (**CFC05**) et de résolution $0,25^\circ$ (**CFC025**) dont la première a servi pour l'initialisation de la dynamique des simulations couplées océan-glace de mer-biogéochimie de la famille C.

Le CFC11 (chlorofluorocarbène-11) est un gaz d'origine purement anthropique, émis dès le début des années 1930 par les activités industrielles. Il pénètre par échange gazeux dans l'océan où il est transporté et mélangé comme un traceur chimiquement et biologiquement inerte. Le CFC11 constitue ainsi un traceur particulièrement adapté à l'étude de la formation des masses d'eau ainsi que des processus de mélange sur des échelles de plusieurs décennies (*Dutay et al., 2002; Lachkar et al., 2009b*). Suite aux études montrant son caractère dangereux pour l'ozone stratosphérique, des mesures réglementaires ont été prises afin de réduire les émissions de CFC11, induisant une diminution de la concentration atmosphérique de CFC11 à partir des années 1995 (voir Figure 3.8).

Les caractéristiques de CFC05 et CFC025 sont résumées dans le tableau 3.2. La glace de mer est initialisée à partir d'un critère de formation de glace basé sur les champs de température de la climatologie de *Levitus et al. (1998)*. Ce choix est motivé par le fait que les simulations DRAKKAR globales présentant un jeu de paramètres semblable au nôtre sont elles aussi initialisées en 1958, et ne peuvent donc fournir à ce moment des champs de glace de mer stabilisés. Les champs de CFC11 sont quant à eux initialisés à partir des sor-

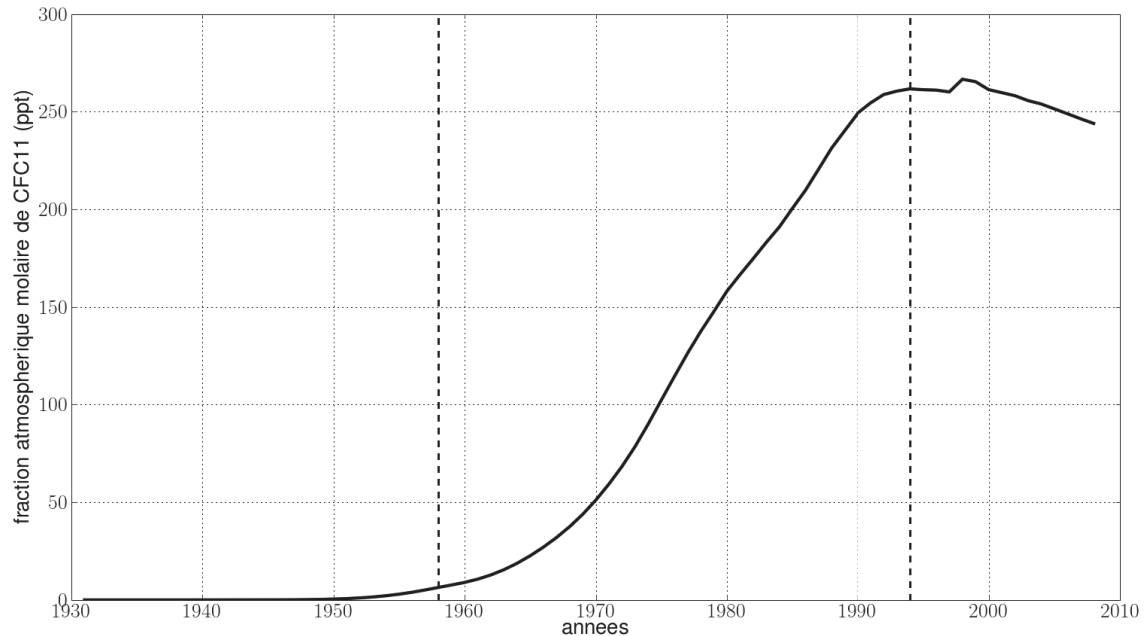


FIG. 3.8 – Evolution temporelle de la fraction molaire atmosphérique de CFC11 dans l'hémisphère sud entre 1930 et 2008, exprimée en ppt (partie par trillion). Les données proviennent du programme de recherche sur les halocarbones mené par le laboratoire de recherche sur le système terre de la NOAA. Les lignes verticales en pointillées délimitent la période de nos simulations.

TAB. 3.2 – Caractéristiques des simulations de référence CFC05 et CFC025. ORCA05-G70.114 (*Biastoch et al.*, 2008) et ORCA025-G70 (*Barnier et al.*, 2006) sont des simulations DRAKKAR globales de résolution $0,5^\circ$ et $0,25^\circ$ respectivement.

<i>Généralités</i>		
Version NEMO	3.2	
Configuration	PERIANT05	PERIANT025
Période	1958-1994	
<i>Initialisation</i>		
θ, S	Climatologie de <i>Levitus et al.</i> (1998)	
\vec{U}	$\vec{0}$	
Glace de mer	isotherme $1.5^\circ C$ (<i>Levitus et al.</i> , 1998)	
CFC11	ORCA05-G70.114 (1959)	ORCA025-G70 (1959)
<i>OBC</i>		
$\theta, S, \vec{U}, \text{CFC11}$	ORCA05-G70.114	ORCA025-G70

ties des simulations DRAKKAR globales correspondantes, un an après l'initialisation des champs physiques du modèle (soit en 1959) pour éviter les effets d'ajustement dynamique vigoureux qui ont lieu en début de simulations. Les simulations DRAKKAR globales sont initialisées en 1958, soit quelques années après l'enregistrement des premières émissions de CFC11 dans l'atmosphère. Cette stratégie est d'une part motivée par des raisons pratiques de coûts de calcul et de disponibilité des réanalyses atmosphériques¹². Elle est d'autre part justifiée par le fait que les concentrations atmosphériques de CFC11 en 1958 étant très petites devant les concentrations maximales atteintes dans les années 1990 ($\sim 2\%$), les solutions du modèle quant à l'absorption des CFC11 dans l'océan seront davantage influencées par la circulation résolue que par l'initialisation de la simulation.

GLODAP¹³ (GLobal Ocean Data Analysis Project, *Key et al.* (2004)) coordonne un ensemble de projets de recherche avec pour principal objectif de produire un jeu de données cohérent sur la distribution globale du carbone naturel et anthropique dans l'océan. Les campagnes océanographiques menées dans les années 90 dans le cadre des programmes WOCE (voir section précédente), JGOFS¹⁴ et OACES¹⁵ ont ainsi été regroupées et analysées. Ici, nous utilisons la climatologie de CFC11 issue de GLODAP dont la synthèse des données est centrée en 1994.

La Figure 3.9 présente une comparaison des concentrations de surface, des inventaires (intégrales verticales de la concentration) et de la profondeur de pénétration des CFC11 en 1994 entre les simulations de référence CFC05 et CFC025, et la climatologie GLODAP. Dans les observations comme dans les simulations, la distribution spatiale de la concentration de CFC11 présente un gradient méridien avec des concentrations élevées aux hautes

¹²La réanalyse ERA-40 commence en 1958

¹³<http://cdiac.ornl.gov/oceans/>

¹⁴U.S Joint Global Ocean Flux Study, site : <http://www1.whoi.edu/jgofs.html>

¹⁵NOAA Ocean-Atmosphere Exchange Study, site : <http://www.aoml.noaa.gov/ocd/oaces/>

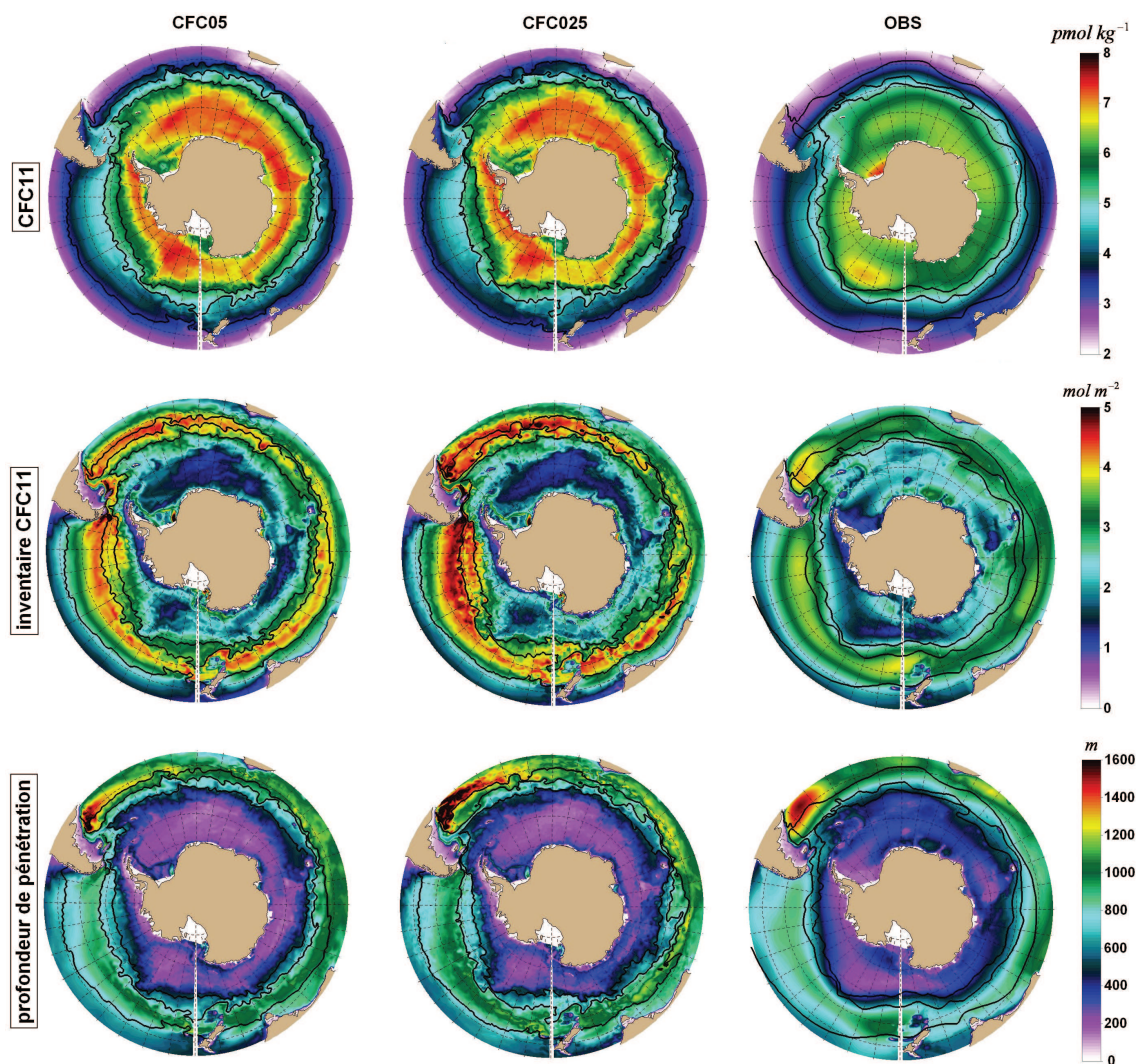


FIG. 3.9 – (Haut) Concentration en surface (en pmol kg^{-1}), (milieu) inventaire de CFC11 (en mol m^{-2}), et (bas) profondeur de pénétration (en m) pour les simulations de référence CFC05 et CFC025, et la climatologie GLODAP (Key et al., 2004). Pour les simulations, les concentrations de CFC11 sont présentées en moyenne sur l'année 1994 et les inventaires de CFC11 sont présentés en moyenne sur les cinq jours centrés autour du 31 décembre 1994. Pour les simulations, l'inventaire de CFC11 a été calculé à partir de la concentration de CFC11 en multipliant le champ par la masse volumique de l'eau de mer. Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts.

latitudes et des concentrations plus faibles aux moyennes latitudes. Cette distribution est causée par la forte dépendance de la concentration des CFC11 à la température de par la solubilité. Les concentrations simulées par CFC05 et CFC025 sont en accord avec les observations au nord du PF. En revanche, au sud du PF, des différences majeures apparaissent avec notamment des concentrations de CFC11 plus élevées dans les simulations ($\sim 7\text{-}8 \text{ pmol kg}^{-1}$) que dans les observations ($\sim 6\text{-}7 \text{ pmol kg}^{-1}$). On notera également peu de différences entre les simulations CFC05 et CFC025.

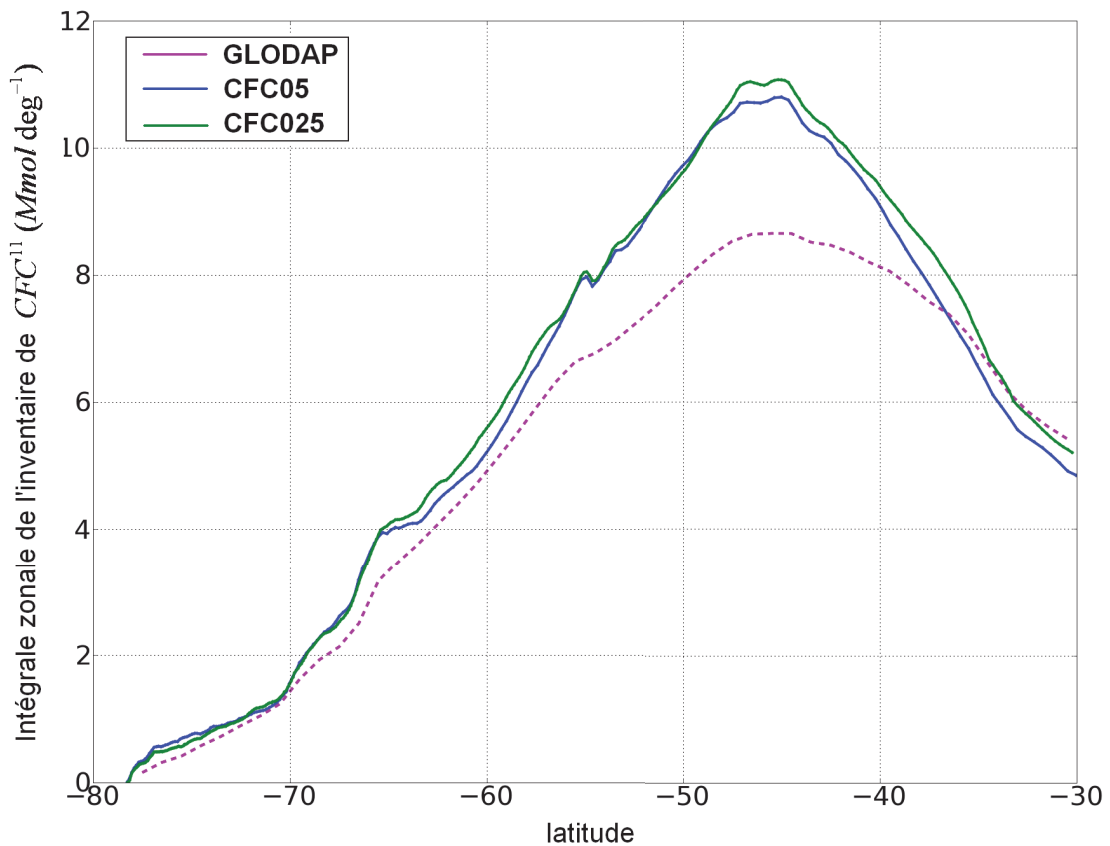


FIG. 3.10 – Intégrale zonale de l'inventaire de CFC11 (en $Mmol\ deg^{-1}$) dans l'océan Austral (sud de $30^{\circ}S$) pour les simulations de référence CFC05, CFC025 et la climatologie GLODAP (Key et al., 2004).

Dans les observations comme dans les simulations, la distribution spatiale de l'inventaire de CFC11 sur la colonne d'eau présente un maximum dans la bande de latitude de l'ACC et des valeurs plus faibles au nord et au sud de l'ACC. Dans les deux simulations, aux latitudes de l'ACC, l'inventaire est plus élevé ($\sim 5\ mol\ m^{-2}$) que dans les observations ($\sim 4\ mol\ m^{-2}$), soit une surestimation d'environ 20%. La Figure 3.10 présente une comparaison de l'intégrale zonale de l'inventaire de CFC11. L'inventaire de CFC11 simulé par CFC05 et CFC025 est surestimé presque sur tout le domaine austral, notamment aux latitudes $40^{\circ}S$ - $50^{\circ}S$ où la différence avec les observations est maximale. Les Figures 3.9 et 3.10 montrent également que l'apport d'une résolution plus fine tend à augmenter la surestimation de l'inventaire de CFC11 par le modèle.

Dans les observations comme dans les simulations, la profondeur de pénétration des CFC11 est maximale aux latitudes de l'ACC ainsi qu'au nord de l'ACC dans l'Atlantique Sud et l'Indien Sud. De manière générale, les deux simulations surestiment la profondeur de pénétration sauf au sud du PF dans les secteurs Atlantique et Indien. Cette surestimation peut atteindre 200 m dans les régions où la profondeur de pénétration est maximale et s'accroît avec la résolution.

Dans les simulations CFC05 et CFC025, cette surestimation des concentrations de CFC11 de surface peut être liée à un biais de température ou de salinité aux hautes lati-

tudes affectant la solubilité des CFC11. Elle peut également être liée à une dynamique du modèle entretenant des concentrations de CFC11 trop faibles en surface (dû par exemple à un mélange vertical trop important). Quant à la surestimation de l'inventaire de CFC11 sur la colonne d'eau dans les simulations, elle peut être imputée d'une part aux concentrations de CFC11 trop élevées en surface et d'autre part à des couches de mélange trop profondes comme l'ont montré les travaux de *Lachkar et al.* (2007). En effet, une comparaison des profondeurs de couche de mélange (Figure 3.4) et des profondeurs de pénétration de CFC11 (Figure 3.9) montre une correspondance des surestimations de chacune de ces variables par rapport aux observations, en particulier dans l'Atlantique Sud au nord du STF, dans l'Indien Sud aux latitudes de l'ACC et au nord de l'ACC, et dans le Pacifique Sud-Est. En outre, l'intensification du biais de couche de mélange hivernale à plus haute résolution tend à corroborer cette hypothèse.

3.3.3 Famille C : simulations couplées dynamique-biogéochimie

La famille C regroupe l'ensemble des simulations couplées océan-glace de mer-biogéochimie réalisées dans la configuration BIOPERIANT05. Ces simulations sont à la base d'études sur le cycle total, naturel et anthropique du carbone dans mes travaux de thèse.

Différentes stratégies d'initialisation pour les DIC ont donc été adoptées selon le type de simulations :

- *Cycle naturel* : Les champs de DIC naturels sont initialisés à partir de la composante naturelle issue de la climatologie de GLODAP ; c'est-à-dire la climatologie de GLODAP réalisée à partir des mesures contemporaines de CO₂, moins les champs de CO₂ anthropique estimés par *Sabine et al.* (2004) (voir chapitre 6), ou moins les champs de CO₂ anthropique estimés par *Khatiwala et al.* (2009) (voir chapitre 4). Dans ce dernier cas, l'estimé de CO₂ anthropique de 1994 est soustrait aux champs de DIC de GLODAP dont les données sont centrées en 1994.
- *Cycle total* : Les champs de DIC totaux sont initialisés à partir de l'estimé de CO₂ anthropique de *Khatiwala et al.* (2009) calculé pour l'année 1977 (début de nos simulations couplées) auquel est ajouté la composante naturelle des DIC calculée comme décrit dans l'item précédent.

Pour l'initialisation du cycle naturel, la première stratégie est motivée par le fait que des travaux antérieurs, auxquels nous comparons notamment nos résultats, ont été effectués en initialisant les DIC à partir de l'estimé naturel de la climatologie GLODAP (*Lenton et Matear, 2007; Ito et al., 2010*). Par ailleurs, au moment où certaines de nos études ont été initiées, les estimés issus des travaux de *Khatiwala et al.* (2009) n'étaient pas encore disponibles pour déduire un champ de DIC naturel.

Pour l'initialisation du cycle naturel, la seconde stratégie est motivée par le jeu d'expériences que nous souhaitons construire. La réalisation d'un ensemble de simulations reproduisant le cycle total, le cycle naturel du carbone et par déduction le cycle anthropique, nécessite une initialisation des champs de DIC cohérente. Or, seul l'estimé de *Khatiwala et al.* (2009) présente une solution validée et directement disponible qui permet de construire des champs de DIC totaux ou naturels pour l'année d'initialisation de nos simulations (1977).

La différence de méthode employée pour reconstruire la fraction anthropique dans les études précitées conduit à des concentrations de carbone anthropique plus faibles en surface et plus fortes en profondeur dans l'estimé de *Khatiwala et al.* (2009) par rapport à

TAB. 3.3 – Caractéristiques de la simulation de référence HIST05. ORCA05-G70.114 est une simulation DRAKKAR globale de résolution $0,5^\circ$ (*Biastoch et al.*, 2008) et ORCA2 une simulation globale de résolution 2° (*Aumont et Bopp*, 2006).

<i>Généralités</i>	
Version NEMO	3.2
Configuration	BIOPERIANT05
Période	1977-2004
$p\text{CO}_2^{atm}$	328,1-368,6 ppm (évolution historique)
<i>Initialisation</i>	
θ , S , \vec{U} , glace de mer, CFC11	CFC05, fin décembre 1976
DIC	estimé de <i>Khatiwala et al.</i> (2009)
alcalinité	GLODAP (<i>Key et al.</i> , 2004)
O_2 , Si, NO_3 , PO_4	World Ocean Atlas 2001 (<i>Conkright et al.</i> , 2002)
DOC	ORCA2 (<i>Aumont et Bopp</i> , 2006)
fer	ORCA2 (<i>Aumont et Bopp</i> , 2006)
autres variables de PISCES	constantes (<i>Aumont</i> , 2005)
<i>OBC</i>	
θ , S , \vec{U} , CFC11	ORCA05-G70.114
DIC, alcalinité	idem initialisation
O_2 , Si, NO_3 , PO_4	idem initialisation
fer, DOC	idem initialisation
autres variables de PISCES	idem initialisation

celui de *Sabine et al.* (2004). Les deux estimés étant construits à partir du même champ de DIC total, i.e. celui issu de la climatologie GLODAP, les champs de DIC naturel déduits de ces estimés présenteront donc logiquement des anomalies opposées à celles de la fraction anthropique, à savoir des concentrations plus fortes en surface et plus faibles en profondeur dans l'estimé de DIC naturel de *Khatiwala et al.* (2009) par rapport à celui de *Sabine et al.* (2004).

L'alcalinité et les nutriments sont initialisés à partir des seules climatologies globales disponibles actuellement que sont GLODAP (alcalinité) et WOA 2001 (O_2 , NO_3 , PO_4 et Si). Cette stratégie d'initialisation a été préférée à des sorties modèle afin de contraindre les champs biogéochimiques à rester proches des observations. Quant aux champs de fer et de DOC, ils sont initialisés à partir de simulations globales (ORCA2, *Aumont et Bopp* (2006)), aucune climatologie n'étant disponible pour ces variables. L'ensemble des autres variables biogéochimiques, impliquées en second ordre dans la représentation du cycle du carbone dans le modèle, est initialisé à partir de constantes décrites dans la documentation standard de PISCES (*Aumont*, 2005).

Ici, nous évaluons la simulation de référence de résolution $0,5^\circ$ (**HIST05**) de type historique (i.e. forcée par l'évolution observée de CO_2 atmosphérique) et simulant donc le cycle total du carbone. HIST05 est initialisée en 1977 à partir des champs dynamiques de la simulation CFC05 présentée dans la section précédente. Les caractéristiques de HIST05

sont résumées dans le tableau 3.3.

Des simulations de référence reproduisant le cycle naturel du carbone ont également été réalisées dont nous présenterons une évaluation des flux de CO_2 au regard d'autres modèles ou estimations dans les chapitres 4 et 6.

Si dans cette section, l'évaluation des DIC (et donc de la pCO_2 et des flux de CO_2) n'est valable que pour la simulation HIST05, en revanche, l'évaluation des champs biologiques ainsi que des nutriments et de l'alcalinité vaut pour l'ensemble des simulations de la famille C, ces champs n'étant pas affectés par les concentrations de CO_2 atmosphérique appliquées dans la simulation.

Chlorophylle

SeaWiFs¹⁶ (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) est une mission de recherche de la NASA dont l'objectif est de développer et gérer un système opérationnel visant à traiter, calibrer, valider, archiver et distribuer les données mesurées par les capteurs de couleur de l'océan installés à bord des satellites. La chlorophylle, pigment présent dans le phytoplancton, émet dans le domaine du visible rendant sa concentration mesurable par quantification de la couleur de l'océan depuis les satellites. Nous utilisons ici les données mensuelles de concentration de chlorophylle issues de SeaWiFs entre 1992 et 2002 qui ont été interpolées sur le domaine de la configuration PERIANT05 puis moyennées.

La Figure 3.11 présente le cycle saisonnier moyen de la distribution spatiale de chlorophylle dans l'océan Austral sur la période 1992-2002 pour la simulation HIST05 et les observations SeaWiFs. D'une manière générale dans les observations comme dans HIST05, la distribution spatiale de chlorophylle dans l'océan Austral fait ressortir des zones de concentrations élevées en période de bloom ($\sim 1 \text{ mg m}^{-3}$) le long des côtes américaines, au sud de l'Afrique, le long des côtes antarctiques et autour des îles (Malouines, Géorgie du Sud, Tasmanie, Nouvelle-Zélande et Kerguelen). Ces régions correspondent à des zones de forte activité biologique supportée par des apports en fer en provenance des sédiments marins côtiers et des poussières atmosphériques. Toutefois, l'intensité des concentrations de chlorophylle dans HIST05 diffère sensiblement des observations en particulier :

- Au nord de l'ACC, où les zones de forte activité biologique montrent des valeurs de concentration de chlorophylle trop intenses (ex : panache à l'est de l'Amérique du Sud).
- Dans les eaux entourant les îles qui présentent des concentrations de chlorophylle trop faibles
- Dans la zone en bordure de la banquise où l'on trouve de fortes concentrations de chlorophylle en période de bloom dans HIST05 qui ne sont pas présentes dans les observations.

Ainsi, excepté dans les parages des îles, HIST05 simule un bloom trop intense par rapport aux observations. Le premier point peut être imputé à un apport tellurique en fer trop faible dans le modèle engendrant ainsi une limitation de la croissance du phytoplancton. Pour le second point, plusieurs hypothèses peuvent être envisagées. Tout d'abord, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent (section 2.4.2), le choix des paramètres entrant dans la paramétrisation de *Geider et al.* (1998) a une importance cruciale sur les valeurs

¹⁶<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/>

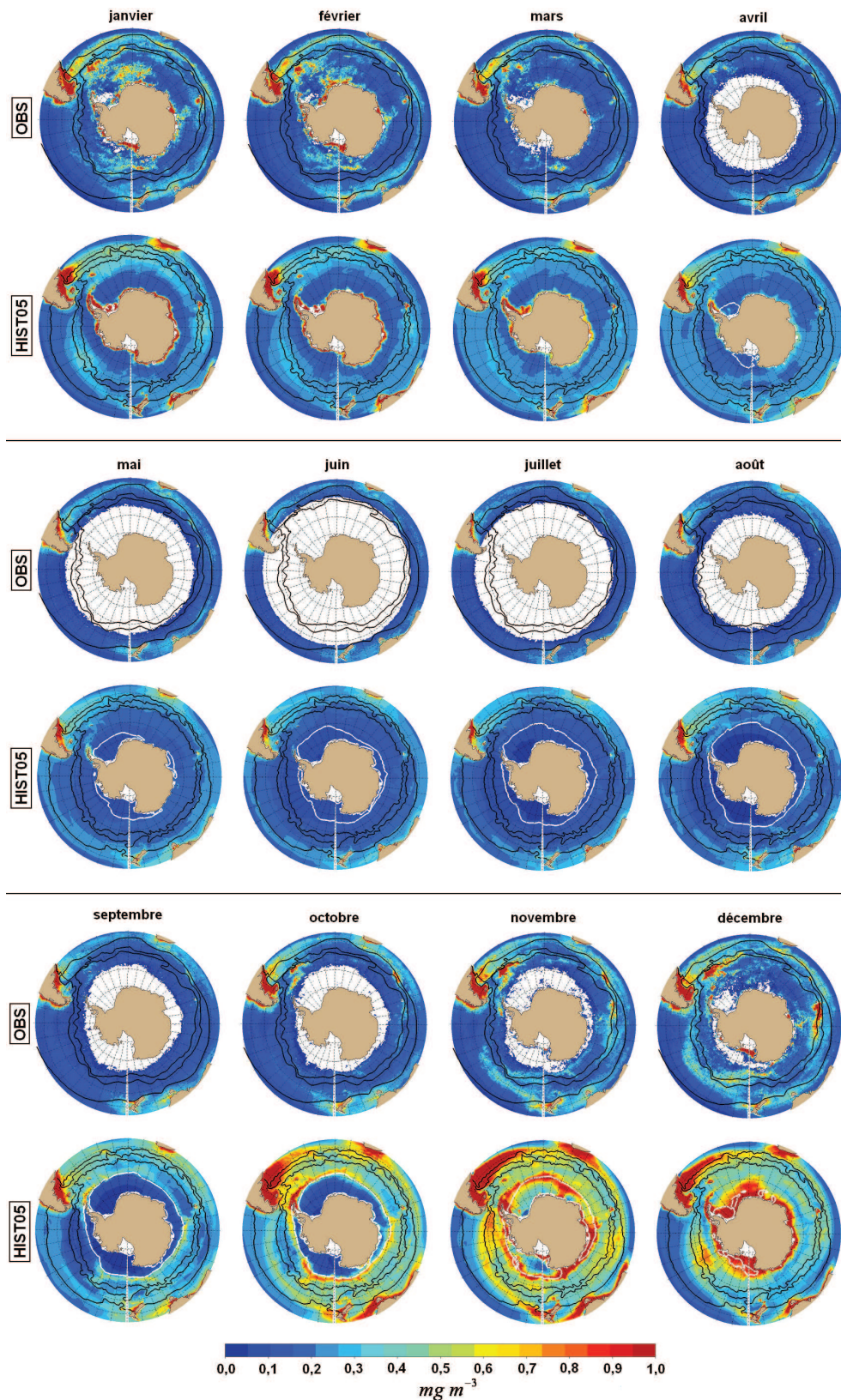


FIG. 3.11 – Cycle saisonnier moyen (1998-2004) de chlorophylle (en mg m^{-3}) pour la simulation de référence HIST05 et pour les observations satellite SeaWiFs. Dans HIST05, la chlorophylle correspond à la somme de la chlorophylle des diatomés et du nanophytoplancton. Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts. Dans HIST05, les lignes blanches indiquent l'isocontour correspondant à 80% de concentration de glace de mer.

de concentration de chlorophylle. On peut également noter que le biais observé au niveau des couches de mélange (voir section 3.3.1) pourrait provoquer : en hiver, un apport de concentrations en nutriments relativement plus élevées (en raison de MLD relativement trop profondes) et en été, peu de limitation par la lumière (en raison de MLD relativement trop minces et donc généralement moins profondes que les couches euphotiques). Ceci aurait alors pour effet d'induire des concentrations en nutriments relativement plus élevées dans les couches de mélange estivales et donc un bloom plus intense.

Par ailleurs, des travaux récents (C. Guinet, communication personnelle) suggèrent que, dans l'océan Austral, les algorithmes de reconstruction de la chlorophylle à partir des mesures satellite de couleur de l'eau sous-estiment systématiquement d'un facteur trois les concentrations de chlorophylle par rapport aux concentrations observées à partir de plateformes *in situ* (ex : gliders, éléphants de mer, etc). L'origine de cette erreur systématique dans les produits satellite est encore actuellement très discutée. Parmi les hypothèses avancées figurent l'impact de la présence d'écume et la taille des particules en suspension à la surface de l'océan sur l'intensité du signal capté par les satellites, ainsi que la présence de différentes espèces de phytoplancton qui rend complexe la calibration des capteurs satellite.

La Figure 3.11 permet également d'analyser le déroulement du bloom. Dans les observations, le bloom commence en octobre puis atteint son apogée en décembre-janvier pour finir par s'atténuer à partir de février jusqu'en mars. La simulation HIST05 présente en revanche un bloom déphasé d'environ deux à trois mois (plus tôt) par rapport aux observations.

Ainsi, dans la simulation HIST05, le bloom commence alors que l'éclairement est encore très faible à cette période de l'année aux latitudes australes (fin de l'hiver). Cette précocité du bloom laisse supposer que la lumière est un facteur peu - voire non - limitant dans le modèle. Ce biais est connu pour être typique du modèle PISCES et lié à la paramétrisation de la limitation de la croissance phytoplanctonique par la lumière (O. Aumont, communication personnelle). Effet de la température et limitation par les nutriments tels qu'implémentés actuellement dans le modèle selon la paramétrisation de *Geider et al.* (1998) constituent en effet une limitation trop faible dans l'océan Austral (7 à 8 fois trop faible par rapport aux valeurs estimées à partir des observations, O. Aumont communication personnelle), de telle sorte que de faibles valeurs d'irradiance suffisent pour atteindre le maximum de croissance du phytoplancton. Le bloom démarre donc au sortir de l'hiver impliquant alors un épuisement trop précoce des ressources en fer par rapport aux observations et une atténuation du bloom au début de l'été, en net déphasage avec les observations.

Enfin, le problème de déphasage du bloom simulé par rapport au bloom observé peut également être induit par le phasage du cycle saisonnier de couche de mélange. En effet, les couches de surface se restratifient très vite à partir du mois d'août, entraînant une couche de mélange d'épaisseur minimale dès le mois de décembre, puis un début de convection dès le mois de février. Dans notre modèle, le minimum de couche de mélange pour le bassin austral est déphasé en moyenne d'un mois (plus tôt) par rapport aux observations (*De Boyer Montégut et al.* (2004); *Dong et al.* (2008), non montré), ce qui pourrait induire également un déphasage d'environ un mois dans la phase d'atténuation du bloom. Notons toutefois que cette comparaison est réalisée en moyenne sur l'océan Austral et mériterait une description plus précise en fonction des régions.

Ainsi, les effets d'un manque de limitation de la croissance phytoplanctonique par la lumière et d'un déphasage du cycle saisonnier de couche de mélange pourraient s'ajouter pour expliquer le déphasage du bloom simulé par rapport au bloom observé. Toutefois, notons que les larges incertitudes qui pèsent actuellement sur les mesures de chlorophylle par satellite impliquent que nous ne pouvons statuer fermement sur les différences d'amplitude et de déphasage entre bloom simulé et bloom réel. Afin d'aller plus loin dans l'évaluation de la représentation du bloom par le modèle, il serait donc nécessaire d'effectuer une comparaison des données de chlorophylle obtenues par les réseaux d'observations *in situ* avec les sorties de notre simulation, ainsi que de réaliser une analyse plus approfondie du cycle saisonnier de la couche de mélange simulée.

DIC et alcalinité

La Figure 3.12 présente une comparaison des concentrations moyennes de DIC et alcalinité de surface entre la simulation HIST05 et la climatologie GLODAP. Dans les observations comme dans HIST05, la distribution spatiale de DIC en surface présente un gradient méridien avec de fortes concentrations aux hautes latitudes et de plus faibles concentrations aux moyennes latitudes. Les principales différences entre observations et simulation apparaissent au sud du PF, où HIST05 présentent des concentrations plus élevées. On notera également que les concentrations de DIC dans HIST05 montrent une distribution plus annulaire que dans les observations, et suivant assez sensiblement les méandres des fronts. Ces différences proviennent essentiellement du fait que la climatologie GLODAP contient, d'une part un biais estival dans les données de hautes latitudes, et d'autre part une faible densité de données.

Dans les observations comme dans HIST05, la distribution spatiale de l'alcalinité en surface présente de fortes concentrations généralement au nord du STF et dans les mers de Weddell et de Ross. Les principales différences entre observations et simulation apparaissent dans l'Atlantique Sud et l'Indien Sud autour de 30°S-40°S où HIST05 présente des valeurs d'alcalinité plus faibles, et dans le Pacifique Sud autour de 60°S où HIST05 présente des concentrations plus fortes que les observations.

La Figure 3.13 montre une comparaison des concentrations zonales moyennes de DIC, d'alcalinité et de différence entre alcalinité et DIC entre la simulation HIST05 et la climatologie GLODAP. Dans les observations comme dans HIST05, les distributions verticales de DIC et d'alcalinité présentent des gradients s'intensifiant vers le fond. La différence entre alcalinité et DIC permet de comparer les distributions relatives des deux champs entre le modèle et les observations. Ces différences sont faibles et assez homogènes à partir de 1000 m de profondeur, et maximales dans les couches de surface au nord du domaine dans les observations comme dans HIST05. Les gradients verticaux de DIC et d'alcalinité de HIST05 sont plus faibles dans les couches de surface du modèle que dans les observations. Plus particulièrement, on observe une érosion des concentrations de DIC et alcalinité dans les zones côtières antarctiques de la simulation. La différence entre alcalinité et DIC nous permet de dire que cette érosion est plus intense pour les DIC que l'alcalinité. Ceci peut être dû à la dérive résiduelle du modèle quant à l'écoulement des eaux denses le long des reliefs topographiques (voir chapitre 2 section 2.3), ou à un effet de dilution induit par la fonte estivale de la glace de mer, ou encore à la résolution des processus dynamiques responsables de la remontée des DIC et de l'alcalinité en surface.

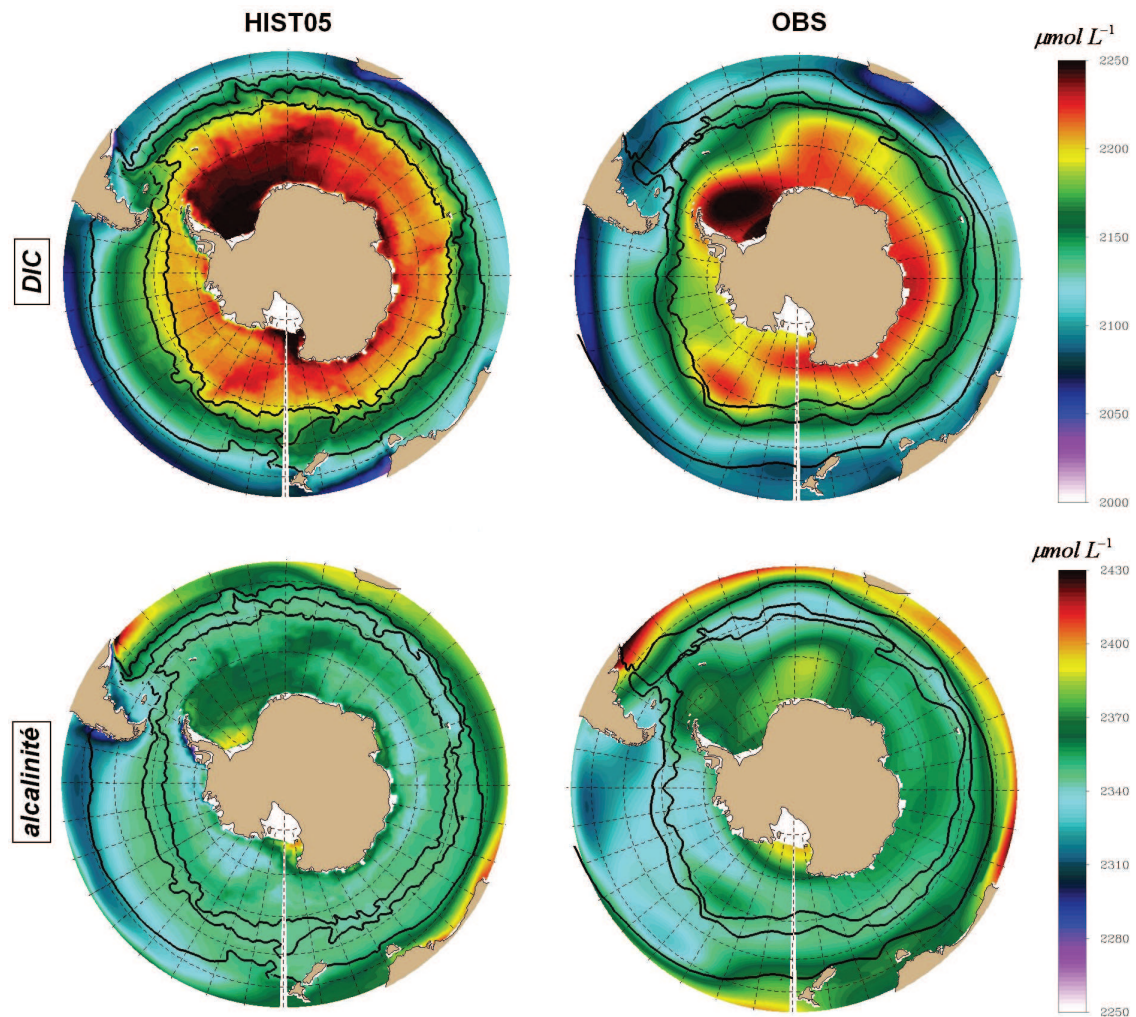


FIG. 3.12 – Concentration de surface moyenne (1995-2004) de (haut) DIC et (bas) alcalinité (en $\mu\text{mol L}^{-1}$) en surface pour la simulation de référence HIST05 et la climatologie GLODAP (Key et al., 2004). Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts.

D'une manière générale, plus qu'une évaluation des champs de DIC et alcalinité, ces comparaisons montrent que les solutions de la simulation restent proches des observations imposées comme conditions initiales, et ce notamment en raison de la courte durée de la simulation. La durée de la simulation prévient également l'apparition de modifications majeures dans les distributions de champs de traceurs des couches profondes en raison du long temps d'ajustement que requièrent les variables biogéochimiques.

Pression partielle de CO_2 océanique (pCO_2)

La climatologie de Takahashi et al. (2009) est basée sur des mesures de pression partielle de CO_2 en surface (pCO_2^{oc}) recueillies lors de campagnes océanographiques entre

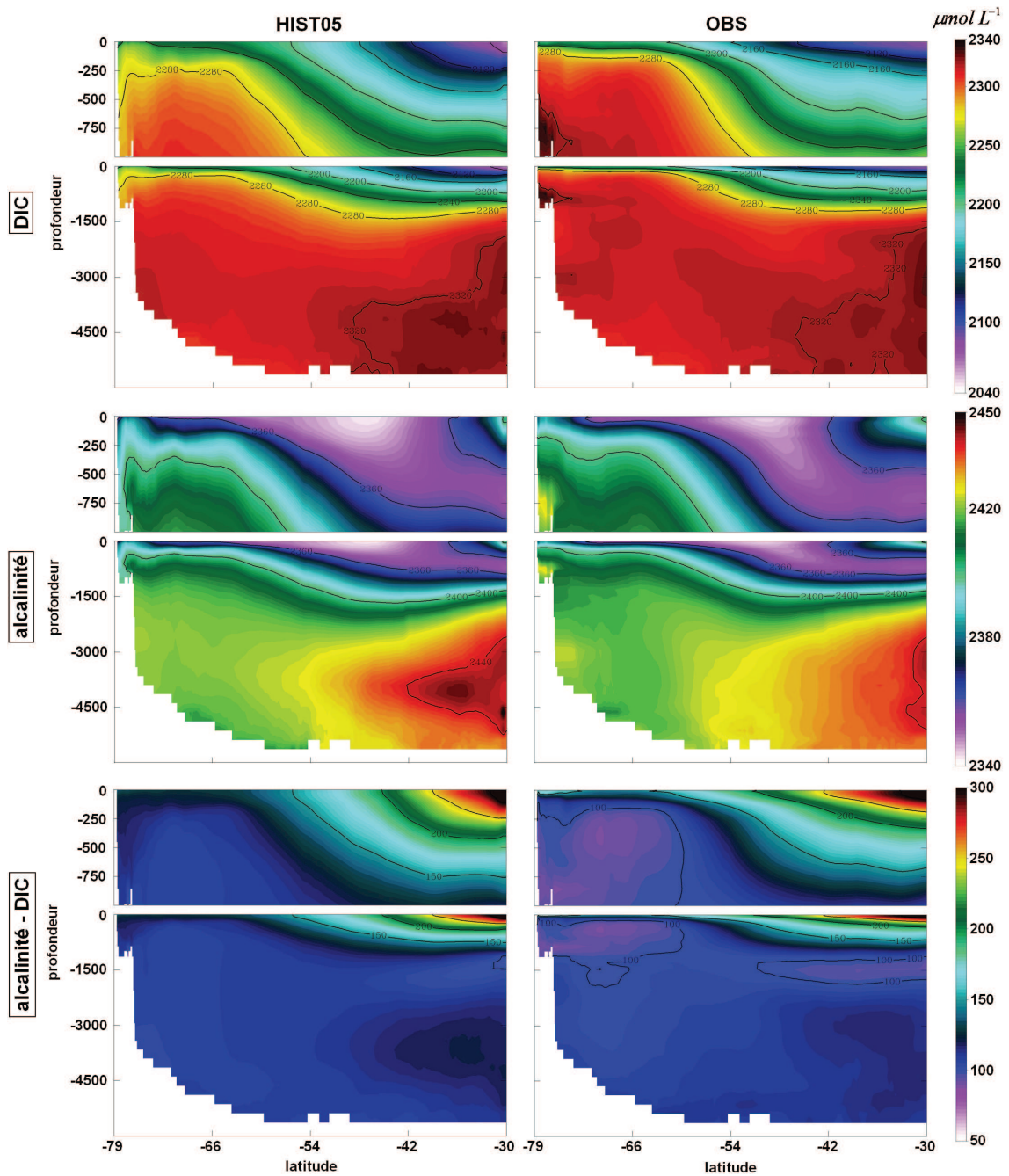


FIG. 3.13 – Concentration moyenne (1995-2004) de (haut) DIC, (milieu) alcalinité et (bas) alcalinité - DIC (en $\mu\text{mol L}^{-1}$) en moyenne zonale pour (gauche) la simulation de référence HIST05 et (droite) la climatologie GLODAP (Key et al., 2004). Les lignes continues noires représentent des iso-concentrations.

1970 et 2007. Une climatologie mensuelle est produite à partir de cet ensemble de données, centrée sur l'année 2000 et interpolée sur une grille de $4^\circ \times 5^\circ$. Ici nous utilisons la climatologie de Takahashi et al. (2009) moyennée sur une année et réinterpolée sur le domaine de la configuration BIOPERIANT05.

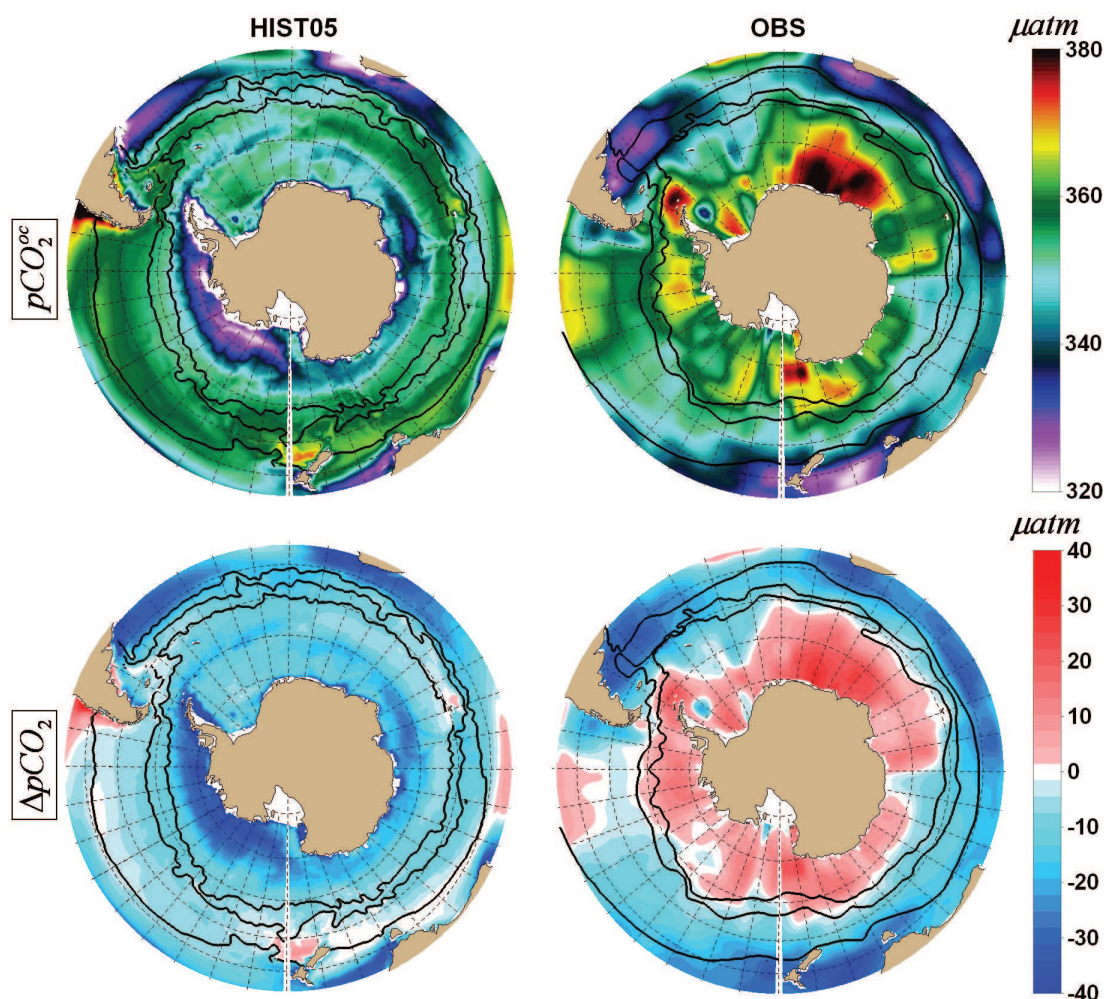


FIG. 3.14 – (Haut) pCO_2^{oc} océanique et (bas) ΔpCO_2 ($pCO_2^{oc} - pCO_2^{atm}$) moyennes (1995-2004) exprimées en μatm pour la simulation de référence HIST05 et la climatologie de Takahashi et al. (2009). Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts.

La Figure 3.14 présente une comparaison de la pCO_2^{oc} moyenne entre la simulation HIST05 et la climatologie de Takahashi et al. (2009). D'une manière générale, la distribution de pCO_2^{oc} est très différente au sein des bassins comme des zones interfrontales. Dans les observations comme dans HIST05, l'est de l'Amérique, le sud de l'Afrique ainsi que le sud de l'Australie sont des régions de faible pCO_2^{oc} (320-340 μatm), quant aux latitudes de l'ACC, elles présentent des valeurs de pCO_2^{oc} de l'ordre 340-360 μatm . Observations et simulation présentent des différences majeures qui se concentrent principalement le long des côtes chiliennes et dans l'Indien Sud, où HIST05 montre des valeurs de pCO_2^{oc} beaucoup plus élevées que les observations ; et d'une manière générale, au sud du PF où HIST05 montre des valeurs de pCO_2^{oc} beaucoup plus faibles que les observations.

A titre d'information, la Figure 3.14 présente également une comparaison de la ΔpCO_2 moyenne entre la simulation HIST05 et la climatologie de Takahashi et al. (2009). Les dis-

tributions spatiales de $p\text{CO}_2^{oc}$ et $\Delta p\text{CO}_2$ sont d'une manière générale très similaires au sein de chacun des produits (modèles ou observations) montrant ainsi que la $p\text{CO}_2^{oc}$ domine la variabilité spatiale de $\Delta p\text{CO}_2$. Dans la quasi totalité de l'AZ, HIST05 et la climatologie de *Takahashi et al.* (2009) présentent des signes opposés pour la $\Delta p\text{CO}_2$. Ces différences impliquent de larges divergences dans la représentation des flux air-mer de CO_2 , dans la mesure où ceux-ci sont principalement contrôlés par la différence air-mer de pression partielle de CO_2 . Nous aurons notamment l'occasion d'y revenir dans le chapitre 4.

La $p\text{CO}_2^{oc}$ est une fonction des DIC, de l'alcalinité, de la SST et de la salinité de surface (SSS). Une mauvaise représentation de l'une de ces variables dans le modèle peut donc influencer la distribution spatiale aussi bien que l'intensité de la $p\text{CO}_2^{oc}$. La $p\text{CO}_2^{oc}$ ayant un cycle saisonnier très marqué (*Metzl et al.*, 2006; *Takahashi et al.*, 2009), il est certainement pertinent de considérer cette échelle de temps afin de mieux comprendre ce qui construit la $p\text{CO}_2^{oc}$ dans le modèle. Ceci est l'objet de la section suivante.

3.4 Evaluation du cycle saisonnier de $p\text{CO}_2^{oc}$

Dans cette section, nous examinons le cycle saisonnier de la $p\text{CO}_2^{oc}$ et des variables qui l'influencent dans le modèle au regard d'observations. En dépit des efforts réalisés ces dernières décennies pour collecter des mesures sur le cycle du carbone, les données à l'échelle du bassin austral restent encore très éparées pour la détermination du cycle saisonnier de $p\text{CO}_2^{oc}$ (*Takahashi et al.*, 2009). Il m'est donc apparu préférable de concentrer l'essentiel des comparaisons modèle-observations dans des régions spécifiques de l'océan Austral qui ont bénéficié de mesures saisonnières. Notons toutefois que la base de données SOCAT¹⁷ (*Pfeil et al.*, 2011), dont la première version vient de sortir au moment où j'achève ce manuscrit, regroupe l'ensemble des mesures de fugacité de CO_2 ($f\text{CO}_2$)¹⁸ publiquement disponibles, et devrait ainsi permettre d'obtenir une meilleure représentation du cycle saisonnier observé de la $p\text{CO}_2^{oc}$. Cependant, dans les régions saisonnièrement recouvertes de glace de mer, ces bases de données resteront lacunaires dans la représentation de la période hivernale du cycle saisonnier tant qu'elles ne pourront intégrer suffisamment de données issues de flotteurs autonomes.

3.4.1 Comparaison aux observations

Global

La Figure 3.15 présente une comparaison des cycles saisonniers de SSS, SST, fraction de glace, $p\text{CO}_2^{oc}$, vitesse de transfert gazeux et flux air-mer de CO_2 entre HIST05 et la climatologie de *Takahashi et al.* (2009). La $p\text{CO}_2^{oc}$ est entre autre influencée par la SST et SSS. Quant aux flux de CO_2 , ils sont entre autre influencés par la $p\text{CO}_2^{oc}$, la fraction de la glace de mer et la vitesse de transfert gazeux.

Dans HIST05, la phase des cycles saisonniers de SST, SSS, fraction de glace et vitesse de transfert gazeux sont en bon accord avec les observations. Des différences apparaissent cependant au niveau de l'intensité de la vitesse de transfert gazeux qui est systématiquement plus forte dans HIST05 que dans la climatologie de *Takahashi et al.* (2009). Notons ici

¹⁷Surface Ocean CO2 Atlas, <http://www.socat.info/>

¹⁸La fugacité de CO_2 serait égale à la pression partielle de CO_2 si le CO_2 était un gaz parfait.

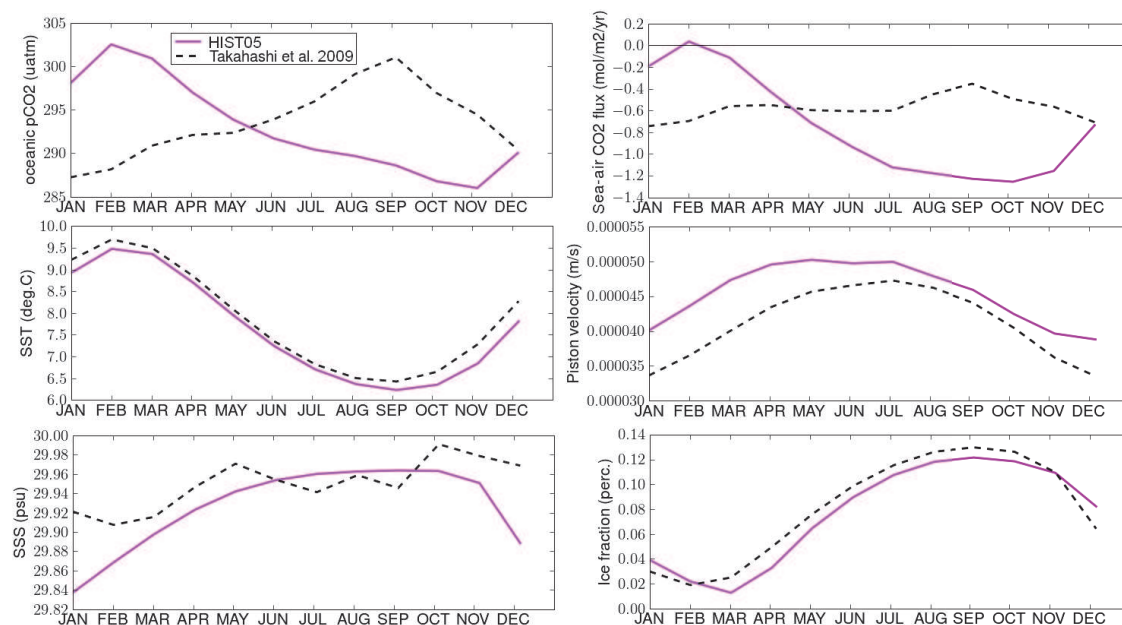


FIG. 3.15 – Comparaison des cycles saisonniers de (de haut en bas et de gauche à droite) : $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ (en μatm), SST (en $^{\circ}\text{C}$), SSS (en psu), flux air-mer de CO_2 (en $\text{mol m}^{-2} \text{yr}^{-1}$), vitesse de transfert gazeux (en m s^{-1}) et fraction de glace pour la simulation de référence HIST05 et la climatologie de (Takahashi et al., 2009). Pour les flux de CO_2 , des valeurs positives indiquent un dégazage de CO_2 vers l’atmosphère.

que, dans la climatologie de Takahashi et al. (2009), les données de vent utilisées dans l’estimation de ce transfert gazeux sont issues des réanalyses NCEP, alors que dans HIST05, elles proviennent du jeu de forçage DFS3 basé sur les réanalyses ERA-40 (voir chapitre 1 section 1.2.3). Une autre différence notable apparaît dans le cycle saisonnier de la salinité où les plus grands écarts entre HIST05 et observations (qui utilisent une climatologie de salinité de la NOAA) se situent en été austral (décembre à février).

La comparaison entre $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ observée et simulée montre une opposition de phase, avec des valeurs minimales en été austral et maximales en hiver austral dans la climatologie de (Takahashi et al., 2009) pendant que l’inverse se produit dans HIST05. Le cycle saisonnier présenté dans les observations est en accord avec la compréhension actuelle de la saisonnalité de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$, dont les valeurs estivales sont pilotées par l’activité biologique qui consomme des DIC en surface et les valeurs hivernales par le mélange vertical qui apporte des DIC dans la couche de mélange. En outre, la valeur maximale de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ est plus intense que celle relevée par les observations. Au regard de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ et de la vitesse de transfert gazeux simulées dans HIST05, les flux de CO_2 montrent donc un déphasage ainsi qu’une plus grande amplitude de cycle saisonnier par rapport aux observations.

Pacifique sud

Dans l’article de Barbero et al. (2011), le cycle saisonnier de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ ainsi que des flux de CO_2 sont examinés dans une large région du Pacifique Sud entre le SAF et le STF (165°E - 70°W , 38°S - 60°S). Dans cette étude, des mesures *in situ* issues de cam-

pagnes océanographiques ainsi que des bouées CARIOCA¹⁹ sont utilisées afin de calculer la concentration de DIC comme une fonction de la MLD et de la SST, et l'alcalinité comme une fonction de la SSS et la SST (*Lee et al.*, 2006). La $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ est ensuite calculée à partir des estimations de DIC et d'alcalinité. Quant aux flux de CO_2 , ils sont estimés selon la même méthode que la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ mais à partir de climatologies de SST, SSS (WOA 2005), de MLD (climatologie de *Dong et al.* (2008)) et de données de vents issues des produits satellite QuikSCAT. Ici, nous comparons les résultats issus de l'étude de *Barbero et al.* (2011) aux solutions simulées par HIST05.

Les Figures 3.16 et 3.17 présentent une comparaison de moyennes de variables dynamiques (MLD, SST et SSS) et biogéochimiques (DIC, $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$) entre le mois de janvier (été austral) et le mois de juillet (hiver austral) dans l'article de *Barbero et al.* (2011) et HIST05. Pour l'ensemble des variables dynamiques précitées comme pour les DIC, distributions spatiales et amplitudes résolues dans HIST05 sont en bon accord avec les observations en été et en hiver. En revanche, la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ simulée dans HIST05 présente de grandes différences avec celle estimée d'après les observations. Plus particulièrement, la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ semble montrer une plus grande amplitude du cycle saisonnier avec des valeurs relativement plus élevées en été qu'en hiver, contrairement aux observations. Ici encore, malgré des cycles saisonniers de SST, SSS et DIC vraisemblablement bien reproduits par le modèle tant en amplitude qu'en variabilité, la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ montre un déphasage notable par rapport aux observations.

La Figure 3.18 présente une comparaison de flux de CO_2 entre le mois de janvier (été austral) et le mois de juillet (hiver austral) pour différentes études (*McNeil et al.*, 2007; *Boutin et al.*, 2008; *Takahashi et al.*, 2009; *Barbero et al.*, 2011) et la simulation HIST05. On peut tout d'abord noter la grande diversité des valeurs et distributions spatiales de flux de CO_2 calculées dans ces différentes études comme dans HIST05. Un examen plus détaillé montre que seule l'étude de *McNeil et al.* (2007) présente une absorption de CO_2 diminuée en été relativement à l'hiver, en conformité avec les résultats de HIST05. D'autre part, la distribution spatiale des flux de CO_2 simulée par HIST05 est plus proche de celle obtenue dans l'étude de *Barbero et al.* (2011), notamment au niveau du panache de dégazage de CO_2 qui apparaît le long des côtes chiliennes.

La Figure 3.19 permet d'apporter une vue intégrée et complémentaire du cycle saisonnier de flux de CO_2 dans ces différentes études. Dans HIST05, un pic de dégazage de CO_2 apparaît en février et un pic d'absorption de CO_2 en octobre. Le pic de dégazage de CO_2 est en phase avec les résultats de *McNeil et al.* (2007), *Boutin et al.* (2008) et *Takahashi et al.* (2009), alors que le pic d'absorption de CO_2 est en phase avec les résultats de *Barbero et al.* (2011). Le pic de dégazage de CO_2 simulé dans HIST05 est toutefois bien plus intense que dans les autres études. Enfin, dans HIST05, le cycle saisonnier de flux de CO_2 est d'amplitude similaire à celui obtenu dans les études de *Takahashi et al.* (2009) et *Barbero et al.* (2011), mais présente moins de variabilité intra-saisonnière.

¹⁹La bouée CARIOCA est une bouée dérivante automatisée qui mesure la pression partielle du CO_2 dissous dans l'eau de mer dans le but de quantifier les échanges atmosphère/océan.

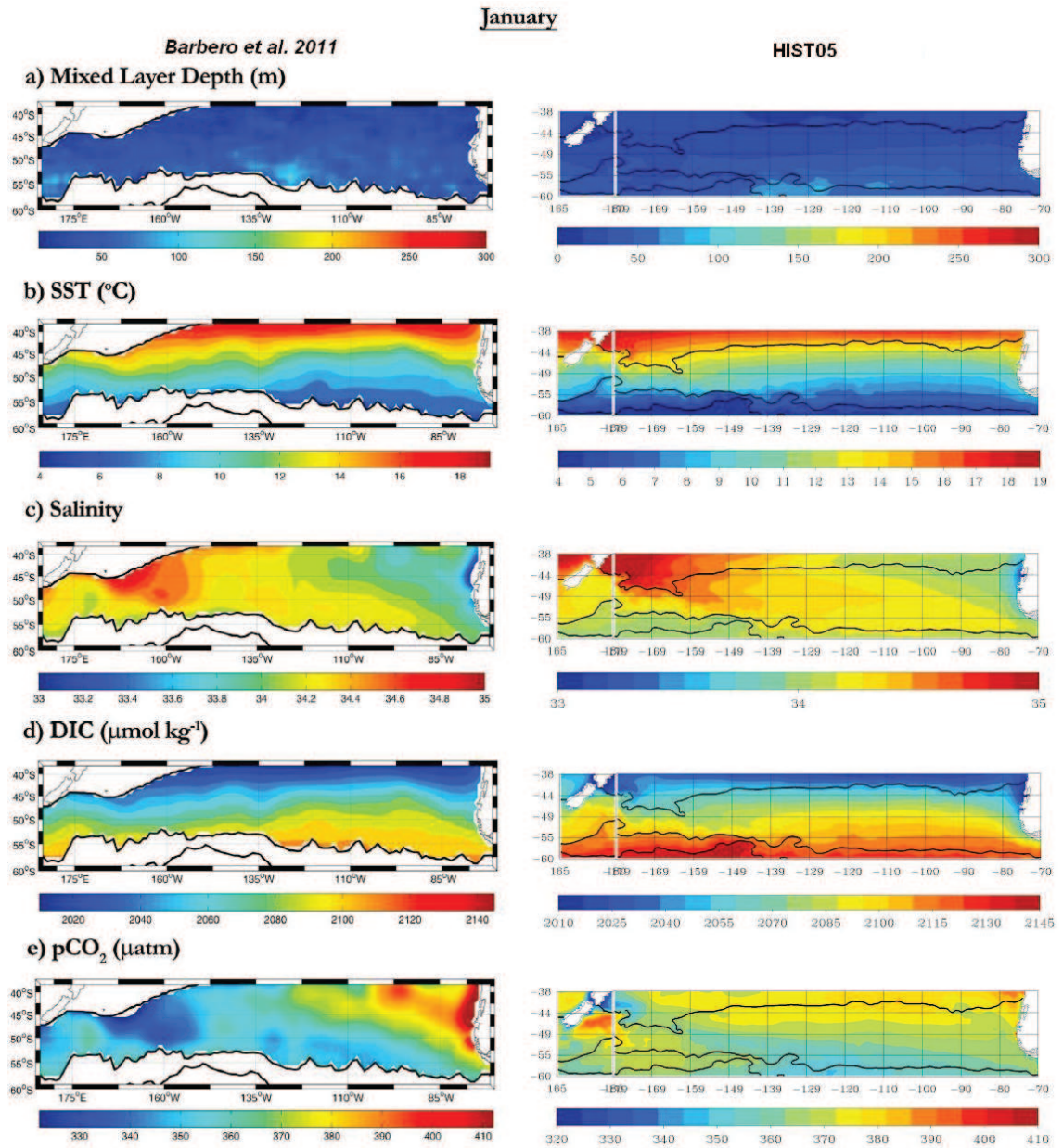


FIG. 3.16 – Comparaison entre (gauche) l'étude de Barbero et al. (2011) et (droite) la simulation de référence HIST05 (moyenne 1995-2004) pour un mois de l'été austral (janvier) pour les variables : (a) MLD en (m), (b) SST (en °C), (c) SSS (en psu), (d) DIC de surface (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) et (e) pCO_2^{oc} (en μatm).

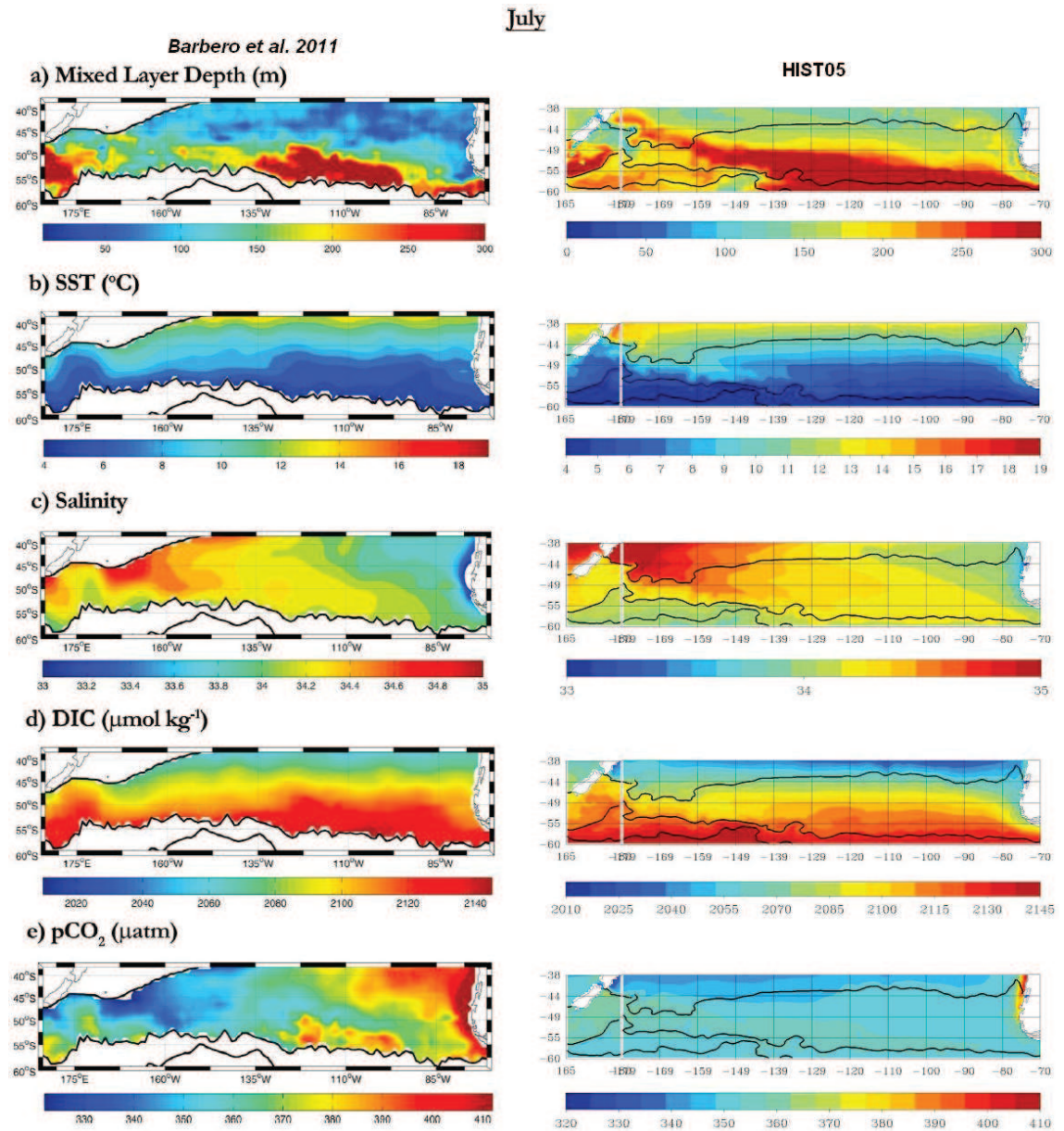


FIG. 3.17 – *Idem Figure 3.16 pour un mois de l'hiver austral (juillet).*

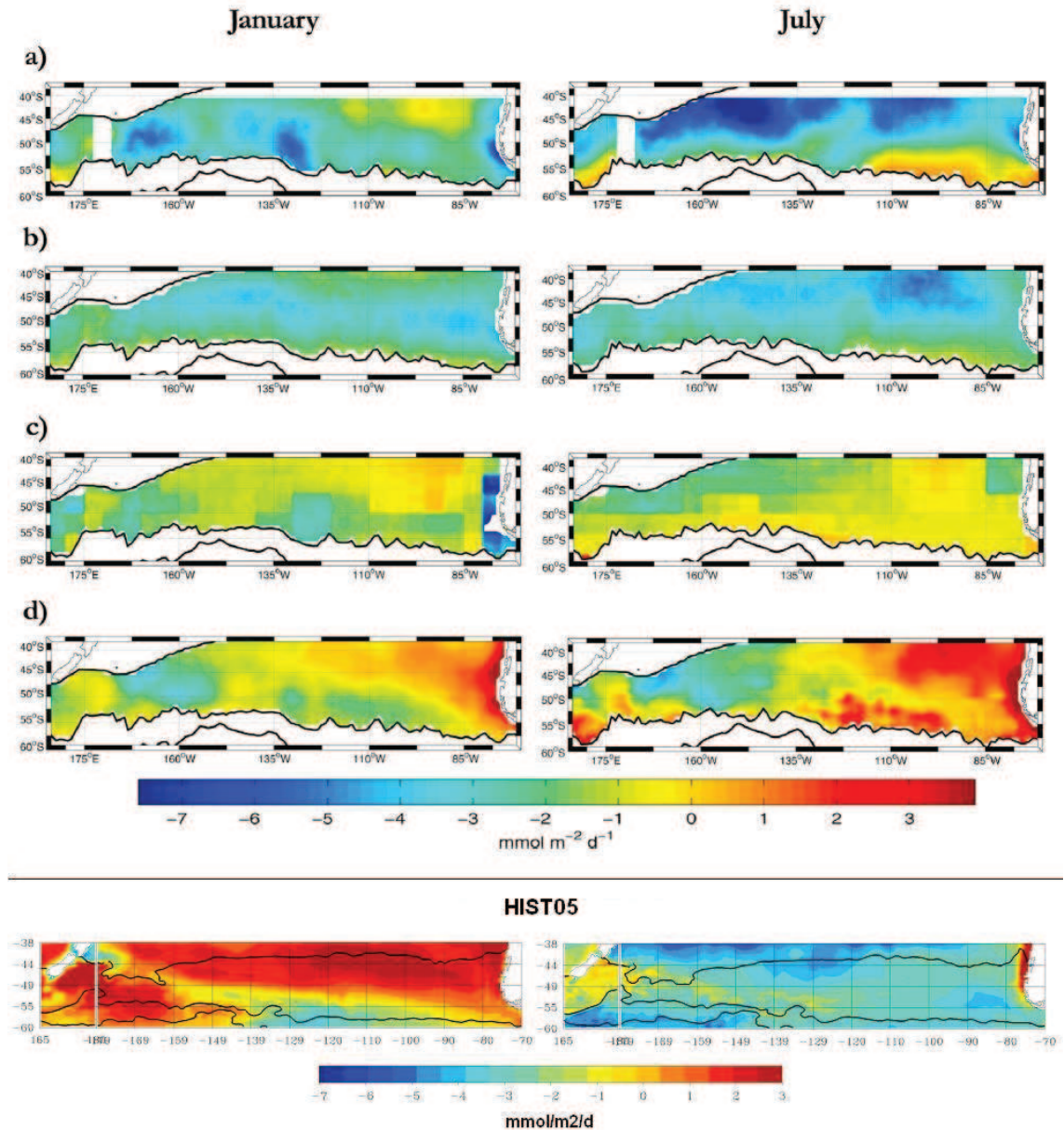


FIG. 3.18 – Comparaison entre un mois de l'été austral (janvier, panneaux de gauche) et un mois de l'hiver austral (juillet, panneaux de droite) pour les flux de CO₂ (en mmol m⁻² jour⁻¹) dans le Pacifique Sud, issue (partie supérieure) de l'article de Barbero et al. (2011) et (partie inférieure) de la simulation de référence HIST05. Partie supérieure : résultats issus de (a) McNeil et al. (2007), (b) Boutin et al. (2008), (c) Takahashi et al. (2009), (d) Barbero et al. (2011) pour l'année 2005. Partie inférieure : moyenne sur la période 1995-2004. Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère.

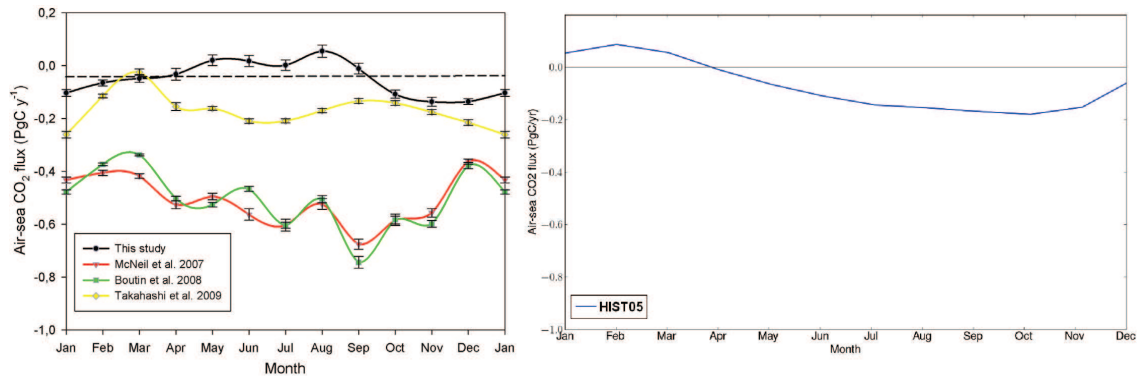


FIG. 3.19 – Comparaison des cycles saisonniers moyens de flux de CO_2 (en PgC yr^{-1}) entre (gauche) McNeil et al. (2007), Boutin et al. (2008), Takahashi et al. (2009) et Barbero et al. (2011) et (droite) la simulation de référence HIST05. Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO_2 vers l'atmosphère.

Kerguelen

Dans l'article de Metzl et al. (2006), les cycles saisonniers de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ ainsi que des variables l'influençant sont examinés dans une région au sud des îles Kerguelen (63°E - 68°E , 50°S - 56°S) comprenant la zone saisonnièrement recouverte de glace (SIZ) et la zone libre de glace en permanence (POOZ). Dans cette étude, des mesures de température, salinité, $f\text{CO}_2$, DIC et alcalinité réalisées durant deux campagnes océanographiques du programme OISO²⁰ et effectuées l'une en janvier 2000 (été austral) et l'autre en août 2000 (hiver austral), sont analysées. Ici, nous comparons les résultats issus de l'article de Metzl et al. (2006) aux solutions simulées par HIST05.

La Figure 3.20 montre une comparaison des profils latitudinaux moyens de SST, $f\text{CO}_2$, DIC et alcalinité en janvier 2000 et août 2000 entre l'étude de Metzl et al. (2006) et la simulation HIST05. Pour HIST05, on considère la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ au lieu de la $f\text{CO}_2$ ²¹. Variabilité latitudinale et intensité du cycle saisonnier de SST, DIC et alcalinité issues des observations et de HIST05 sont très similaires. On notera en revanche que l'amplitude du cycle saisonnier des DIC et de l'alcalinité est plus faible dans HIST05 que celle mesurée dans l'étude de Metzl et al. (2006). Dans la SIZ en période hivernale, aucune mesure *in situ* ne peut être réalisée, ce qui empêche donc toute comparaison avec les résultats de HIST05. En été, l'ensemble de la zone étudiée est accessible par les navires océanographiques, et les mesures relevées montrent que c'est au sud de 60°S qu'apparaissent le plus de différences entre observations et simulation, HIST05 présentant systématiquement des valeurs plus faibles de SST, DIC et alcalinité. Dans HIST05, la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ présente quant à elle à la fois une amplitude plus faible et une variabilité inversée par rapport aux observations.

²⁰Le programme OISO (Océan Indien Service d'Observation) vise à maintenir sur une longue durée l'observation des propriétés océaniques et atmosphériques liées au cycle du carbone dans l'océan Indien Sud et l'océan Austral, site : <http://caraus.ipsl.jussieu.fr/oiso-accueil.html>

²¹En pratique, la correction apportée à la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ pour obtenir la $f\text{CO}_2$ est très faible (de l'ordre de 1 à $2 \mu\text{atm}$) (Zeebe et Wolf-Gladrow, 2001)

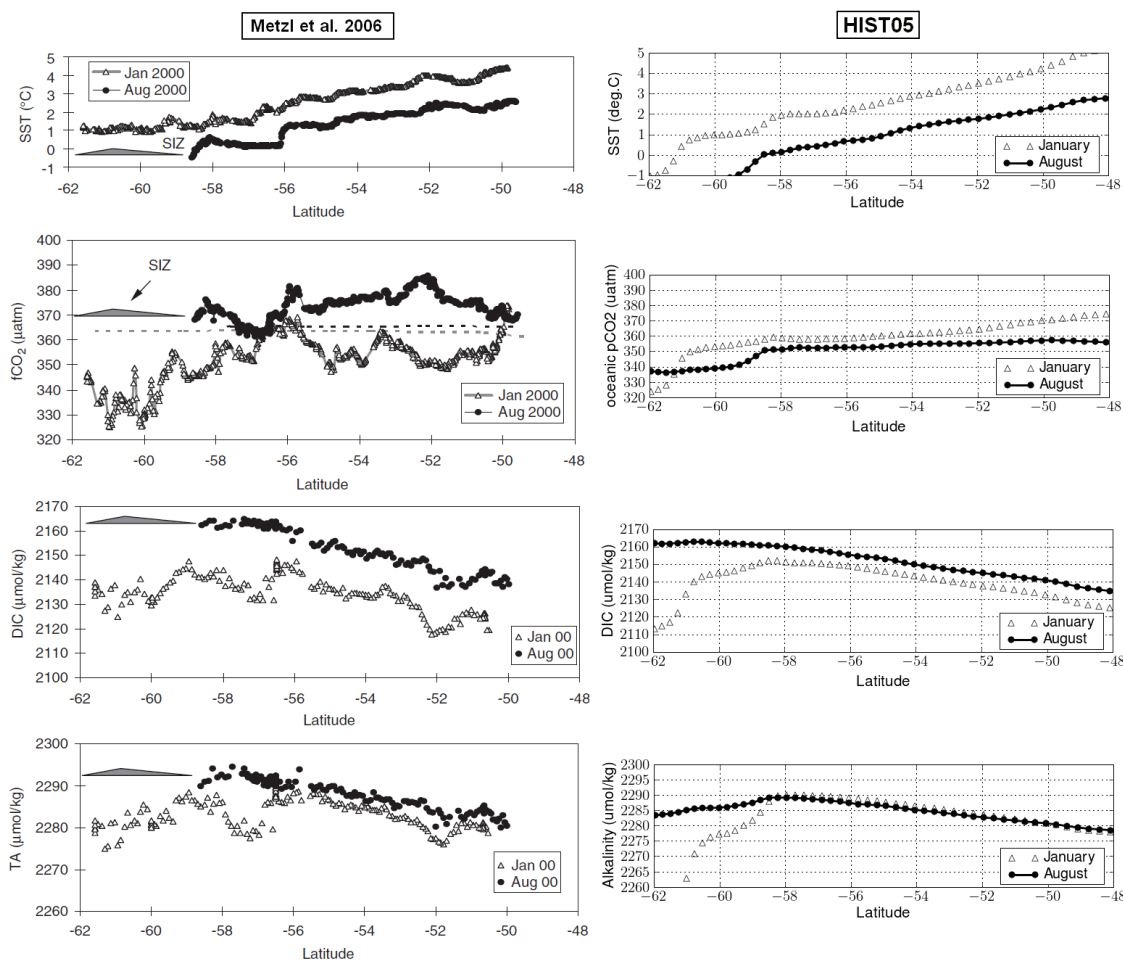


FIG. 3.20 – Comparaison des profils latitudinaux moyens entre un mois de l'été austral (janvier 2000) et un mois de l'hiver austral (août 2000) pour la SST (en °C), la fugacité de CO₂ ou la pCO₂ océanique (en μatm), les DIC (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) et l'alcalinité ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) issus de (gauche) Metz et al. (2006) et (droite) la simulation de référence HIST05.

Sud de la Tasmanie

Le cycle saisonnier climatologique de pCO₂^{oc} est examiné dans la région du sud de la Tasmanie (145°E-150°E, 43°S-46°S) au niveau des zones interfrontales de la STZ et SAZ dans l'article de *Borges et al.* (2008). Historiquement, le sud de la Tasmanie est du point de vue biologique la région de l'océan Austral la mieux observée et depuis le plus longtemps. Cette étude regroupe ainsi des mesures effectuées durant 22 campagnes océanographiques entre 1991 et 2003 à partir desquelles sont construites des climatologies saisonnières de SST, SSS et pCO₂^{oc} pour cette région. Ici, nous comparons les résultats issus de l'article de *Borges et al.* (2008) aux solutions simulées par HIST05.

La Figure 3.21 présente une comparaison des cycles saisonniers moyens de pCO₂^{oc}, SST et SSS dans la STZ et la SAZ au sud de la Tasmanie entre l'étude de *Borges et al.* (2008) et la simulation HIST05. L'amplitude ainsi que la variabilité saisonnière de la SST

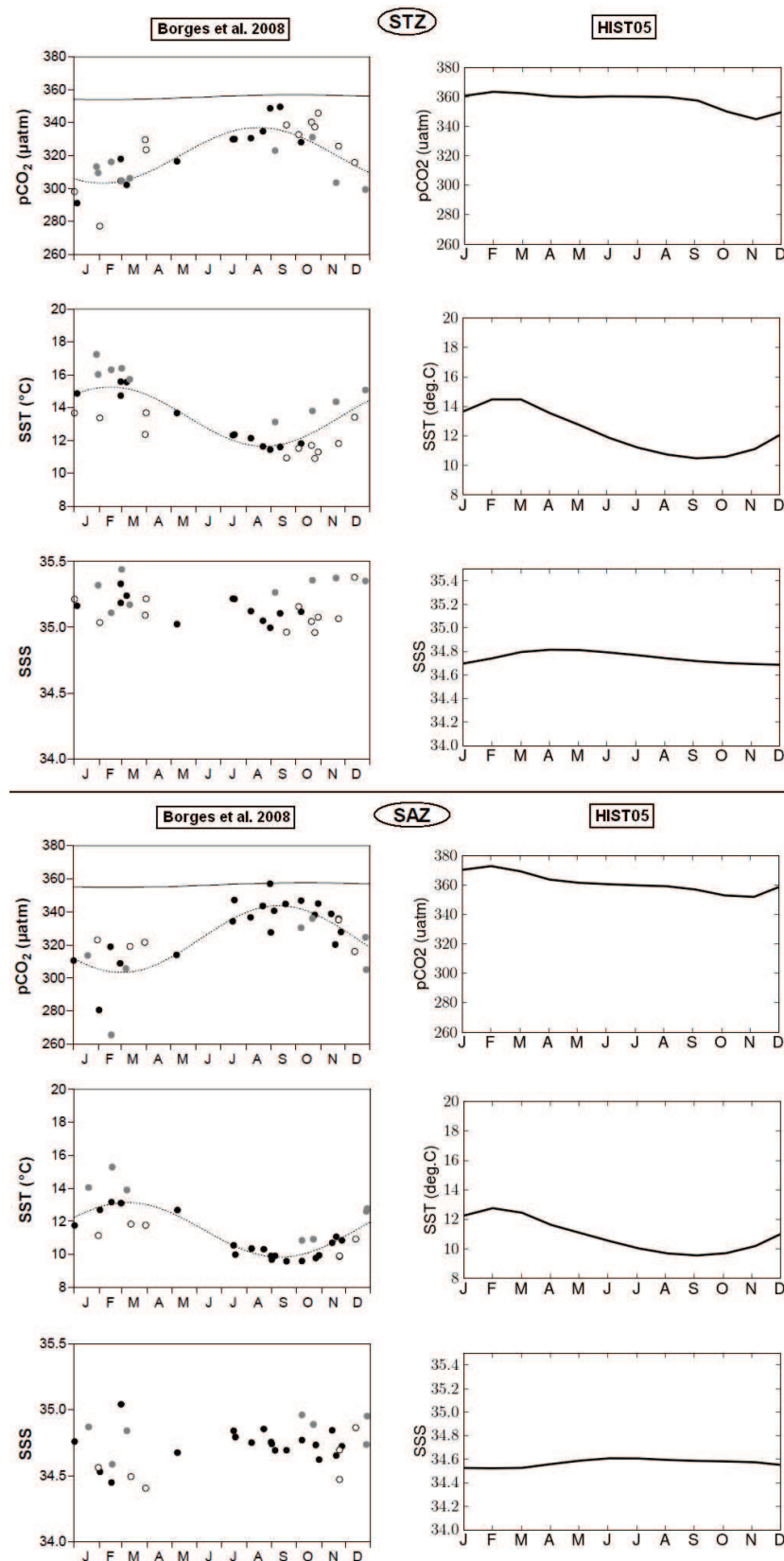


FIG. 3.21 – Comparaison des cycles saisonniers moyens de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ (en μatm), SST (en $^{\circ}\text{C}$) et SSS entre (partie gauche) la STZ et (partie droite) la SAZ au sud de la Tasmanie. Pour chaque zone, les figures de gauche sont issues de l'article de Borges et al. (2008) (voir texte pour plus de détails) et les figures de droite de la simulation de référence HIST05. Dans les panneaux présentant la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ de l'article de Borges et al. (2008), les lignes continues indiquent la pression partielle de CO_2 atmosphérique.

sont très similaires dans les observations et dans HIST05. Si la comparaison de la SSS issue des observations et de la simulation est plus difficile à effectuer, on peut toutefois noter que la valeur moyenne de SSS est systématiquement sous-évaluée dans HIST05 par rapport aux observations, en particulier dans la STZ. Quant à la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$, elle présente en moyenne des valeurs systématiquement plus fortes dans HIST05 que dans les observations, ainsi qu'une variabilité saisonnière de plus faible amplitude et inversée par rapport aux observations. Notons enfin, qu'il résulte de cette comparaison que cycles saisonniers de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ et de la SST sont corrélés négativement dans les observations alors qu'ils le sont positivement dans HIST05, indiquant ainsi que la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ pourrait être pilotée par la SST dans le modèle.

Conclusion

L'ensemble des comparaisons entre les résultats d'études basées sur des observations et ceux de la simulation HIST05 que nous venons de réaliser à l'échelle de l'océan Austral, ainsi que plus spécifiquement dans certaines régions, nous permet de dresser un tableau général de la représentation du cycle saisonnier de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ dans le modèle. Celui-ci montre que la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ présente généralement une variabilité saisonnière en opposition de phase par rapport aux observations (i.e. valeurs relativement plus élevées en été qu'en hiver) ainsi que trop faible en amplitude. La $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ est fonction des DIC, de l'alcalinité, de la SST et de la SSS que nous avons également examinés au cours de cette étude. Mon analyse montre donc que, de manière générale :

- **Les DIC** simulés dans le modèle présentent une moyenne similaire mais une variabilité d'amplitude plus faible que celles observées.
- **L'alcalinité** simulée dans le modèle présente une moyenne légèrement sous-évaluée ainsi qu'une variabilité d'amplitude plus faible que celles observées.
- **La SST** simulée dans le modèle est généralement en bon accord avec les observations.
- **La SSS** simulée dans le modèle peut présenter une moyenne sous-évaluée ainsi qu'une variabilité d'amplitude plus faible que celles observées²².

A partir de ces conclusions, il s'agit maintenant d'essayer de comprendre quelles variables pilotent la variabilité saisonnière de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ dans le modèle et sont responsables de son déphasage par rapport aux observations. Quelques hypothèses sont formulées dans la section suivante.

3.4.2 Discussion

La $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ est le résultat d'une compétition entre DIC, SST et SSS qui tendent à faire augmenter sa valeur et alcalinité qui tend à la faire diminuer. L'intensité comme la variabilité de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ sont donc tributaires de la combinaison de ces quatre variables. Le scénario expliquant la variabilité saisonnière de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ et établi par la littérature est le suivant : en hiver, le mélange vertical à la base de la couche de mélange apporte des DIC en surface engendrant des valeurs de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ très élevées qui favorisent le dégazage de CO_2 vers l'atmosphère ; en été, la stratification entrave l'apport de DIC en provenance des couches plus profondes et la production biologique consomme les DIC dans les couches

²²Ce dernier point est sans doute dû à l'utilisation d'un rappel en SSS qui a pour effet de réduire l'amplitude des variations de SSS.

des surface induisant des valeurs relativement faibles de pCO_2^{oc} qui favorisent ainsi l'absorption de CO_2 par l'océan.

Dans le modèle, malgré une simulation de la variabilité saisonnière des DIC en phase avec les observations, la pCO_2^{oc} présente un cycle saisonnier quant à lui inversé. C'est ce que nous allons tenter de comprendre dans cette section.

Méthode

Afin de comprendre quelles variables sont les plus critiques dans les variations de pCO_2^{oc} , la décomposition suivante peut être effectuée :

$$\Delta pCO_2^{oc} = \frac{\partial pCO_2^{oc}}{\partial SST} \Delta SST + \frac{\partial pCO_2^{oc}}{\partial SSS} \Delta SSS + \frac{\partial pCO_2^{oc}}{\partial DIC} \Delta DIC + \frac{\partial pCO_2^{oc}}{\partial Alk} \Delta Alk \quad (3.2)$$

Les dérivées partielles sont calculées de la façon suivante, d'après *Sarmiento et Gruber* (2006) :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial pCO_2^{oc}}{\partial SST} \approx 0.0423 \times pCO_2^{oc} \\ \frac{\partial pCO_2^{oc}}{\partial SSS} \approx \frac{pCO_2^{oc}}{SSS} \\ \frac{\partial pCO_2^{oc}}{\partial DIC} = \frac{pCO_2^{oc}}{DIC} \times \gamma_{DIC} \\ \frac{\partial pCO_2^{oc}}{\partial Alk} = \frac{pCO_2^{oc}}{Alk} \times \gamma_{Alk} \end{array} \right. \quad (3.3)$$

où γ_{DIC} et γ_{Alk} sont appelés « *buffer factors* » et définis comme suit (*Sarmiento et Gruber*, 2006) :

$$\left\{ \begin{array}{l} \gamma_{DIC} \approx \frac{3 \cdot Alk \cdot DIC - 2 \cdot DIC^2}{(2 \cdot DIC - Alk)(Alk - DIC)} \\ \gamma_{Alk} \approx -\frac{Alk^2}{(2 \cdot DIC - Alk)(Alk - DIC)} \end{array} \right. \quad (3.4)$$

SST, SSS, DIC et Alk sont respectivement la température, la salinité, les concentrations de DIC et d'alcalinité de surface prises en moyenne sur le domaine et la période de temps considérés qui seront définis dans la suite. Cette analyse est appliquée dans la section suivante dans deux cas différents.

Résultats

Passage de Drake

Une étude basée sur la résolution du cycle du carbone dans un modèle haute résolution ($1/6^\circ$) intégrant les champs de circulation dynamique issus de SOSE²³ et couplé à un modèle biogéochimique a récemment été publiée par *Woloszyn et al.* (2011). Dans cette étude, une analyse de l'évolution mensuelle des anomalies de pCO_2^{oc} ainsi que des contributions de SST, SSS, DIC et alcalinité aux anomalies de pCO_2^{oc} est réalisée au niveau

²³SOSE (Southern Ocean State Estimate) est un modèle contraint par un ensemble de mesures satellite et *in situ* qui permet notamment une résolution de la dynamique plus réaliste qu'un modèle non contraint.

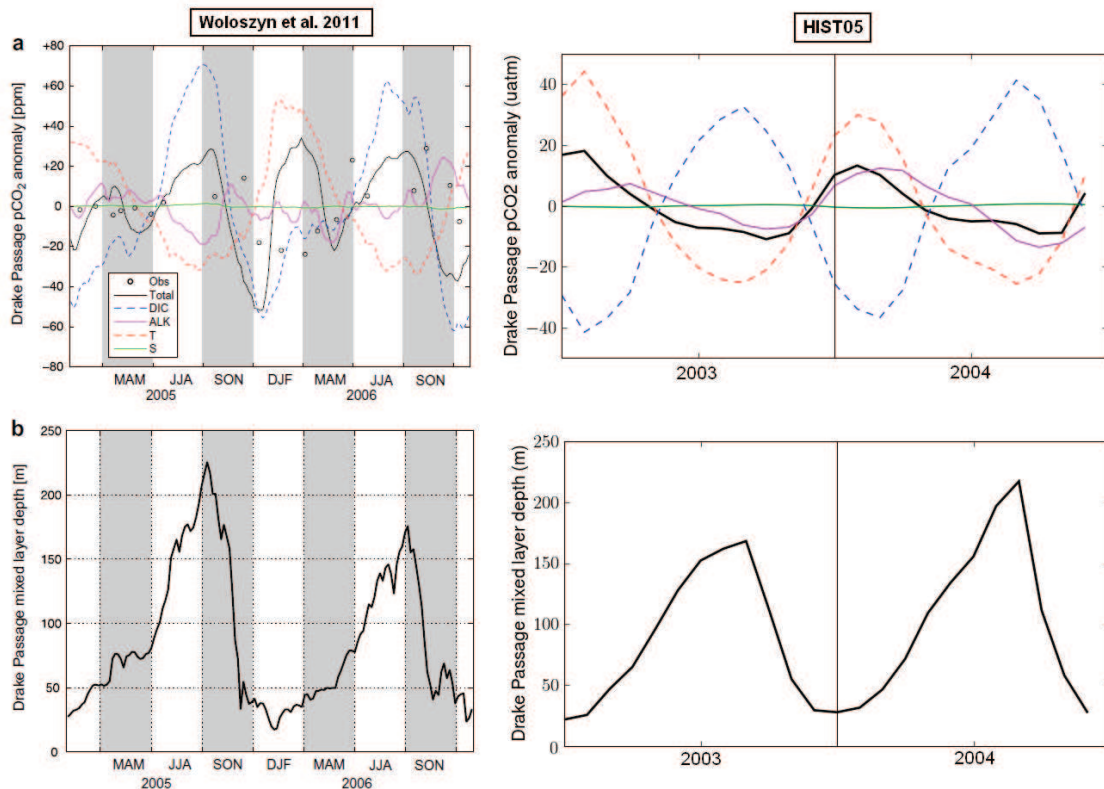


FIG. 3.22 – (a) Séries temporelles de l'anomalie de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ (en noir) intégrée dans la zone du Passage de Drake. La variabilité de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ est décomposée en contribution de DIC, d'alcalinité, de SST et de SSS, également exprimée en anomalie par rapport à leur moyennes temporelles respectives. (b) Série temporelle de la MLD (en m) intégrée dans la zone du Passage de Drake. Les figures de gauche sont issues de l'article de Woloszyn et al. (2011) et les figures de droite de la simulation de référence HIST05. Figure en haut, à gauche : la ligne continue noire correspond à la simulation discutée dans l'article de Woloszyn et al. (2011) et les points noirs correspondent aux observations in situ réalisées au niveau du Passage de Drake.

du Passage de Drake (58°W - 65°W , 56°S - 61°S) entre 2005 et 2006. La même analyse a été reproduite dans HIST05 et est décrite dans l'équation (3.2) où Δx correspond à une anomalie de la variable x par rapport à la moyenne temporelle de x , calculée sur la période 2003-2004 à partir des champs mensuels au niveau du Passage de Drake.

La Figure 3.22 présente la comparaison des résultats obtenus dans l'étude de Woloszyn et al. (2011) et dans la simulation HIST05. La valeur absolue des anomalies d'une variable correspond à l'intensité de la contribution de cette variable à l'anomalie de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$. Les résultats issus de Woloszyn et al. (2011) montrent donc que la variabilité de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ est principalement pilotée par la variabilité de la SST et des DIC. Dans HIST05, la variabilité de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ est principalement pilotée par la variabilité de la SST et des DIC, mais également au second ordre par la variabilité de l'alcalinité.

Dans l'étude de Woloszyn et al. (2011), on observe principalement une corrélation po-

sitive entre anomalies de $p\text{CO}_2^{oc}$ et de DIC, mais également occasionnellement (ex : fin 2005, début 2006) entre anomalies de $p\text{CO}_2^{oc}$ et de SST. Anomalies de DIC et de SST sont quant à elles systématiquement en opposition de phase. Les anomalies de DIC sont positives et maximales lorsque les couches de mélange sont les plus profondes (début septembre). Enfin, aucune corrélation particulière ne semble évidente quant à la variabilité de l'alcalinité ou de la SSS. Dans HIST05, les anomalies de DIC et MLDs sont d'une part toutes deux en phase et d'autre part, toutes deux en opposition de phase avec les anomalies de SST en accord avec l'étude de *Woloszyn et al.* (2011). En revanche, la $p\text{CO}_2^{oc}$ est systématiquement en phase avec les anomalies de SST. Enfin, les anomalies d'alcalinité semblent en léger déphasage avec la $p\text{CO}_2^{oc}$. Pour finir, alors que l'amplitude des anomalies de DIC est nettement plus forte que celle des anomalies de SST dans l'étude de *Woloszyn et al.* (2011), tel n'est pas le cas dans notre simulation où anomalies de DIC et de SST ont des amplitudes similaires.

Ainsi, cette comparaison nous révèle que des contributions et des compensations différentes entre les variables responsables des anomalies de $p\text{CO}_2^{oc}$ sont à l'œuvre entre le modèle de *Woloszyn et al.* (2011) et le nôtre. Dans la simulation HIST05, la variabilité saisonnière de la $p\text{CO}_2^{oc}$ semble clairement pilotée par la combinaison des contributions de la SST et de l'alcalinité qui compensent la contribution des DIC. Notons toutefois que ces conclusions proviennent d'une étude localisée au niveau du Passage de Drake et ne sauraient être étendues à l'ensemble du bassin. Nous allons donc appliquer une méthode similaire afin de déterminer quelles variables pilotent le cycle saisonnier de $p\text{CO}_2^{oc}$ dans chacune des zones interfrontales.

Zones interfrontales

Dans le modèle comme dans les observations, la variabilité de la $p\text{CO}_2^{oc}$ est principalement marquée par la différence entre période estivale et hivernale. Aussi, nous analysons ici quelles variables sont responsables du changement de $p\text{CO}_2^{oc}$ pendant le passage de l'été à l'hiver. Pour cela, une décomposition du changement hiver-été de la $p\text{CO}_2^{oc}$ en contribution de SST, SSS, DIC et alcalinité est réalisée suivant l'équation (3.2), dans laquelle Δx correspond à la différence entre la valeur moyenne de la variable x prise en août (hiver) et celle prise en février (été) sur la période 1995-2004.

La Figure 3.23 présente les résultats de cette analyse menée dans chacune des zones interfrontales pour la simulation HIST05. Dans toutes les zones, la contribution saisonnière de DIC induit une augmentation des valeurs de $p\text{CO}_2^{oc}$ entre l'été et l'hiver due à l'augmentation de DIC en surface pendant la période hivernale. La contribution saisonnière de SST induit une diminution des valeurs de $p\text{CO}_2^{oc}$ entre l'été et l'hiver due au refroidissement des eaux en surface. Dans l'AZ et la PFZ, la contribution saisonnière d'alcalinité induit une diminution des valeurs de $p\text{CO}_2^{oc}$ entre l'été et l'hiver due à un apport accru d'alcalinité en surface pendant la période hivernale. En revanche, dans la STZ, elle induit une augmentation des valeurs de $p\text{CO}_2^{oc}$ entre l'été et l'hiver, indiquant que la variabilité saisonnière de l'alcalinité est, dans la STZ, en moyenne opposée par rapport aux autres zones. Enfin, quelques soit les zones, la contribution saisonnière de salinité reste relativement faible.

Les changements saisonniers de SST augmentent vers le nord, alors que ceux de DIC sont notablement plus intenses au sud dans l'AZ. Dans la SAZ et la STZ, la contribution saisonnière de SST pilote les changements hiver-été de la $p\text{CO}_2^{oc}$. Dans la PFZ, c'est la

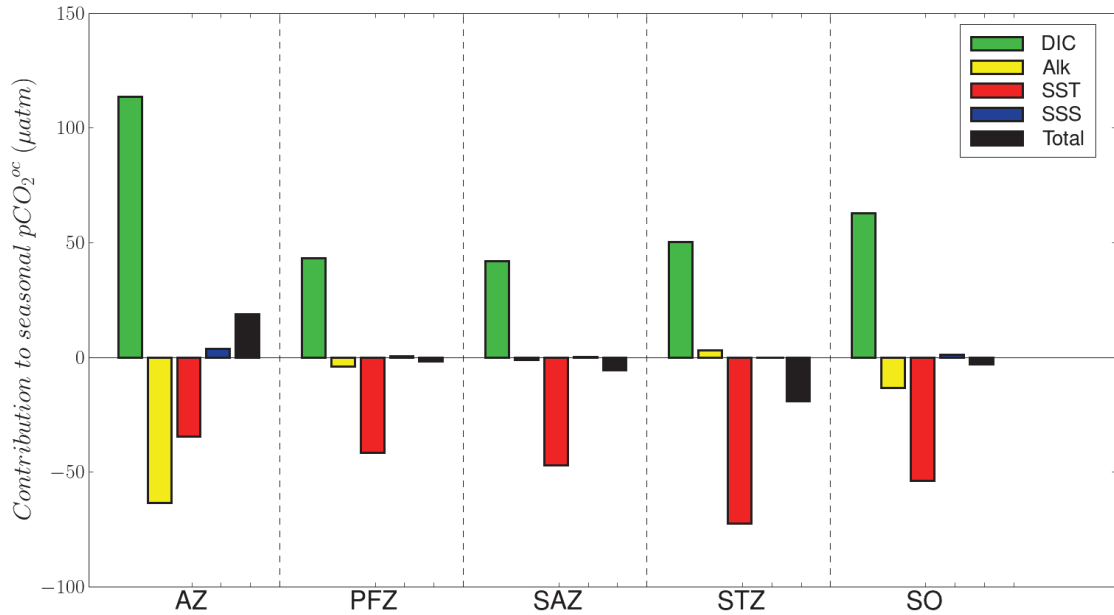


FIG. 3.23 – Décomposition de la variabilité saisonnière de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ en contribution de DIC, alcalinité, SST et SSS (en μatm) pour chaque zone interfrontale (AZ, PFZ, SAZ et STZ) et l’océan Austral (SO). La variabilité saisonnière est considérée comme la différence entre le mois d’août (hiver) et de février (été).

combinaison des contributions saisonnières de SST et d’alcalinité qui domine le changement hiver-été de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$. Enfin, dans l’AZ, la contribution saisonnière de DIC pilote le changement hiver-été de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$. On notera pour finir que dans la PFZ et la SAZ, les contributions de la SST et des DIC se compensent presque totalement induisant des changements saisonniers de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ de très faible amplitude. L’ensemble de ces résultats est en très bon accord avec l’étude de *McNeil et al.* (2007) qui utilisent des mesures *in situ* de DIC, alcalinité, SST et SSS réalisées au sud de 40°S à partir de 1986, et dont les analyses sont présentées dans la Figure 3.24.

Conclusions et hypothèses

Dans cette section, nous avons examiné quelles variables expliquent le cycle saisonnier de la $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ dans la simulation HIST05. Nous avons ainsi vu que la variabilité saisonnière de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ est pilotée par le résultat de la compétition entre changements de SST et DIC, l’alcalinité pouvant également jouer un rôle important selon les régions. Quant à la SSS elle est, de manière générale, un faible contributeur aux changements de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$.

La SST (et éventuellement l’alcalinité) domine les changements saisonniers de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ dans toutes les zones à l’exception de l’AZ où les DIC dominent. Or, d’après les études basées sur des observations, les DIC seraient le principal contributeur aux variations saisonnières de $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ au sud de 48°S (*McNeil et al.*, 2007), la SST devenant plus au nord la variable dominante ces variations. A la lumière des comparaisons observations-modèle que nous avons effectuées plus haut, la SST semble être une variable bien simulée dans notre modèle tant en terme de valeur moyenne que de variabilité. DIC et alcalinité quant à eux semblent souffrir d’une sous-estimation de l’amplitude de leur cycle saisonnier dans

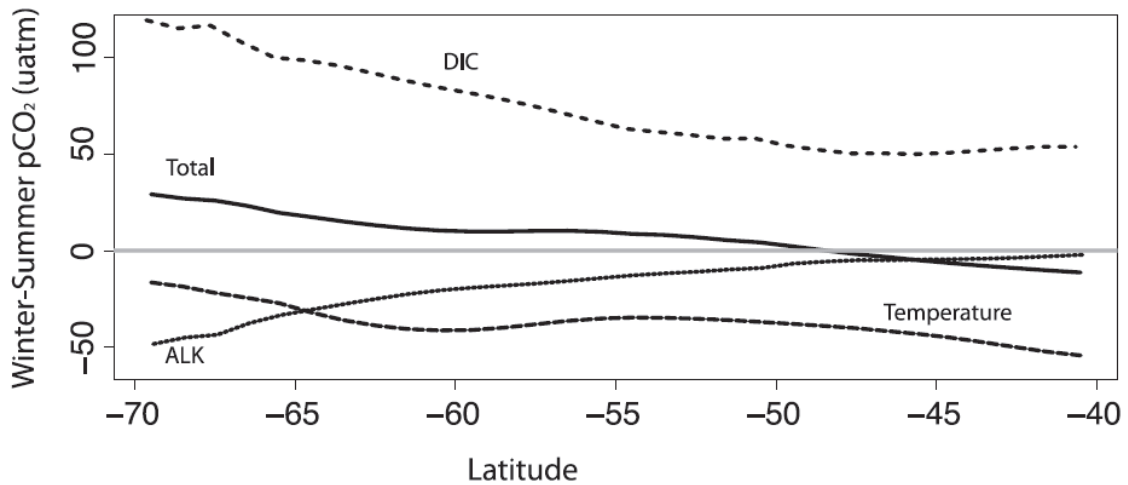


FIG. 3.24 – Moyenne zonale des changements hiver-été de $p\text{CO}_2^{oc}$ et décomposition de ces changements en contributions de DIC, alcalinité, SST et SSS (en μatm) (Figure publiée dans McNeil et al. (2007)). Les variables discutées dans l'étude de McNeil et al. (2007) proviennent de mesures *in situ* réalisées au sud de 40°S à partir de 1986. La méthode est la même que celle appliquée pour l'analyse de nos simulations et dont les résultats sont présentés dans la Figure 3.23.

le modèle. Vu l'impact de l'alcalinité sur la $p\text{CO}_2^{oc}$, les DIC et plus particulièrement l'amplitude de leur cycle saisonnier, paraissent donc être le principal candidat pour expliquer la domination non-attendue de la SST sur les changements saisonniers de $p\text{CO}_2^{oc}$ dans la PFZ et la SAZ.

La faible amplitude du cycle saisonnier de DIC constatée dans le modèle pourrait provenir en partie du déphasage dans la saisonnalité de l'activité biologique que nous avons décrit plus haut (voir section 3.3.3). En effet, dès le mois d'août, un bloom se déclenche sur plusieurs mois puis finit par s'atténuer au début de l'été austral. Ce bloom, signe d'une intense activité biologique, est donc associé à une diminution de la concentration de DIC en surface. Au début de l'été austral, l'activité biologique s'atténue, probablement par épuisement du fer en surface, diminuant ainsi son efficacité à consommer les DIC en surface. Ainsi, le déphasage saisonnier de la pompe biologique induit-elle des concentrations de DIC relativement trop faibles en hiver et relativement trop fortes en été. La résolution du bloom phytoplanctonique par le modèle aurait donc un impact majeur sur la représentation du cycle saisonnier des DIC, et par conséquent de la $p\text{CO}_2^{oc}$ et des flux de CO_2 (Takahashi et al., 2002).

Nous avons vu que la simulation du bloom phytoplanctonique serait très dépendante à la paramétrisation de la lumière utilisée dans le modèle ainsi qu'au phasage du cycle saisonnier de couche de mélange. Aussi, dans la perspective de l'analyse des cycles saisonniers de production primaire comme de flux de CO_2 dans nos simulations, et si l'hypothèse formulée ci-dessus s'avère exacte, il paraît indispensable d'aller plus loin dans le diagnostic des impacts respectifs de la paramétrisation de la lumière et de la représentation du cycle saisonnier de couche de mélange sur la simulation du bloom. De tels diagnostics pourraient notamment comprendre une évaluation plus approfondie des variables en jeu au regard de différents produits d'observations, ainsi que des expériences de sensibilité aux

paramétrisations utilisées pour la croissance phytoplanctonique comme pour la restratification de la couche de mélange.

3.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons comparé différentes quantités résolues par le modèle avec des produits observationnels, afin d'évaluer la qualité des simulations de référence des familles A, B et C. D'une manière générale, les moyennes annuelles des variables dynamiques et biogéochimiques simulées par le modèle sont comparables aux observations dans la gamme d'incertitude des estimations observationnelles. Ces comparaisons nous ont permis d'identifier les principaux défauts de nos simulations qui sont :

- Des couches de mélange trop profondes en hiver et trop minces en été,
- Un cycle saisonnier de l'activité biologique trop précoce (déphasage d'environ trois mois), sous réserve que les incertitudes pesant sur les estimations satellite de chlorophylle n'affectent pas la phase du cycle saisonnier.

Le premier biais est susceptible d'induire une pénétration trop profonde des traceurs passifs dans l'océan intérieur comme nous l'avons noté en évaluant les champs de CFC11. Ce biais devrait notamment avoir un impact sur la pénétration du CO₂ anthropique dans notre modèle comme l'ont montré les travaux de *Lachkar* (2007). Le second biais est probablement responsable en partie du déphasage et de la faible amplitude observés dans le cycle saisonnier de la pCO₂^{oc} (et donc des flux de CO₂) simulé par le modèle.

La principale stratégie adoptée dans mes travaux de thèse est celle fondée sur l'analyse de jeux d'expériences de sensibilité. Aussi, bien qu'il puisse y avoir des biais dans la représentation de certaines variables physiques et biogéochimiques importantes dans la résolution des flux air-mer de CO₂ dans le modèle, cette stratégie permet de s'affranchir de l'état moyen pour seulement se concentrer sur la réponse du modèle à une perturbation. Cette réponse, quant à elle, n'est pas forcément influencée par l'état moyen du système.

Par ailleurs, plus qu'une quantification réaliste de l'état moyen, mes travaux s'essaient plutôt à comprendre les mécanismes à l'œuvre dans la réponse du système océan à la tendance du SAM notamment. Nous supposons en particulier que les processus physiques bénéficient d'une meilleure représentation aux résolutions considérées dans notre étude (0,5° et 0,25°) qu'à des résolutions plus basses qui pourraient toutefois résoudre un état moyen plus proche des observations. De plus, dans notre stratégie de forçage, l'anomalie liée aux phases positives du SAM ne présente pas de cycle saisonnier.

Enfin, les travaux issus du projet OCMIP ont montré que les modèles présentant des lacunes dans la représentation du cycle saisonnier des flux air-mer de CO₂ naturel fournissaient des résultats similaires aux autres modèles pour l'absorption de CO₂ anthropique. Ce constat, notamment expliqué par le temps de mise à l'équilibre d'une perturbation atmosphérique de CO₂ avec la couche de mélange océanique, suggère donc que la représentation de l'absorption de carbone anthropique dans notre modèle ne devrait pas être affectée par ce problème. Ainsi, vu le biais de phasage saisonnier que présente la pCO₂^{oc} dans le modèle en dehors de l'AZ, le cycle saisonnier des flux de CO₂ ne saurait être abordé dans la suite de ces travaux, sauf éventuellement en terme d'amplitude ou aux très hautes latitudes.

Dans la suite, les simulations REF05 et REF025 seront utilisées comme références pour l'étude de sensibilité de la dynamique de l'océan Austral à la distribution spatiale et à l'intensité des vents, discutée dans le chapitre 5. La simulation HIST05 sera quant à elle utilisée conjointement à une autre simulation de référence résolvant le cycle naturel du carbone afin de discuter la variabilité récente des flux de CO₂ dans le chapitre 4, et la distribution spatiale des flux de CO₂ anthropique dans le chapitre 7.

Troisième partie

Résultats

Chapitre 4

Modéliser la variabilité récente des flux air-mer de CO₂ dans l’océan Austral

Sommaire

4.1	Introduction	126
4.2	Méthode	127
4.2.1	Modèles et Simulations	127
4.2.2	Approche	128
4.2.3	Evaluation des simulations	129
4.3	Distribution et intensité des flux air-mer de CO₂	130
4.3.1	Distribution spatiale	130
4.3.2	Intensité	132
4.4	Variabilités et tendances récentes	134
4.4.1	Variabilités interannuelle et saisonnière	135
4.4.2	Tendances récentes	135
4.5	Conclusion	138

4.1 Introduction

Comme nous l’avons vu dans la partie I, l’apport de la plus haute résolution dans les systèmes de modélisation serait un facteur clef pour la description et la compréhension de la variabilité spatio-temporelle des sources et puits de carbone dans l’océan Austral. L’apport d’une résolution de type « *eddy-permitting* » permet par exemple de résoudre une partie du spectre de la méso-échelle et de disposer d’une description plus précise de la bathymétrie que les modèles de basse résolution, améliorant ainsi la représentation des structures dynamiques et biogéochimiques.

Cependant, l’utilisation de systèmes de modélisation à haute résolution présente pour l’instant des coûts prohibitifs induits par le couplage de plusieurs modèles, par l’augmentation de la résolution et par le temps de mise à l’équilibre des simulations (« *spin-up* »). Aussi, si l’on souhaite utiliser de plus hautes résolutions tout en conservant la complexité d’un système couplé, une solution est alors de diminuer la durée du spin-up. La réalisation d’une simulation « réaliste » requiert toutefois de disposer d’un cycle du carbone proche de l’état d’équilibre, qui nécessite pour cela des centaines voire des milliers d’années de spin-up¹. Dans ce contexte, une stratégie de modélisation utilisée depuis quelques années propose de pallier l’absence d’un long spin-up par une initialisation des champs biogéochimiques réalisés à partir d’observations (e.g. *Le Quéré et al.*, 2007, 2010; *Ito et al.*, 2010; *Woloszyn et al.*, 2011). Ainsi, cette stratégie permet aux solutions du modèle de rester proches des champs observés du fait de l’initialisation et de la courte durée des simulations qui prévient ainsi une dérive trop importante des champs par rapport aux observations.

On peut mentionner ici, par exemple, les études de *Ito et al.* (2010) et *Woloszyn et al.* (2011) dont les simulations réalisées à haute résolution (1/6°) avec un spin-up court (10 ans) tentent de combler le fossé entre modèles et observations. Toutefois, si cette stratégie de compromis entre résolution et spin-up des simulations semble pertinente de par le meilleur degré de réalisme obtenu dans les simulations, peu d’études l’ont jusque-ici expérimentée. En effet, son utilisation ne fait pas l’unanimité, la critique majeure opposée à cette stratégie étant celle d’analyser des champs susceptibles de souffrir d’une dérive modèle importante. Aussi, se propose-t-on dans ce chapitre de valider cette stratégie dans nos simulations avant de tenter d’apporter des réponses aux questions posées dans ces travaux de thèse.

Notre étude s’inscrit ici dans cette démarche de modélisation de « spin-up court ». Des simulations régionales de l’océan Austral basées sur un modèle couplé océan-glace de mer-biogéochimie sont réalisées à une résolution horizontale de 0,5° avec un spin-up de 37 ans pour la dynamique et de 18 ans pour la biogéochimie. Si la résolution du modèle n’est pas suffisante pour modéliser l’instabilité barocline à l’origine des tourbillons, elle permet toutefois une amélioration notable de la circulation (notamment des structures frontales) ainsi que des processus dynamiques côtiers aux hautes latitudes (*Mathiot*, 2009). En outre, la période d’exploitation des simulations s’étendant sur 10 ans (1995-2004), une étude de la variabilité interannuelle des flux de CO₂ est possible contrairement à l’étude de *Ito et al.* (2010) et *Woloszyn et al.* (2011), limitée à seulement deux ans d’exploitation de données modèle. Deux simulations sont ainsi réalisées dans ce contexte : une simulation dite « historique », reproduisant le cycle total du carbone, et une simulation dite « naturelle », reproduisant le cycle naturel du carbone. Ces deux simulations nous permettent

¹Notons que cette mise à l’équilibre du cycle du carbone est uniquement possible dans un modèle global.

ainsi de séparer la partie totale, naturelle et anthropique des flux air-mer de CO₂.

L'objectif de cette étude est d'explorer la variabilité spatiale et temporelle récente des flux air-mer de CO₂ dans notre modèle (questions A1 et A4²) au regard de la littérature qui a fondé nos connaissances sur ce sujet, et en particulier des modèles de basse résolution bénéficiant d'un long spin-up ; ceci, afin de nous permettre d'évaluer les capacités de nos simulations à pouvoir traiter les problématiques actuelles.

4.2 Méthode

4.2.1 Modèles et Simulations

Rappel : Les simulations utilisent le système de modélisation NEMO (*Madec, 2008*) dans lequel trois composantes sont couplées : le modèle de circulation océanique OPA (*Madec, 2008*), le modèle de glace de mer LIM (*Fichefet et Maqueda, 1997*) et le modèle de biogéochimie marine PISCES (*Aumont et Bopp, 2006*). Le modèle est forcé par le jeu de forçage atmosphérique DFS3 basé sur une combinaison des réanalyses ERA-40 (jusqu'en 2001) et ECMWF (de 2002 à 2004) et sur des observations satellites (*Brodeau et al., 2010*). La configuration régionale de l'océan Austral BIOPERIANT05 (sud de 30°S) est utilisée avec un rappel des propriétés thermohalines des eaux denses (AABW) effectué vers la climatologie de *Gouretski et Koltermann (2004)*. Aucune paramétrisation des processus tourbillonnaires, telle que celle de *Gent et McWilliams (1990)* n'est utilisée dans cette étude. Le lecteur est invité à se référer au chapitre 1 pour la description des modèles et de la configuration, ainsi qu'au chapitre 2 pour les détails du rappel mis en place.

Deux simulations sont réalisées dans cette étude :

- Une simulation « naturelle » (**PIND05**) forcée par une concentration de CO₂ atmosphérique préindustrielle constante et égale à 278 ppm (*Barnola et al., 1987*).
- Une simulation « historique » (**HIST05**) forcée par des concentrations de CO₂ atmosphérique observées et issues d'un produit de l'IPCC (scenario A2, *Nakicenovic et al. (2000)*).

La partie dynamique du modèle (océan et glace de mer) est initialisée en 1977 à partir des sorties de la simulation CFC05 couvrant la période 1958-1977 (voir chapitre 3). La partie biogéochimique est initialisée de façon différente selon les variables. L'oxygène, les phosphates, les nitrates et les silicates sont initialisés à partir de la climatologie WOA01 (World Ocean Atlas 2001, *Conkright et al. (2002)*) et l'alcalinité à partir de GLODAP (*Key et al., 2004*).

Pour HIST05, les DIC sont initialisés à partir de la concentration de DIC total pour l'année 1977. Pour cela, les champs de concentrations de DIC anthropique tels qu'estimés par la méthode de *Khatiwala et al. (2009)* pour l'année 1977 sont ajoutés aux champs de concentrations de DIC naturel. Ces champs de concentrations de DIC naturel sont construits en retranchant l'estimé de DIC anthropique de 1994 (*Khatiwala et al., 2009*) aux champs de DIC produits par la climatologie GLODAP (elle-même centrée sur l'année 1994). Pour PIND05, les DIC sont initialisés à partir des champs de concentrations de DIC naturel décrits ci-dessus.

²voir partie I

Les autres variables biogéochimiques sont initialisées à des constantes dont les valeurs sont décrites dans la documentation du modèle PISCES (*Aumont, 2005*).

Pour les variables dynamiques, on utilise des conditions radiatives (*Treguier et al., 2001*) aux frontières ouvertes du modèle qui sont forcées par les sorties de la simulation DRAKKAR globale ORCA05-G70.114. Pour les variables biogéochimiques, des conditions spécifiées sont adoptées aux frontières ouvertes du modèle qui sont forcées selon les champs utilisés à l’initialisation de chaque variable respectivement.

Pour HIST05, les champs de DIC appliqués aux frontières ouvertes sont recalculés chaque année selon l’estimé de *Khaliq et al. (2009)* (voir paragraphe ci-dessus) et varient donc au cours du temps. Le lecteur est invité à se référer au chapitre 1 section 1.3.3 pour une description plus détaillée des stratégies appliquées aux frontières ouvertes du modèle.

4.2.2 Approche

La simulation HIST05 tient compte de l’augmentation de la concentration de CO₂ d’origine anthropique observée dans l’atmosphère et permet donc de résoudre le cycle total du carbone dans l’océan Austral sur ces dernières décennies. La simulation PIND05 permet quant à elle de résoudre le cycle naturel du carbone dans l’océan Austral, c’est-à-dire de simuler les flux air-mer de CO₂ qu’aurait « vu » l’océan Austral dans ces dernières décennies, si aucune émission de CO₂ anthropique n’avait eu lieu dans l’atmosphère³. La différence des deux simulations (i.e. HIST05 - PIND05) permet d’obtenir la partie anthropique du cycle du carbone.

Cette approche suppose que les interactions entre les cycles de carbone naturel et anthropique sont faibles (*Sarmiento et al., 1992, 1995*). Par ailleurs, cette approche implique que, dans les simulations, les flux air-mer de CO₂ anthropique peuvent seulement être induits par la perturbation de CO₂ atmosphérique d’origine anthropique, mais que leur intensité peut par contre être modulée par d’autres changements dans les processus physiques ou biogéochimiques de l’océan. Quant aux flux air-mer de CO₂ naturel, ils ne peuvent être induits par un changement de concentration de CO₂ atmosphérique, celle-ci étant gardée constante dans la simulation PIND05, et sont donc uniquement pilotés par les changements dans les processus physiques ou biogéochimiques de l’océan.

Dans ce chapitre, certains des diagnostics effectués sont présentés dans les régions interfrontales définies dans le chapitre 3. Le lecteur est invité à se référer à ce chapitre pour la définition des fronts et zones interfrontales. Dans la suite, les analyses sont effectuées sur les dix dernières années des simulations, soit sur la période 1995-2004, sauf mention contraire. Enfin, pour les flux de CO₂, les valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ de l’océan vers l’atmosphère et les valeurs négatives indiquent une absorption de CO₂ par l’océan.

³Précisons toutefois que dans ce cas, vu les connaissances actuelles sur l’impact des gas à effet de serre sur les forçages atmosphériques tels que le SAM par exemple (*Arblaster et Meehl, 2006*), la tendance positive du SAM n’aurait probablement pas lieu et le forçage atmosphérique serait donc différent de celui imposé ici.

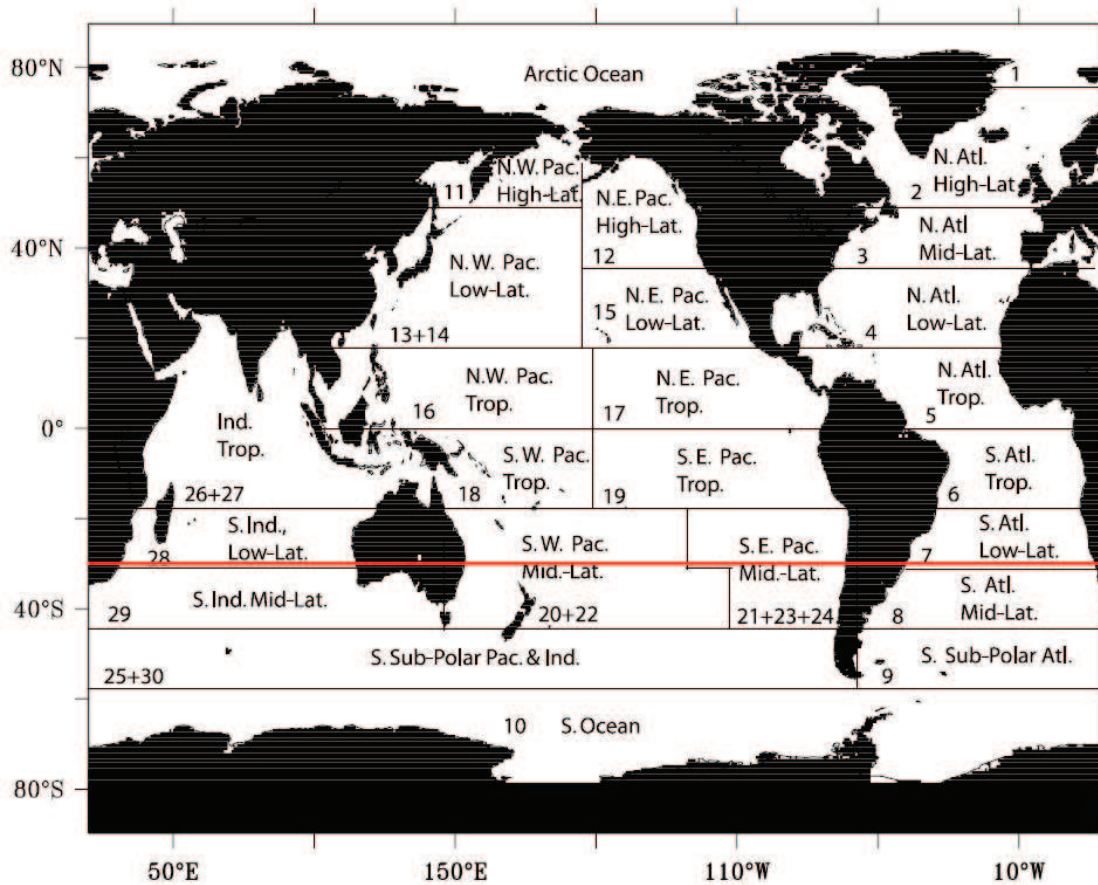


FIG. 4.1 – Découpage de l’océan en différentes régions d’après Mikaloff-Fletcher et al. (2006). Le trait rouge indique la frontière nord du domaine de notre configuration (BIO-PERIAN).

4.2.3 Evaluation des simulations

Un prérequis à la résolution des flux air-mer de CO_2 est une bonne représentation des processus dynamiques ainsi que des variables thermodynamiques et biogéochimiques influençant la $p\text{CO}_2$ (en particulier, la température, la salinité, les DIC et l’alcalinité). Pour une évaluation détaillée de la dynamique et de la biogéochimie résolues par le modèle, le lecteur est prié de se référer au chapitre 3 section 3.3.1 et section 3.3.3, respectivement.

La Figure 4.2 montre les flux de CO_2 historique, naturel et anthropique intégrés dans les différentes régions australes définies dans l’étude de Mikaloff-Fletcher et al. (2006) (voir Figure 4.1 pour la présentation de ces régions). Les valeurs des flux obtenues dans nos simulations sont comparées aux résultats de quatre études basées sur différentes méthodes d’estimation des flux de CO_2 : deux études basées sur des inversions océaniques (Mikaloff-Fletcher et al., 2006, 2007; Gloor et al., 2003), une étude basée sur un modèle couplé océan-biogéochimie-écologie à basse résolution (Lovenduski et al., 2007) et enfin, pour les flux de CO_2 historique seulement, une étude basée sur la reconstruction des flux à partir d’observations de $p\text{CO}_2$ (Takahashi et al., 2009).

Les flux de CO_2 historique tels que simulés dans notre modèle (simulation HIST05) sont

en accord avec les autres estimés dans l’ensemble des zones interfrontales. Dans la région polaire australe, HIST05 présente toutefois une absorption de CO₂ plus intense que les autres estimés. En revanche, la comparaison des flux de CO₂ naturel (simulation PIND05) avec la fourchette d’estimations réalisée présente des résultats un peu plus contrastés. En effet, PIND05 simule un faible puits de CO₂ dans la région polaire australe, correspondant à la fourchette basse des estimations qui, en moyenne, tendent à montrer que cette région est une source modérée de CO₂ naturel. En outre, la région Atlantique, aux moyennes latitudes, présente un puits de CO₂ naturel bien plus faible que ne le montre l’ensemble des estimations. Les flux de CO₂ anthropique simulés sont quant à eux en très bon accord avec les estimations dans la plupart des régions, excepté dans la région Atlantique aux moyennes latitudes.

Ainsi, en moyenne, les flux simulés dans notre modèle se trouvent dans la fourchette des estimations utilisées ici pour les régions subpolaires (44°S-58°S) mais sont moins en accord avec les autres études dans les régions polaires et aux moyennes latitudes. Aux hautes latitudes, la densité d’observations étant faible, les inversions et les modèles sont peu contraints, faisant de ces régions des zones où l’incertitude sur la distribution des sources et puits de carbone est la plus importante. Par ailleurs, les modèles à basse résolution et sans couplage explicite avec un modèle de glace de mer sont susceptibles de simuler des flux moins réalistes à ces latitudes. Le fait que nos simulations surestiment le puits de carbone aux hautes latitudes par rapport aux autres estimés pourrait suggérer que les hautes latitudes sont des puits de carbone intenses que ni les observations, ni les modèles basse résolution ne prennent actuellement en compte, comme l’ont avancé *Arrigo et al.* (2008). Enfin, aux moyennes latitudes, notre modèle étant basé sur une configuration régionale, les flux de CO₂ simulés peuvent être influencés par la présence des frontières.

4.3 Distribution et intensité des flux air-mer de CO₂

Dans cette section, nous examinons la distribution spatiale ainsi que l’intensité des flux air-mer de CO₂ dans les différentes régions interfrontales.

4.3.1 Distribution spatiale

La Figure 4.3 montre la distribution spatiale moyenne des flux de CO₂ dans les simulations HIST05 et PIND05, ainsi que leur différence. Dans la simulation HIST05, l’océan Austral est en moyenne un puits de CO₂ qui présente des disparités régionales. Les côtes du Chili, une partie des côtes argentines ainsi que certaines régions du Sud de l’océan Indien (au nord des îles Kerguelen et au sud de la Nouvelle Zélande notamment) sont des sources de CO₂. Les hautes latitudes et une grande partie du Pacifique Sud sont en revanche des puits de CO₂. L’Atlantique Sud et la zone de la Divergence Antarctique (environ 60°S) sont des régions où l’absorption de CO₂ est particulièrement intense.

Dans la simulation PIND05, l’océan Austral est en moyenne une faible source de CO₂ qui présente une grande variabilité spatiale. En effet, la zone couvrant la bande de latitude 50°S-60°S, le Sud de l’océan Indien ainsi que le Pacifique Sud entre 40°S et 50°S sont des sources de CO₂ naturel. On trouve en particulier une région de dégazage intense le long des côtes chiliennes. L’Atlantique Sud (au nord de 45°S), le Pacifique Sud (au nord de 40°S) ainsi que la zone à l’est des côtes africaines sont des puits de CO₂ naturel. Les très hautes latitudes (sud de 65°S) sont généralement des puits, excepté la partie nord de la

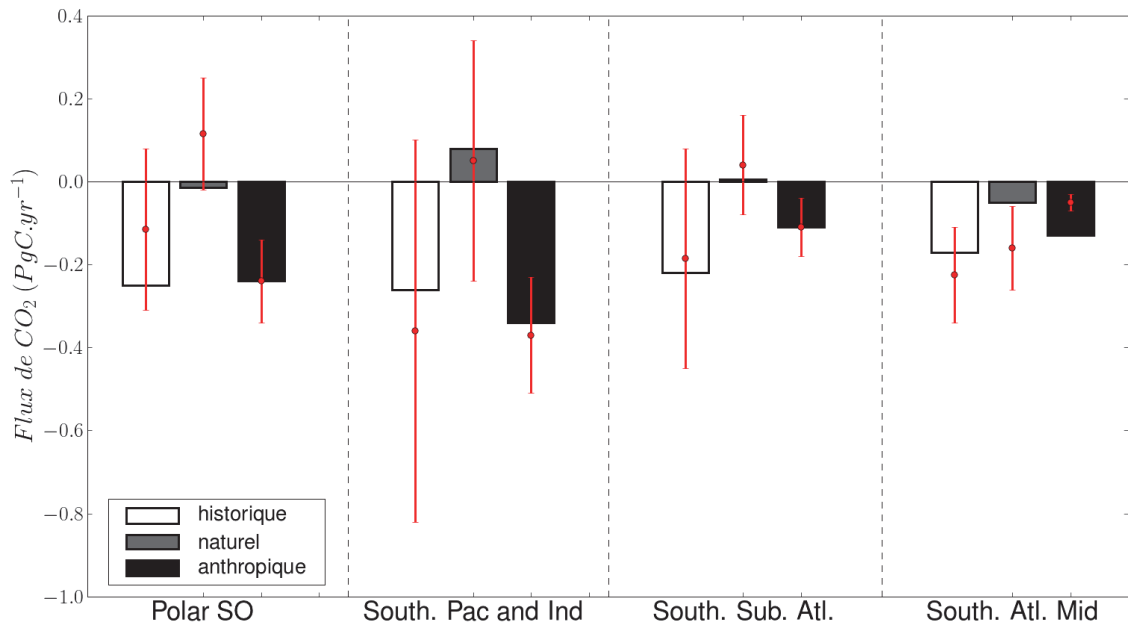


FIG. 4.2 – Flux air-mer moyen (1995-2004) de CO₂ historique (blanc, simulation HIST05), naturel (gris, simulation PIND05) et anthropique (noir, historique-naturel) en PgC yr⁻¹ intégrés dans les zones géographiques définies dans l'étude de Mikaloff-Fletcher et al. (2006). De gauche à droite : « Polar Southern Ocean » (sud de 58°S), « South Sub-Polar Pacific and Indian » (44°S-58°S), « South Sub-Polar Atlantic » (44°S-58°S) et « South Atlantic Mid-latitude » (31°S-44°S). Voir également la Figure 4.1. Les barres rouges délimitent les estimations minimales et maximales obtenues en compilant les résultats des études suivantes : Lovenduski et al. (2007) (modèle), Mikaloff-Fletcher et al. (2006, 2007) (inversions océaniques), Gloor et al. (2003) (inversions océaniques). Pour les flux de CO₂ historique, la compilation de données comprend également l'étude de Takahashi et al. (2009) (estimations à partir de pCO₂ observée). Les barres sont centrées sur le barycentre des extrema.

mer de Weddell et certaines zones côtières.

Enfin, l'examen des flux de CO₂ anthropique résultant des simulations HIST05 et PIND05 montre que l'océan Austral est un puits de CO₂ anthropique particulièrement intense en certains endroits tels que la Divergence Antarctique, la PFZ dans le Pacifique et le secteur est de l'océan Indien, l'Atlantique Sud, le sud de l'Afrique du Sud et la mer de Tasman. On trouve également des puits de CO₂ anthropique intenses dans des zones côtières de l'Antarctique. La distribution zonale des flux de CO₂ anthropique présente ainsi un pic d'absorption autour de 57°S en accord avec les travaux de Lachkar et al. (2007) (non montré). Un autre pic d'absorption légèrement plus intense que le premier est également trouvé autour de 40°S dans notre modèle uniquement. Il est probablement induit par les zones d'absorption localisées dans l'Atlantique Sud-Ouest, au sud de l'Afrique et dans l'Indien Sud-Est (voir Figure 4.3).

Ainsi, plusieurs régions clef apparaissent dans la distribution spatiale des flux air-mer de CO₂ dans l'océan Austral. Au niveau de la Divergence Antarctique, les flux de CO₂ semblent être le résultat de la compétition entre un dégazage de CO₂ naturel probablement

dû à la remontée d’eaux riches en DIC (*Toggweiler et al.*, 2006; *Watson et Garabato*, 2006) et une absorption de CO₂ anthropique induite par des vents et une différence air-mer de pCO₂ intenses (*Sabine et al.*, 2004). Les côtes chiliennes montrent un fort dégazage de CO₂ probablement causé par les upwellings côtiers d’eaux de subsurface très froides et riches en DIC en provenance de l’Equateur et associées au courant de Humboldt (*Thiel et al.*, 2007). Les régions de courants de bord ouest sont des zones d’absorption intense de CO₂ caractérisées par une forte activité des tourbillons mésoéchelle et un mélange vertical important (*Ito et al.*, 2010). Enfin, les régions saisonnièrement englacées représentent en moyenne un puits de CO₂ généralement faible pouvant toutefois être localement intensifié dans les zones de polynies côtières. On notera en particulier que dans notre modèle, la mer de Weddell est, en moyenne annuelle, une source de carbone naturelle mais un puits de carbone contemporain, en accord avec l’hypothèse avancée par *Hoppema* (2004).

Les distributions spatiales issues d’inversions océaniques (*Mikaloff-Fletcher et al.*, 2006, 2007; *Gruber et al.*, 2009) d’une part, et d’un modèle couplé océan-biogéochimie-écologie à plus basse résolution ($3.6^\circ \times 0.8^\circ$; *Lovenduski et al.* (2007)) d’autre part, sont présentées dans la Figure 4.3 à titre de comparaison. D’une manière générale, les distributions spatiales des flux de CO₂ naturel et anthropique sont similaires si l’on compare les trois études entre elles, alors que les distributions spatiales des flux de CO₂ historique sont très différentes. Plus particulièrement, au niveau de la Divergence Antarctique, les résultats de notre étude présentent un puits de CO₂ en accord avec l’étude de *Gruber et al.* (2009) (inversions océaniques), et en contradiction avec l’étude de *Lovenduski et al.* (2007) (modèle basse résolution) qui présente quant à elle une source de CO₂ en accord avec la climatologie de *Takahashi et al.* (2009) (reconstructions à partir d’observations, non montrées). Alors que l’intensité des flux de CO₂ historique et naturel semblent être similaire entre les trois études, l’intensité des flux de CO₂ anthropique est environ trois fois plus petite dans l’étude de *Lovenduski et al.* (2007). Aussi, la part naturelle domine-t-elle l’intensité des flux de CO₂ historique dans la Divergence Antarctique dans l’étude de *Lovenduski et al.* (2007), contrairement à l’étude de *Gruber et al.* (2009) et à la nôtre.

Si l’on effectue maintenant une comparaison plus fine de la distribution spatiale des flux de CO₂ entre les trois études, on peut noter que les distributions issues des inversions atmosphériques et du modèle basse résolution présentent des structures très annulaires au sud de 40°S contre une grande variabilité spatiale dans la distribution des flux de CO₂ dans notre étude, en particulier pour la composante naturelle. On notera que seule notre étude présente un puits de CO₂ naturel dans certaines régions avoisinant le continent Antarctique. Ceci suggère notamment que la résolution d’une dynamique plus fine dans les modèles peut conduire à modifier de manière significative la distribution des régions de source et puits de CO₂ dans l’océan Austral.

4.3.2 Intensité

La Figure 4.4 présente la moyenne des flux air-mer de CO₂ dans les simulations HIST05, PIND05 ainsi que leur différence intégrée dans les zones interfrontales.

Dans HIST05, les quatre zones interfrontales représentent en moyenne des puits de CO₂, dont l’intensité est particulièrement élevée dans l’AZ et la STZ (0,33 et 0,47 PgC yr⁻¹). Dans PIND05, l’AZ, la PFZ et la SAZ sont des sources de CO₂ naturel généralement

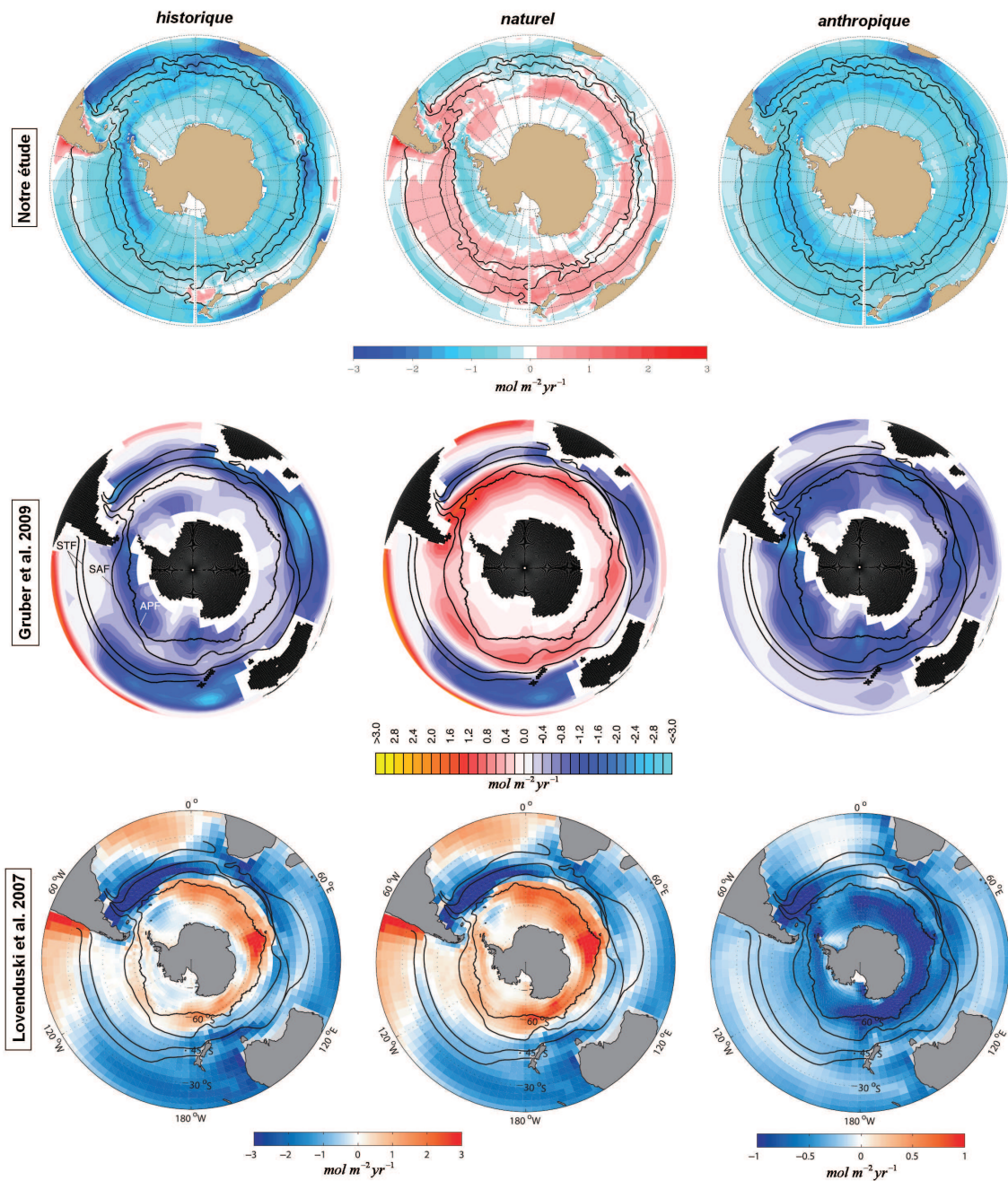


FIG. 4.3 – Panneau du haut : Flux air-mer (1995-2004) de CO₂ historique (simulation HIST05), naturel (simulation PIND05) et anthropique (historique-naturel) en mol m⁻² yr⁻¹. Les contours indiquent la position moyenne des fronts STF, SAF et PF. Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère. Panneaux du milieu et du bas : flux air-mer de CO₂ issus d'inversions océaniques publiées dans l'étude de Gruber et al. (2009) et d'un modèle couplé océan-biogéochimie-écologie publié dans l'étude de Lovenduski et al. (2007). A noter que les palettes de couleur sont similaires avec un minimum et maximum identiques entre les trois études, excepté pour la carte des flux de CO₂ anthropique de l'étude de Lovenduski et al. (2007). A noter également que la frontière nord du domaine diffère selon les trois études : 30°S pour notre étude et 20°S pour l'étude de Gruber et al. (2009) et de Lovenduski et al. (2007).

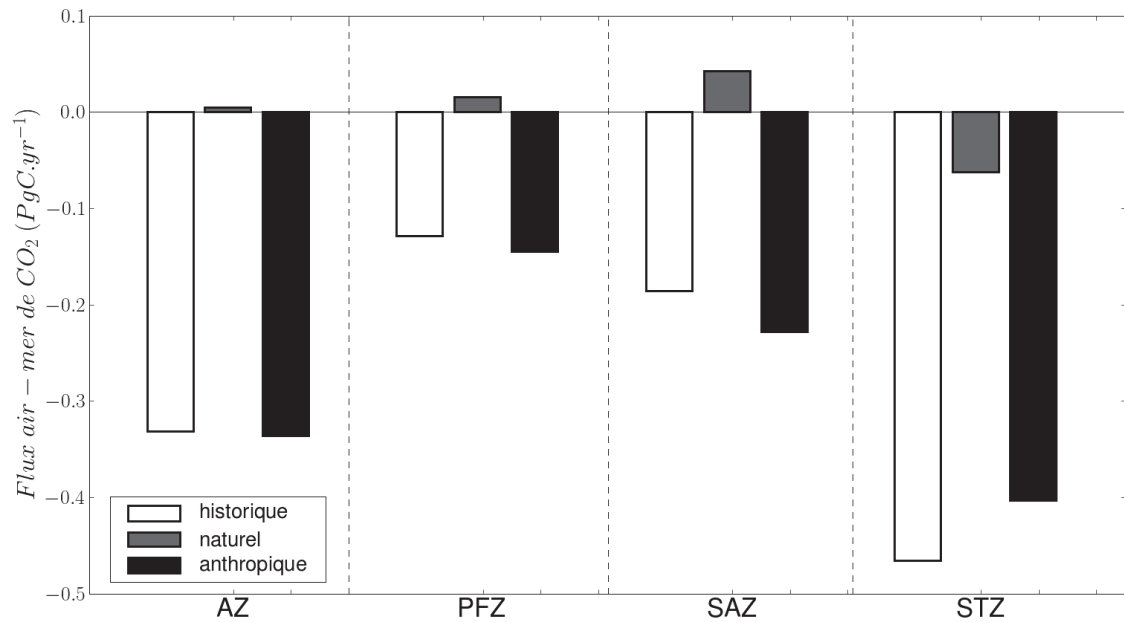


FIG. 4.4 – Flux air-mer de CO₂ historique (blanc, simulation HIST05), naturel (gris, simulation PIND05) et anthropique (noir, historique-naturel), intégrés dans les quatre zones interfrontales sur la période 1995-2004 et exprimés en PgC yr⁻¹. Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ vers l’atmosphère.

faibles (entre 0,0051 et 0,043 PgC yr⁻¹) et la STZ un puits modéré (0,062 PgC yr⁻¹). La PFZ et la SAZ sont les lieux où compétition entre flux de CO₂ naturel et anthropique modère le plus le flux de CO₂ historique. Dans l’AZ, en revanche, les flux de CO₂ naturel ont un bilan net quasiment nul, participant donc peu en moyenne aux flux net de CO₂. Enfin, dans la STZ, flux de CO₂ naturel et anthropique s’ajoutent, faisant ainsi de cette zone le puits de CO₂ le plus intense.

Dans l’AZ, la faible contribution de la composante naturelle aux flux net de CO₂ est probablement liée à un équilibre entre une source de CO₂ au niveau de la Divergence Antarctique et un puits de CO₂ dans les zones saisonnièrement englacées (voir Figure 4.3). Ainsi, le puits de carbone de l’océan Austral est principalement dominé par deux régions : les régions de latitudes moyennes, sièges notamment de la formation des eaux modales et intermédiaires, et les régions de hautes latitudes, sièges de la remontée d’eaux très froides ainsi que de la formation d’eaux denses dans les régions côtières antarctiques.

4.4 Variabilités et tendances récentes

L’augmentation de CO₂ observée dans l’atmosphère depuis le début de l’ère industrielle suppose un ajustement permanent de l’océan à l’évolution de l’état atmosphérique via les flux air-mer de CO₂. L’étude de la variabilité et de la tendance de ces flux permet de mieux appréhender les mécanismes qui pilotent cet ajustement et donc à terme, de prévoir l’évolution future du puits de CO₂ austral.

TAB. 4.1 – Variabilité des séries temporelles des flux moyens (1^{ère} ligne) annuels et (2^{ème} ligne) mensuels de CO₂ historique, naturel et anthropique en PgC yr⁻¹ calculée à partir de la déviation standard des séries temporelles dont la tendance a au préalable été ôtée.

Variabilité	historique	naturel	anthropique
interannuelle	± 0,060	± 0,042	± 0,033
saisonnaire	± 0,63	± 0,47	± 0,17

4.4.1 Variabilités interannuelle et saisonnière

Le tableau 4.1 présente la déviation standard des séries temporelles annuelles et mensuelles des flux air-mer de CO₂ historique, naturel et anthropique sur la période 1980-2004.

La variabilité interannuelle des flux de CO₂ historique est de ±0,060 PgC yr⁻¹. Cette valeur est similaire aux résultats de l'étude de *Wetzel et al.* (2005) qui estiment une variabilité des flux de CO₂ dans l'océan Austral de l'ordre de ±0,050 PgC yr⁻¹, mais est en revanche beaucoup plus faible que les valeurs présentées dans les études de *Lenton et Matear* (2007) et *Lovenduski et al.* (2007) (±0,16 PgC yr⁻¹ et ±0,19 PgC yr⁻¹, respectivement). Cette variabilité est légèrement dominée par la composante naturelle (±0,042 PgC yr⁻¹) et également influencée par la composante anthropique (±0,033 PgC yr⁻¹). Comme la perturbation anthropique, telle qu'introduite dans le modèle (cf. chapitre 1, Figure 1.2), ne présente quasiment pas de variabilité à l'échelle interannuelle, ceci suggère donc que la variabilité interannuelle des flux de CO₂ est principalement pilotée par la variabilité des forçages atmosphériques et de la circulation océanique.

La variabilité saisonnière des flux de CO₂ est de ±0,63 PgC yr⁻¹, soit environ dix fois plus intense que la variabilité interannuelle, ce qui serait typique de l'océan Austral, sujet à de grandes amplitudes entre la période hivernale et estivale (*Wetzel et al.*, 2005). La variabilité saisonnière des flux de CO₂ est dominée par la partie naturelle des flux (±0,47 PgC yr⁻¹) avec une faible contribution de la partie anthropique (±0,17 PgC yr⁻¹). Ceci montre que la variabilité saisonnière des flux de CO₂ est contrôlée par celle des processus dynamiques et biogéochimiques, dont les deux principaux seraient l'approfondissement de la couche de mélange hivernale et la production biologique estivale (*Metzl et al.*, 2006).

4.4.2 Tendances récentes

Description

La Figure 4.5 présente les séries temporelles des flux annuels moyens de CO₂ historique, naturel et anthropique sur la période 1980-2004 sur lesquelles ont été tracées les tendances décennales. Les caractéristiques de ces tendances (pentes et coefficients de corrélation issus d'une régression linéaire des séries temporelles) sont résumées dans le tableau 4.2.

Sur la période 1980-2004, l'évolution temporelle des flux de CO₂ naturel est assez stable, fluctuant autour d'une source de faible intensité. Si l'intensité de cette source diminue sur la période 1980-2004, cette tendance reste toutefois peu significative (cf. tableau 4.2). L'évolution temporelle de la partie anthropique présente une tendance significative et très marquée (-0.028 PgC yr⁻¹dec⁻¹) vers une augmentation de l'intensité du puits de CO₂ anthropique. Tendances des flux de CO₂ naturel et anthropique s'ajoutent donc

TAB. 4.2 – Régression linéaire de la série temporelle des flux annuels de CO₂ historique, naturel et anthropique pour la période 1980-2004 et 1995-2004 (cf. Figure 4.5). α indique le coefficient de régression en PgC yr⁻¹dec⁻¹ et r^2 le coefficient de corrélation.

Période	Régression	historique	naturel	anthropique
1980-2004	α	-0.32	-0.045	-0.28
	r^2	0.95	0.37	0.97
1995-2004	α	-0.12	+0.09	-0.21
	r^2	0.42	0.52	0.82

sur la période 1980-2004, faisant de l’océan Austral un puits de CO₂ intense dont l’efficacité est évaluée à -0.032 PgC yr⁻¹dec⁻¹. Cette tendance est notamment en accord avec les estimations issues d’inversions atmosphériques présentées dans l’étude de *Le Quéré et al.* (2007) (-0.31 PgC yr⁻¹dec⁻¹). En revanche, la tendance de la partie naturelle des flux de CO₂ ne reflète pas les résultats de la plupart des études qui s’accordent à dire que la source de CO₂ naturel tend à s’intensifier depuis ces dernières décennies, ce en raison du forçage atmosphérique (*Le Quéré et al.*, 2007; *Lovenduski et al.*, 2008). Dans notre modèle, cette tendance correspond donc probablement à une dérive modèle (négative) plus importante que la tendance climatique (positive) induite par le forçage atmosphérique.

Cependant, un examen plus attentif des tendances des flux de CO₂ dans la dernière décennie des simulations (1995-2004) semble montrer un tournant, notamment dans la tendance des flux de CO₂ naturel. En effet, à partir de 1995, la source de CO₂ naturel s’intensifie montrant une efficacité de 0,09 PgC yr⁻¹dec⁻¹. La significativité de ce signal, si elle reste encore assez faible, est toutefois plus importante que celle obtenue sur la période 1980-2004. En outre, cette tendance positive des flux de CO₂ naturel à partir de 1995 apparaît comme un signal robuste dans nos simulations. En effet, la simulation PIND05 a été reproduite avec une concentration de CO₂ atmosphérique constante correspondant à l’année 1977 (332,95 ppm) au lieu d’une concentration constante correspondant à l’ère préindustrielle (278 ppm). Cette nouvelle simulation de contrôle montre la même tendance que PIND05 vers une intensification de la source de CO₂ à partir de 1995. Sur la période 1995-2004, vu la tendance de la partie naturelle des flux de CO₂ et la quasi constance de la tendance de la partie anthropique (-0,21 PgC yr⁻¹dec⁻¹), l’efficacité du puits de CO₂ se voit être réduite à -0,12 PgC yr⁻¹dec⁻¹.

Discussion

Du fait de la stratégie de simulation utilisée, la tendance des flux de CO₂ naturel vers une intensification du dégazage est forcément induite par les changements de la circulation océanique. Ces changements de circulation océanique peuvent être dus à une tendance climatique des forçages atmosphériques, mais également à une dérive modèle ou encore à de la variabilité interne dans le modèle. Supposons que dérive et variabilité interne du modèle soient faibles dans nos simulations. De nombreuses études ont montré que la principale origine de l’intensification de la source de CO₂ naturel dans l’océan Austral est causée par une tendance du SAM vers des phases plus souvent positives, observée ces dernières décennies (*Marshall*, 2003).

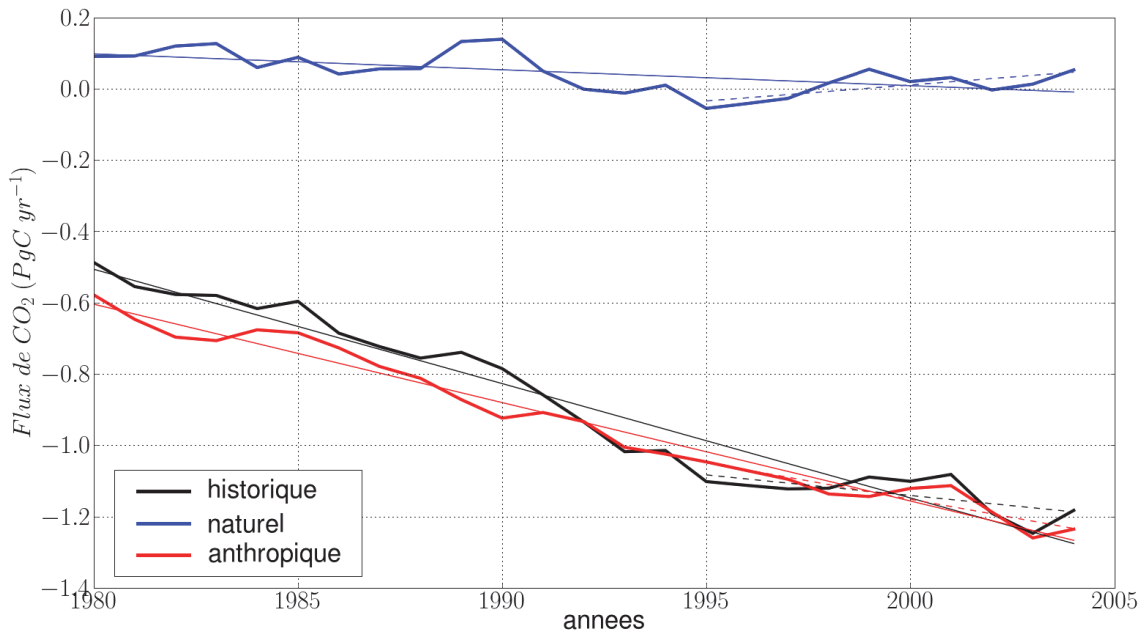


FIG. 4.5 – Série temporelle (1980-2004) de la moyenne annuelle des flux air-mer de CO_2 historique, naturel et anthropique en PgC yr^{-1} . Les droites continues indiquent la tendance des séries temporelles sur la période 1980-2004, alors que les droites en tiretées indiquent la tendance des séries temporelles sur la période 1995-2004 (voir tableau 4.2 pour plus de détails). Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO_2 vers l'atmosphère.

Dans le chapitre 6, la réponse des flux de CO_2 naturel au SAM dans notre modèle est documentée et évaluée à $0,11 \text{ PgC yr}^{-1} \text{std}^{-1}(\text{SAM})$ au sud de 45°S . Si l'on considère l'index du SAM tel que simulé dans les produits des réanalyses NCEP⁴ sur la période 1981-2004, la déviation standard de cet index ainsi que sa tendance nous permettent de déduire que la tendance positive du SAM induirait un taux de dégazage de CO_2 naturel de l'ordre de $0,0074 \text{ PgC yr}^{-1} \text{dec}^{-1}$ dans notre modèle au sud de 45°S . Rapportée au signal d'intensification de la source de CO_2 naturel diagnostiqué dans notre modèle à partir de 1995 ($0,05 \text{ PgC yr}^{-1} \text{dec}^{-1}$ au sud 45°S), la tendance du SAM expliquerait donc environ 15% de ce signal.

L'affaiblissement de l'efficacité du puits austral de CO_2 estimé dans notre modèle ($0,05 \text{ PgC yr}^{-1} \text{dec}^{-1}$ entre 45°S et 90°S) est comparable au signal observé ou estimé dans les études de *Le Quéré et al.* (2007) et *Lovenduski et al.* (2008) ($0,08 \text{ PgC yr}^{-1} \text{dec}^{-1}$ et $0,07 \text{ PgC yr}^{-1} \text{dec}^{-1}$ respectivement). On peut toutefois noter que la valeur de $0,05 \text{ PgC yr}^{-1} \text{dec}^{-1}$ est plus faible que les autres estimations. Si cette différence peut être imputée notamment à la diversité des modèles et méthodes utilisés entre les études, nous mentionnerons en particulier l'utilisation de forçages atmosphériques différents. En effet, les études de *Le Quéré et al.* (2007) et *Lovenduski et al.* (2008) utilisent un forçage atmosphérique issu des réanalyses NCEP alors que nous utilisons un forçage atmosphérique basé sur les réanalyses ERA-40. Or, *Marshall* (2003) a montré que la tendance du SAM dans les réanalyses NCEP est surestimée d'un facteur 2 à 3, contrairement aux réanalyses ERA-40 dont les résultats semblent être plus en phase avec les observations. A supposer que la ten-

⁴http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aao/monthly.aao.index.b79.current.ascii

dance du SAM soit effectivement responsable de la tendance de la source de CO₂ naturel vers une intensification, celle-ci sera donc probablement surestimée dans les simulations utilisant le forçage NCEP.

Ici, nous avons extrapolé la réponse des flux de CO₂ naturel dans notre modèle à la tendance du SAM sur la période 1981-2004 en utilisant l’index du SAM calculé par les réanalyses NCEP ; ce, afin de pouvoir comparer nos résultats à ceux de l’étude de *Le Quéré et al.* (2007). Nous avons déduit une valeur de 0,0074 PgC yr⁻¹dec⁻¹ (voir plus haut), qui est environ deux fois inférieure à la valeur trouvée par *Le Quéré et al.* (2007) (0,015 PgC yr⁻¹dec⁻¹). Puisque nous avons utilisé le même index du SAM pour effectuer ce calcul, cette différence peut être imputée à la différence de sensibilité à la tendance du SAM entre les modèles. Parmi les dissemblances dans les systèmes de modélisation utilisés par ces deux études (versions d’OPA, paramétrisations, etc), une part de la différence de sensibilité à la tendance du SAM entre les modèles est susceptible d’être liée à la résolution horizontale appliquée (2° dans *Le Quéré et al.* (2007) et 0,5° dans notre étude).

Ce résultat, s’il s’avère exact, pourrait corroborer l’idée selon laquelle la réponse des flux de CO₂ naturel à la tendance du SAM dans l’océan Austral est surestimée par les modèles basse résolution. Toutefois, valider cette hypothèse nécessiterait tout d’abord de s’assurer que dérive et variabilité interne du modèle ne sont pas significatives, ou du moins plus intenses que la réponse du modèle au forçage atmosphérique. Réaliser une simulation identique à PIND05 avec un forçage climatologique (cycles de forçage répétés) permettrait de répondre à cette question. Par ailleurs, il convient également de noter d’une part que l’intensité de la réponse des flux de CO₂ naturel aux phases positives du SAM a été évaluée avec une stratégie de forçage synthétique qui présente des limites (voir chapitre 2), et d’autre part que la valeur de 0,0074 PgC yr⁻¹dec⁻¹ est issue d’une extrapolation de l’intensité de cette réponse à la tendance du SAM. La réalisation d’une simulation forcée par les réanalyses NCEP pourrait alors être envisagée pour contribuer à asseoir ce résultat.

4.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons exploré la variabilité spatio-temporelle récente des flux air-mer de CO₂ dans l’océan Austral dans notre jeu de simulations « *eddy-permitting* » réalisées avec un spin-up court ; ce, au regard d’une littérature récente basée sur des observations, des inversions océaniques et un modèle basse résolution bénéficiant d’un spin-up long.

D’une manière générale, les solutions de nos simulations sont en accord avec les résultats des études précédentes. L’intensité des sources et des puits de carbone résolus par le modèle se trouve dans la fourchette des estimations actuelles effectuées dans les différentes régions de l’océan Austral définies dans l’étude de *Mikaloff-Fletcher et al.* (2006). En outre, la variabilité temporelle (i.e. variabilité interannuelle et tendance décennale) résolue par le modèle est comparable aux résultats d’autres travaux basés sur des observations ou des modèles.

Cependant, nous avons également vu que l’utilisation d’une stratégie de « spin-up court » rend difficile l’interprétation des tendances décennales présentes dans les simulations. En effet, une quantification précise de la dérive du modèle semble nécessaire dès lors que l’on souhaite analyser les tendances dans chacune des simulations.

Ces résultats montrent donc que la stratégie de simulation de « spin-up court » adoptée

dans ces travaux de thèse est une stratégie adaptée plus précisément à l'étude de la variabilité **spatiale interannuelle** du cycle du carbone. On notera également que si l'ensemble des études comparées dans ce chapitre montre des résultats similaires au premier ordre, il reste de nombreuses différences notamment liées à la stratégie de résolution des flux de CO₂ (modèles, reconstructions, etc) qu'il est primordial de documenter et d'analyser.

Dans ce chapitre, nous avons également vu que la part naturelle pilote la variabilité et la tendance décennale des flux de CO₂, en conformité avec la littérature. Toutefois, c'est également la part naturelle qui concentre les plus grandes incertitudes sur l'intensité et la distribution des sources et des puits de carbone dans l'océan Austral. Ces deux constats plaident en faveur d'une meilleure compréhension de la variabilité du cycle naturel de carbone. Le principal candidat aux changements récents du cycle naturel du carbone serait, au regard de la littérature, la tendance positive du SAM. C'est pourquoi nous nous pencherons sur la réponse des flux de CO₂ naturel à la tendance positive du SAM dans les deux prochains chapitres.

Chapitre 5

Réponse de la dynamique océanique au SAM

Sommaire

5.1	Introduction	142
5.2	Réponse de l'ACC et de la MOC au SAM (<i>Article</i>)	143
5.3	Conclusion	167

5.1 Introduction

La tendance positive du SAM observée depuis quelques décennies est susceptible d'induire des modifications dans la circulation océanique australe. En particulier, l'augmentation de la vitesse des vents zonaux impliquerait une intensification du transport d'Ekman vers le nord, induisant un raidissement de la pente des isopycnes. Les conséquences pour la dynamique australe seraient alors un renforcement du transport de l'ACC et de la circulation d'overtuning méridien (MOC), induisant une intensification de la remontée des eaux riches en DIC en surface au niveau de la Divergence Antarctique, et par conséquent un dégazage plus intense de CO₂ naturel. Ce scénario de la réponse de la dynamique au SAM est actuellement celui avancé pour expliquer le phénomène de « saturation du puits de carbone austral » mis en évidence par l'étude de *Le Quéré et al.* (2007).

Toutefois, des observations effectuées dans l'océan Austral semblent montrer, qu'au cours des dernières décennies, les pentes des isopycnes n'auraient pas changé en réponse à l'augmentation des vents zonaux (*Böning et al.*, 2008). Ces résultats suggèrent ainsi que, dans l'océan réel, ACC et MOC ne sont pas sensibles à la tendance positive du SAM. L'invariance de l'ACC est attribuée au concept d'« *eddy-saturation* », selon lequel un renforcement des vents induirait une intensification du champ tourbillonnaire sans accélération de l'ACC (*Straub*, 1993; *Hallberg et Gnanadesikan*, 2001; *Hogg et al.*, 2008). L'invariance de la MOC est attribuée au concept d'« *eddy-compensation* », selon lequel l'intensification de la circulation induite par les vents serait totalement compensée par l'intensification de la circulation induite par les tourbillons (*Hallberg et Gnanadesikan*, 2006; *Treguier et al.*, 2010). Ces concepts sont appuyés par des expériences réalisées à l'aide de modèles à haute résolution (*Hallberg et Gnanadesikan*, 2006; *Hogg et al.*, 2008; *Spence et al.*, 2010; *Farneti et al.*, 2010). Ainsi, la divergence entre modèles haute résolution ou observations et modèles basse résolution tiendrait à la résolution ou non des processus tourbillonnaires et remet en question la capacité des modèles de basse résolution à reproduire la réponse du puits de carbone austral à la tendance du SAM.

Cependant, les relations qui lient pentes des isopycnes au transport de l'ACC et à la MOC sont issus de la théorie basée sur une circulation parfaitement zonale (*Marshall et Radko*, 2003). Or, la circulation australe n'est de toute évidence pas parfaitement zonale, impliquant ainsi que le lien entre ACC et MOC n'est peut-être pas aussi direct qu'il n'est présenté dans les schémas classiques de la circulation australe. Ceci pourrait remettre en question les déductions sur l'invariance de la MOC issues de l'étude de *Böning et al.* (2008).

Par ailleurs, certaines études ont montré que la structure spatiale du SAM pourrait induire un décalage de la circulation australe vers le sud (*Fyfe et Saenko*, 2006; *Spence et al.*, 2010) ainsi que de fortes asymétries zonales dans la réponse de la dynamique (e.g. couche de mélange, *Sallée et al.* (2008)). Or, certains travaux étudient la réponse de l'océan aux phases positives du SAM en réalisant des expériences de sensibilité à une augmentation homogène de la vitesse des vents sur le domaine austral (e.g. *Hallberg et Gnanadesikan*, 2006; *Hogg et al.*, 2008). Les potentielles lacunes d'un tel forçage n'ont été pour l'instant documentées par aucune étude.

Ici, nous analysons les réponses de l'ACC et de la MOC à des anomalies de vitesses de vent avec une attention particulière sur le rôle joué par les tourbillons dans ces réponses (question B2¹), ainsi que celui joué par la structure spatiale des perturbations de vent

¹voir partie I

(question B3). Pour ce faire, deux séries d'expériences de sensibilité à des anomalies de vitesse de vent contenant ou non une distribution spatiale cohérente avec le SAM sont réalisées à des résolutions « *eddy-permitting* » de $0,5^\circ$ (PERIANT05) et $0,25^\circ$ (PERIANT025). Cette étude est présentée sous la forme d'un article soumis au *Journal of Climate* actuellement en cours de révision.

5.2 Réponse de l'ACC et de la MOC au SAM : rôle des tourbillons et de la distribution spatiale des anomalies de vent

Intensification of an eddying Southern Ocean Meridional Overturning due to the Southern Annular Mode

C. O. Dufour^(1,2), J. Le Sommer⁽¹⁾, J. D. Zika⁽¹⁾, M. Gehlen⁽²⁾, J. C. Orr⁽²⁾,
P. Mathiot⁽³⁾ and B. Barnier⁽¹⁾

(1) Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels, CNRS/UJF, France.

(2) Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement, CEA/CNRS, France.

(3) Université catholique de Louvain, Institut d'astronomie et de géophysique Georges Lemaître, Belgium.

Submitted to the Journal of Climate, 17 May 2011

Currently in revision

Abstract

Realistic regional simulations at two eddy-permitting resolutions are used to investigate the role of the Southern Annular Mode (SAM) in the dynamics of the Southern Ocean. A series of sensitivity experiments are run with two synthetic interannual forcings. They correspond, on the one hand, to homogeneously intensified winds, and on the other hand to poleward intensified winds consistent with an increase in the SAM. As expected, eddies are found to mitigate the response of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) and Meridional Overturning Circulation (MOC) to poleward intensified winds. However it is not necessarily the case that transient eddies play an increasing role with increasing winds and resolution. It is found that, as winds increase, meridional transports due to transient eddies can decrease while standing eddy transports become more efficient at balancing the wind induced overturning. In one case the role of transient eddies in the MOC reduces to almost zero. This presents new challenges for eddy flux parameterization. In addition, the ocean dynamical response induced by homogeneous wind anomalies present essential differences from those induced by poleward intensified wind anomalies. In particular, poleward intensified wind anomalies are far more efficient in accelerating the ACC than homogeneous wind anomalies. The spatial pattern of wind anomalies is found to be crucial in the Southern Ocean dynamical response to wind changes.

1. Introduction

The Southern Annular Mode (SAM) is the dominant mode of atmospheric variability in the Southern Hemisphere. This mode of variability is characterized by an annular structure centered over Antarctica and appears in many atmospheric fields. Positive phases of the SAM correspond to a contraction of the circumpolar vortex which results in poleward-intensified zonal winds over the circumpolar ocean (*Hall et Visbeck, 2002; Sen Gupta et England, 2006*). Historical observations show a trend in the SAM towards its positive phases over the past decades (*Thompson et al., 2000; Cai et al., 2003; Marshall, 2003*). This positive trend in the SAM has been shown to be a non-linear combination between natural and anthropogenic forcing (*Thompson et Solomon, 2002; Marshall et al., 2004*).

The Southern Ocean is known to be a major sink of carbon dioxide (*Metzl et al., 1999*;

Le Quéré et al., 2007). The response of the Southern Ocean carbon cycle to the upward trend in the SAM is thought to be driven at first order by the response of upwelling bringing DIC-rich water to the surface (*Lenton et Matear*, 2007; *Lovenduski et al.*, 2007, 2008), and hence, by the response of the meridional overturning circulation (MOC).

The MOC cannot be directly deduced from observations and must be indirectly inferred. Modeling studies offer the opportunity to assess the expected response of the MOC to changes in winds. Following a poleward intensification of zonal winds, an increase and poleward shift in meridional Ekman transport and Ekman pumping is expected. This shift would be followed by tightening of isopycnal slopes resulting in both an intensification and a poleward shift of the transport of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) (*Hall et Visbeck*, 2002; *Spence et al.*, 2010). In such a case, the MOC is likely to be enhanced and shifted as well (*Sen Gupta et England*, 2006; *Hallberg et Gnanadesikan*, 2006). Many recent modeling studies have shown, for a positive phase of the SAM, both an increase in vertical tilt of isopycnals inducing a more intense ACC (*Hall et Visbeck*, 2002; *Meredith et Hogg*, 2006; *Yang et al.*, 2008; *Spence et al.*, 2010; *Farneti et al.*, 2010) and a southward shift of the ACC by a few ° (*Spence et al.*, 2010). The MOC is also found to intensify and its structure is found to be strongly affected by poleward intensifying winds thus implying significant changes in water masses properties and their rate of formation (*Oke et England*, 2004; *Sen Gupta et England*, 2006; *Hallberg et Gnanadesikan*, 2006).

Recent observed trends in isopycnal slopes suggest that the transport in the ACC and meridional overturning in the Southern Ocean may be insensitive to decadal changes in wind stress (*Böning et al.*, 2008). Also, some recent studies using high resolution models have shown that transient eddies may play a major role in the dynamical response of the Southern Ocean to the SAM (*Farneti et al.*, 2010). Indeed, transient eddies are thought to counteract the steepening of isopycnal slopes induced by the increase in Ekman transport. In particular, such a compensation is to be expected if the Southern Ocean is in an eddy-saturated state as suggested by *Straub* (1993) and *Hogg et al.* (2008). In an eddy-saturated state, an increase in wind stress does not significantly change the transport of the ACC, but instead enhances the eddy field. *Hogg* (2010) even recently suggested that, in such an eddy-saturated state, the circumpolar transport is independent of wind stress and is rather driven by buoyancy forcing. The response of the MOC to changes in winds was also found to be significantly moderated by eddies (*Hallberg et Gnanadesikan*, 2006; *Farneti et al.*, 2010).

It has thus been proposed that the apparent discrepancy between the results of coarse resolution models and the limited observations, is due to the ability of models to accurately resolve eddies. Resolving eddies (and not only parameterizing their effect) appears to be crucial when studying the response of the Southern Ocean to changes in the SAM. However, modeling studies at fine resolution have largely considered idealized changes in wind patterns and not changes consistent with the pattern of the SAM. Some of the discrepancy between coarse and fine resolution studies simulating the response of the ocean to the SAM may be due to the representation of the SAM forcing itself.

Modeling studies carrying out sensitivity experiments to the SAM forcing tend to fall into two camps : coarse resolution studies with “realistic” changes in the SAM (*Lefebvre et Goose*, 2005, i.e. both intensification and poleward shift of winds) and fine-resolution models with highly idealized changes (*Oke et England*, 2004; *Hallberg et Gnanadesikan*, 2006; *Klinger et Cruz*, 2009, i.e. a homogeneous intensification or a poleward shift in the winds). Recently, *Farneti et al.* (2010) and *Spence et al.* (2010) have attempted to

bridge this gap by running some sensitivity experiments to SAM-like forcing with coarse to eddy-resolving models. However, there remains a need to understand the difference between a homogeneous increase in Southern Hemisphere winds and changes in the winds consistent with the SAM, in eddy-resolving regimes.

In this paper, we thus address the dynamical response of the Southern Ocean to the SAM with a particular focus on (i) how eddies affect this response and (ii) to what extent the spatial representation of the SAM matters in this response. We use simulations of the Southern Ocean at two eddy-permitting resolutions. A series of sensitivity experiments to Southern Hemisphere wind intensity and pattern is carried out. The response of the ACC transport and the MOC to winds intensified homogeneously over the whole Southern Ocean on the one hand, and to intensified-winds regressed onto the observed SAM pattern on the other hand, is investigated.

This paper is structured as follows : the series of sensitivity experiments is presented in Section 2 along with details on the model used. Response of the ACC transport and the MOC to changes in winds is shown in Section 3. Section 4 discusses the response of the MOC in a particular SAM regime. A summary and conclusions are given in Section 5.

2. Methods

2.1. Ocean model

In this study, we use the modeling system NEMO (*Nucleus for European Modeling of the Ocean*, Madec (2008)) which couples the hydrostatic, primitive equation ocean model OPA (Madec et al., 1998) with the Louvain-la-Neuve sea-ice model LIM (Fichefet et Maqueda, 1997). The atmospheric forcing is the DRAKKAR Forcing Set 3 (DFS3) and is built from a combination of ERA-40 (until year 2001) and ECMWF variables (*European Center for Medium-Range Weather Forecasts*, from year 2002 up to year 2004, for air temperature and humidity, 10-m winds) and satellite observations (for precipitations and radiations), as described in Brodeau et al. (2010).

Simulations performed in this study are part of a hierarchy of models developed during the DRAKKAR project (?). Here, we use a regional extraction from the DRAKKAR global grid *ORCA*, including all the ocean south of 30°S and called *PERIANT*². This regional grid can be run in configurations at both horizontal resolution of 0.5° (*PERIANT05*) and 0.25° (*PERIANT025*). There are 46 vertical levels with a grid spacing finer at the surface (6 m) and increasing with depth to 250 m at the bottom. Table 5.1 compares grid types and grid sizes at 60°S from various state-of-the-art model configurations used in similar studies on the Southern Ocean sensitivity to winds. To ensure the ease of comparison between simulations at 0.5° and 0.25° horizontal resolutions, no eddy induced advection parameterization, such as that of *Gent et McWilliams* (1990), is used in the simulations discussed in this paper. The vertical mixing is represented with the TKE (Turbulent Kinetic Energy) scheme with a background vertical mixing coefficient of $10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ (Madec, 2008).

In *PERIANT05* and *PERIANT025* regional configurations, the northern boundary at 30°S is open and forced under radiation conditions (*Trequier et al.*, 2001) with the outputs

²ORCA and PERIANT are names of DRAKKAR grids that are not acronyms. ORCA is the designation of the DRAKKAR global grid, while PERIANT is the designation of the DRAKKAR regional peri-Antarctic grid.

TAB. 5.1 – Comparison of grid types (second column) and grid sizes at 60°S (third column) of various model configurations. The Mercator grid is isotropic, i.e., dy is refined as dx decreases poleward. Note that the grid of the UVic ESCM 0.2°×0.4° model is strongly anisotropic (22 km×44 km). The last column indicates studies on the Southern Ocean sensitivity to winds cited in this paper.

<i>Model</i>	<i>Grid type</i>	<i>dy</i>	<i>Reference</i>
ORCA2-LIM	Mercator	50 km	(<i>Lefebvre et Goose</i> , 2005)
PERIANT05	Mercator	28 km	-
MESO 0.5°	Mercator	28 km	(<i>Hallberg et Gnanadesikan</i> , 2006)
OCCAM 0.25°	lon,lat	27 km	-
UVic ESCM 0.2°×0.4°	lon,lat	22 km	(<i>Spence et al.</i> , 2010)
PERIANT025	Mercator	14 km	-
CM2.4	Mercator	14 km	(<i>Farneti et al.</i> , 2010)
MESO 0.25°	Mercator	14 km	(<i>Hallberg et Gnanadesikan</i> , 2006)

of the corresponding DRAKKAR global simulations ORCA05-G70 and ORCA025-G70, respectively (*Barnier et al.*, 2006; *Biastoch et al.*, 2008). Those global simulations have been proven “realistic” (e.g. *Lombard et al.*, 2009) in particular in the Southern Ocean (*Renner et al.*, 2009; *Treguier et al.*, 2007).

For all simulations, the ocean starts at rest and temperature and salinity are initialised with the NODC³ (Levitus) World Ocean Atlas 1998. The period chosen to run the simulations is 1980-2004, since it is doubtful that atmospheric reanalyses correctly reproduce the interseasonal variability of Southern Ocean winds in the pre-satellite era (Bromwich and Fogt 2004). In the following, analyses are carried out over the period 1995-2004. This corresponds to a spin-up of 15 years allowing the circulation to be well stabilized (see Fig. 5.3).

A typical issue in fine resolution ocean models is their inability to capture the descent of Antarctic Bottom Water (AABW, *Winton et al.*, 1998; *Lee et al.*, 2002). This can result in a slow downward trend in ACC transport and is the case in ORCA05 and ORCA025 global configurations, of which PERIANT05 and PERIANT025 are regional extractions (*Treguier et al.*, 2010). To overcome this issue, many models employ 3D relaxation of water mass properties towards a climatology to ensure the presence of deep waters at the ocean bottom (e.g. *Hallberg et Gnanadesikan*, 2006). A 3D relaxation of AABW towards the NODC (Levitus) World Ocean Atlas 1998 is used in all our simulations. A precise description of the method used is presented in the Appendix.

2.2. Synthetic forcing

For both horizontal resolutions, we have performed simulations designated as follows : REFxxx⁴, which refers to control experiments where the atmospheric reanalysis winds are unperturbed; WINDxxx, which refers to sensitivity experiments where the winds are increased homogeneously; and SAMxxx, which refers to sensitivity experiments where

³National Oceanographic Data Center

⁴Experiments are named by a root name (REF, WIND or SAM) plus a suffix, indicated here by xxx.

winds are perturbed according to the observed pattern of the SAM. We now describe how the synthetic forcing for the WIND and SAM experiments is constructed.

The ocean model forcing depends, to a large degree, on the wind velocity at 10 m in the atmosphere, $\mathbf{U}(x, y, t)$. In the REFxxx experiments, this 10 m wind velocity is simply that of the atmospheric reanalysis ($\mathbf{U}_{ar}(x, y, t)$). In the WINDxxx experiments, the magnitude of \mathbf{U} is permanently and homogeneously increased over the domain. In the SAMxxx experiments, a pattern $\mathbf{P}_{U_{ar}}$ which describes the spatial wind anomaly pattern of the SAM is permanently added. Hence the general formula for \mathbf{U} may be written :

$$\mathbf{U}(x, y, t) = \alpha \mathbf{U}_{ar}(x, y, t) + \beta \mathbf{P}_{U_{ar}}(x, y). \quad (5.1)$$

In equation (5.1), α and β are constants. Following *Lefebvre et Goose* (2005), $\mathbf{P}_{U_{ar}}$ is the regression pattern of \mathbf{U}_{ar} onto the SAM index, I_{SAM} , such that :

$$(\mathbf{U}_{ar}(x, y, t) - I_{SAM}(t) \cdot \mathbf{P}(x, y))^t (\mathbf{U}_{ar}(x, y, t) - I_{SAM}(t) \cdot \mathbf{P}(x, y)) \quad (5.2)$$

is minimized over the period 1980-2001 and over the model domain (South of 30°S). The index I_{SAM} is the 1980-2001 monthly SAM index built from NCEP products⁵.

Fig. 5.1.a shows the zonal component of the regression pattern, $\mathbf{P}_{U_{ar}}$, onto the SAM index. The pattern holds a very zonal structure with positive coefficients in the southern regions where the ACC stands (around 60°S) and negative coefficients on the north side of the Southern Ocean. This pattern indeed corresponds to a poleward intensification of zonal winds over the circumpolar ocean and a weakening of zonal winds farther north, for a positive phase of the SAM, as described by many authors (e.g. *Hall et Visbeck*, 2002; *Sen Gupta et England*, 2006).

The WINDxxx experiments correspond to the strategy of forcing used by *Hallberg et Gnanadesikan* (2006), except that the wind velocity is modified instead of the wind stress. The use of bulk formulation as ocean surface boundary condition in our model implies that the wind velocity enters in the calculation of wind stress, transfer coefficient for momentum, evaporation and sensible and latent heat. This leads to the fact that i) while we only modify the mechanical part of the forcing (wind velocities), the thermodynamic part of the forcing is also partly affected via surface fluxes and ii) although we do not use a coupled ocean-atmosphere model, bulk formulation allows a feedback from the ocean to the atmosphere via surface fluxes. The SAMxxx experiments correspond to the strategy of forcing used by *Lefebvre et Goose* (2005). However, *Lefebvre et Goose* (2005) built a series of synthetic forcings where wind stress and air temperature were perturbed separately. We leave the air temperature unperturbed in all experiments.

Based on the above method, a series of experiments are performed whose characteristics are summarized in Table 5.2. For each type of experiment (ie WINDxxx and SAMxxx), three simulations with increasing intensity in wind anomaly are run at 0.5° resolution. Only the simulations with the strongest wind anomaly of each type of sensitivity experiment are run at 0.25° resolution, for computational cost reasons. The linearity of the Southern Ocean response to changes in wind is only studied for the 0.5° simulation set.

Fig. 5.1.b shows the 1995-2004 zonal profiles of wind stress for the series of 0.5° experiments. WINDxxx simulations have maxima at the same latitude as the control simulation, whereas the SAMxxx simulations maxima are shifted poleward by roughly 3°, in agreement with observations and models (*Visbeck*, 2009; *Chen et al.*, 2007; *Fyfe et Saenko*,

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

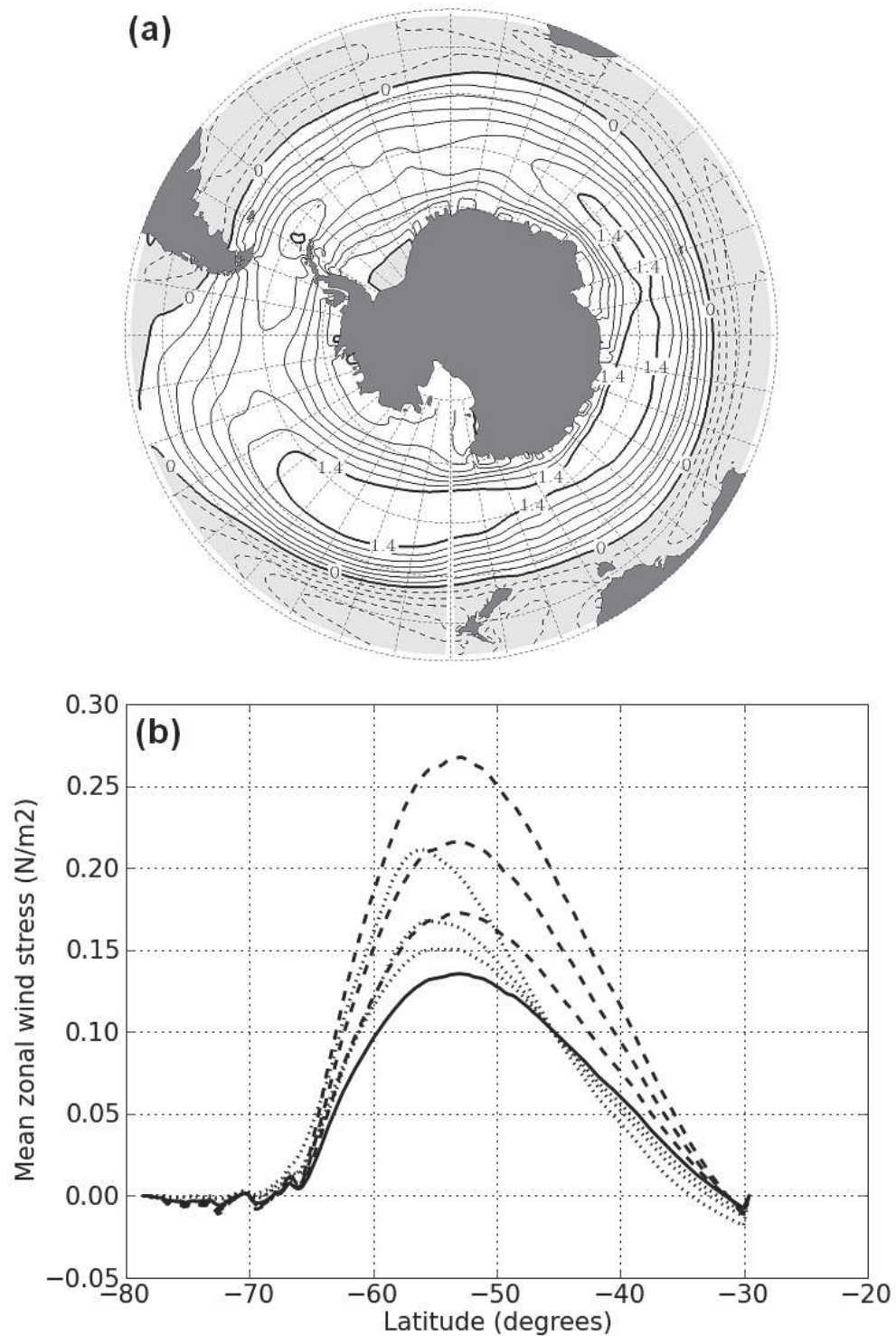


FIG. 5.1 – (a) Regression pattern ($m s^{-1} std^{-1}(SAM)$) of 1980-2001 monthly averaged ERA-40 zonal winds onto the 1980-2001 monthly SAM index. Contours range from -1.4 to 1.4 with an interval of 0.2. Continuous contours correspond to positive values and dashed contours to negative values. The SAM index comes from NCEP products. (b) 1995-2004 mean zonal wind stress ($N m^{-2}$) for the 0.5° series of experiments: REF05 simulation (solid line), WIND05+, WIND05++ and WIND05+++ simulations (dashed lines) and SAM05+, SAM05++ and SAM05+++ simulations (dotted lines).

TAB. 5.2 – (columns 2-4) Main characteristics of experiments : horizontal resolution used and corresponding parameters of the synthetic forcing applied. α and β are the constants defined in the equation(5.1) and $1 \text{ std}(SAM) = 0.993$. (columns 5-7) ACC mean position computed from the Polar Front (PF) and the Subantarctic Front (SAF) mean positions (the reader is referred to Section 3.1.1 for details on computation of front mean positions). An estimation of the shift of the ACC (in $^{\circ}$) under perturbed winds is computed from the difference between the ACC mean position of control experiments and of perturbed experiments. An estimation of the width of the ACC (in $^{\circ}$) is computed from the distance between the PF and the SAF mean positions.

<i>Simulation</i>	<i>Resolution</i>	α	β [<i>std(SAM)</i>]	<i>ACC</i>	<i>Shift</i>	<i>Width</i>
REF05	0.5 $^{\circ}$	1	0	51.1 $^{\circ}$ S	-	7.1 $^{\circ}$
WIND05+	-	1.1	0	50.1 $^{\circ}$ S	1.0 $^{\circ}$ N	5.3 $^{\circ}$
WIND05++	-	1.2	0	49.7 $^{\circ}$ S	1.4 $^{\circ}$ N	4.8 $^{\circ}$
WIND05+++	-	1.3	0	49.4 $^{\circ}$ S	1.7 $^{\circ}$ N	4.3 $^{\circ}$
SAM05+	-	1	0.5	51.3 $^{\circ}$ S	0.2 $^{\circ}$ S	6.6 $^{\circ}$
SAM05++	-	1	1	50.7 $^{\circ}$ S	0.4 $^{\circ}$ N	5.2 $^{\circ}$
SAM05+++	-	1	2	50.9 $^{\circ}$ S	0.2 $^{\circ}$ N	4.9 $^{\circ}$
REF025	0.25 $^{\circ}$	1	0	50.3 $^{\circ}$ S	-	5.7 $^{\circ}$
WIND025+++	-	1.3	0	49.2 $^{\circ}$ S	1.1 $^{\circ}$ N	4.1 $^{\circ}$
SAM025+++	-	1	2	50.6 $^{\circ}$ S	0.3 $^{\circ}$ S	5.3 $^{\circ}$

2006), thus simulating the poleward shift of zonal winds during positive phases of the SAM. In the WINDxxx simulations, the wind velocity is increased by either 10%, 20% or 30% so that the mean zonal wind stress is doubled⁶ in the WIND05+++ simulation. In the SAMxxx simulations, the mean zonal wind stress increase is lower and reaches a maximum of 1.5 of the REF05 simulation value.

2.3 Consistency of model simulations

The spatial patterns from 1992-2002 averaged Eddy Kinetic Energy (EKE) in the REF05 and REF025 simulations are compared to the observations in Fig.5.2. Observational estimates of EKE come from TOPEX/Poseidon 1992-2002 data set. In the simulations, the most energetic regions are found in the latitude band corresponding to the ACC as well as in the Agulhas Retroflection, the Brazil-Malvinas confluence and the East Australian Current. Whatever the resolution of simulations, regional patterns are generally in very good agreement between model and observations. Zonally integrated near-surface EKE averaged between 35 $^{\circ}$ and 65 $^{\circ}$ S for the period 1992-2002 is 27 cm^2s^{-2} for REF05 and 69 cm^2s^{-2} for REF025, corresponding to roughly one-fourth and two-thirds of observed values, respectively. Therefore, REF05 and REF025 underestimate the EKE, although the EKE representation is notably improved when increasing resolution.

Fig. 5.3 shows the time series of the annual mass transport at Drake Passage in REF05 and REF025 regional simulations, and in their corresponding global simulations. Regional

⁶Wind stress is a quadratic function of the wind velocity

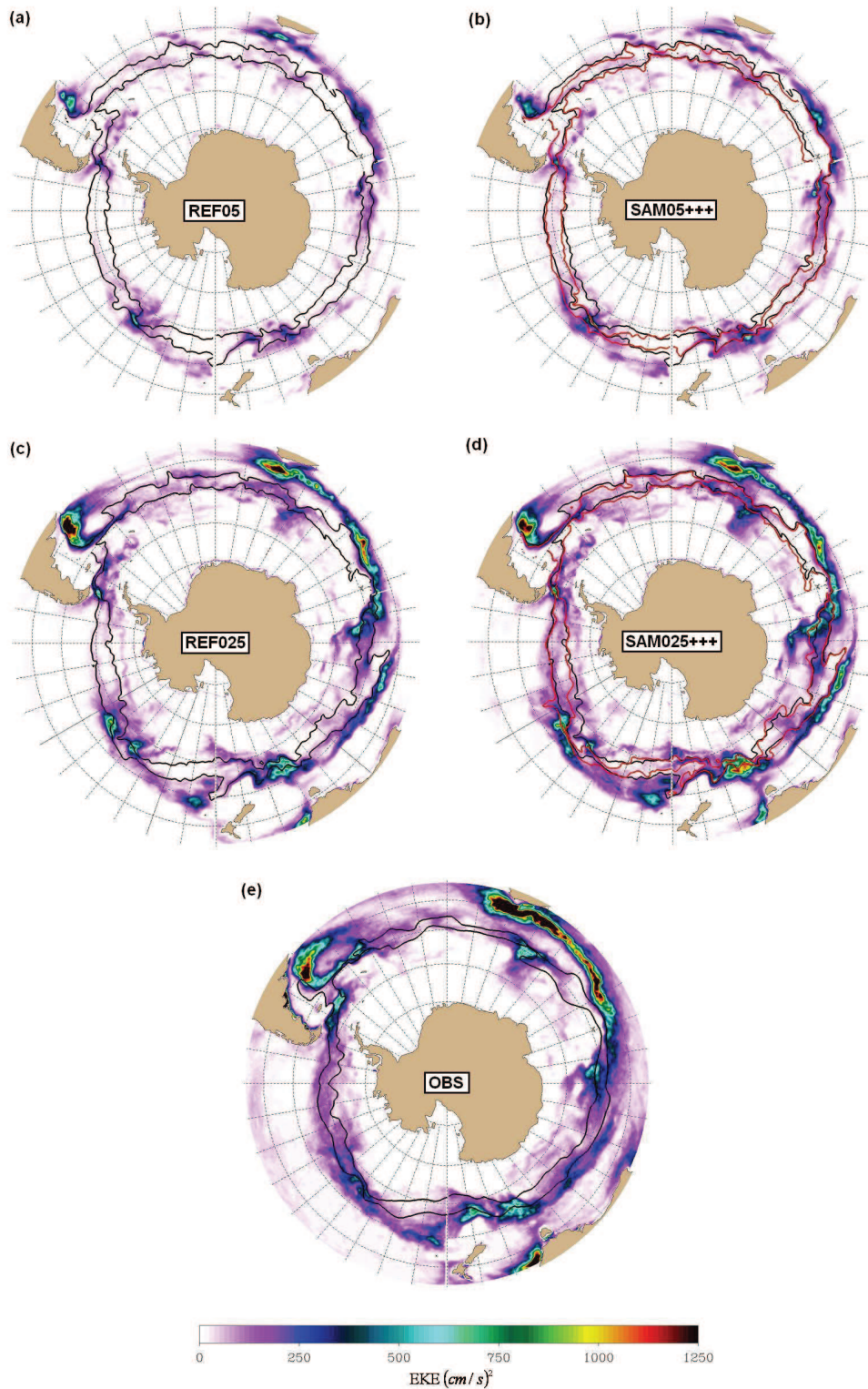


FIG. 5.2 – 1992-2002 mean EKE in $(\text{cm/s})^2$ (a-d) at 10 m depth the simulations and (e) from TOPEX-POSEIDON satellite data. Satellite data have been regridded to 0.25° resolution for comparison. Mean PF and SAF positions (a-d) for 1995-2004 computed in simulations following Sallée et al. (2008) and (e) from Orsi et al. (1995). (b,d) : Black contours correspond to front locations in REF05 (resp. REF025) and red contours to front locations in SAM05+++ (resp. SAM025+++).

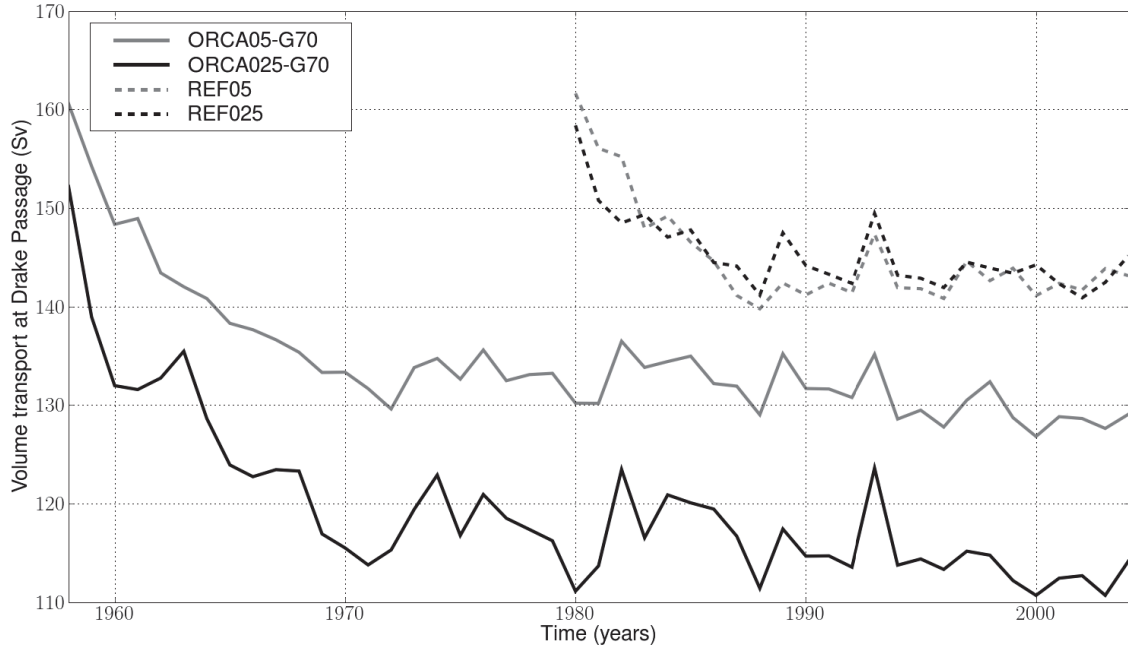


FIG. 5.3 – Time series of annual mass transport at Drake Passage (in Sv) for the DRAKKAR global simulation at 0.5° (grey solid line), the DRAKKAR global simulation at 0.25° (black solid line), the regional reference simulation at 0.5° (dash grey line) and the regional reference simulation at 0.25° (black dashed line).

simulations are run from 1980 to 2004 period while global simulations are run from 1958 to 2004. The regional simulations show a spin-up of 8 years and no more trend appears afterwards while the global simulations show a spin-up of roughly 15 years and keep a slow downward trend afterwards. This is due to the 3D relaxation of AABW (see Appendix) which was applied to regional simulations only. The 3D relaxation maintains the deep meridional gradient of density in the Southern Ocean thus stabilising the ACC transport. As a consequence, the transport is more intense in regional simulations than in global simulations by at least 10 Sv ($\text{Sv} = 10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$). In REF05 and REF025, the averaged transport at Drake Passage over the final ten years (period 1995-2004) is 142.6 Sv and 143.2 Sv, respectively. These are typical values for transport through Drake Passage, observations giving values ranging from 110 Sv to 150 Sv (Whitworth, 1983; Whitworth et Peterson, 1985; Cunningham et al., 2003). Moreover, it is worth noting that transports at Drake Passage differ by only a few Sv between REF05 and REF025. Previous studies show ACC transports that differ by tens of Sv depending on model resolution (e.g. Hallberg et Gnanadesikan, 2006; Farneti et al., 2010).

Fig. 5.4 shows the mean 1995-2004 salinity along the 115°E section of the Southern Ocean in the REF05 and REF025 simulations. Salty and weakly stratified waters are found at around 42°S at the subsurface corresponding to the Subantarctic Mode waters (SAMW). The low salinity layer (34.2-34.4 psu) which appears at intermediate depth is typical of Antarctic Intermediate waters (AAIW) and can be traced back from the surface. A salty tongue (more than 34.7 psu) is found at around 2000 m depth and corresponds to Circumpolar Deep Water (CDW) which flows southward and upwells near the Polar

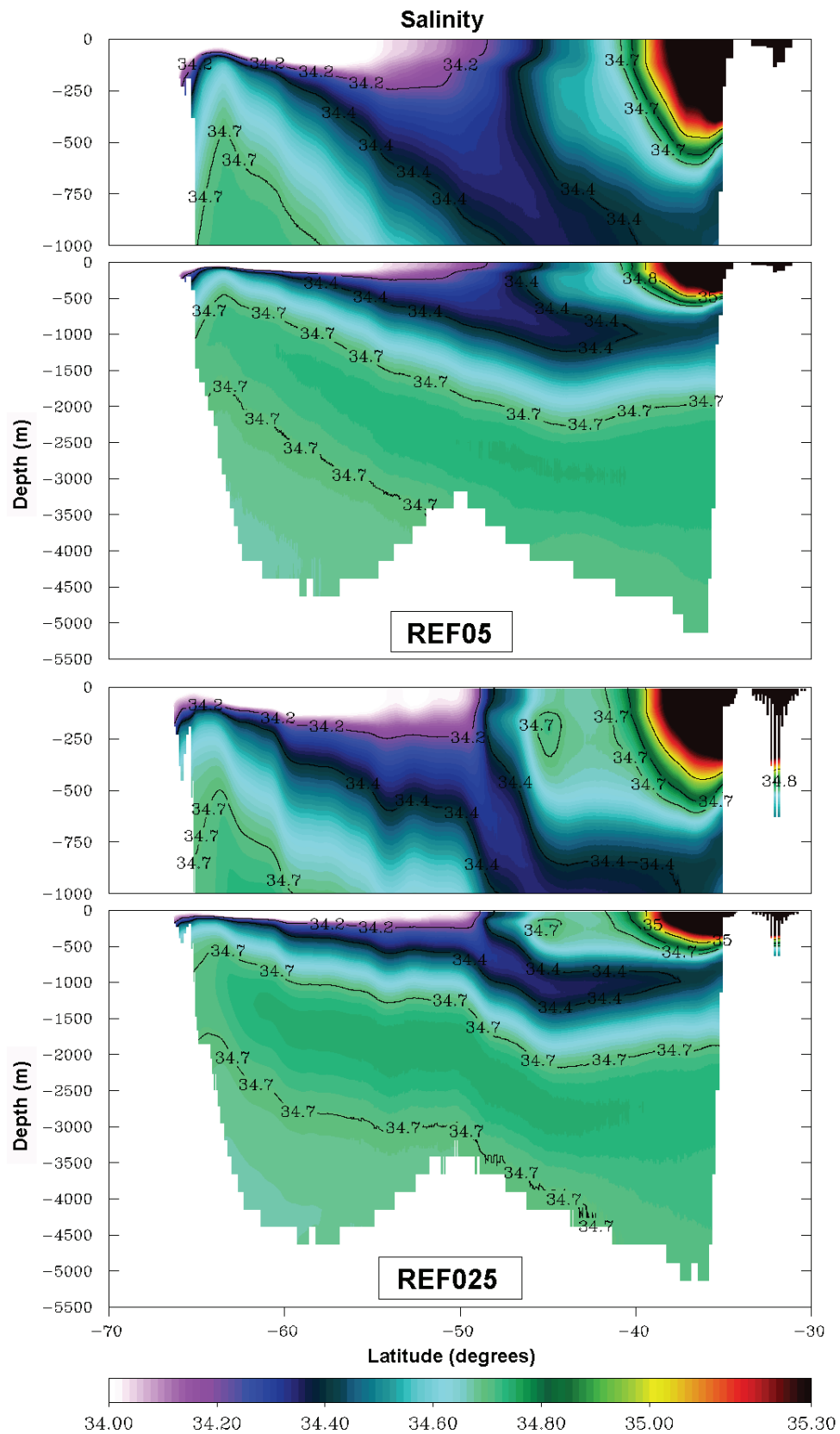


FIG. 5.4 – Mean salinity (1995-2004) along the 115°E cross-section in the REF05 simulation (top panel) and the REF025 simulation (bottom panel) with a zoom on the upper 1000 m. Solid black contours indicate some surface referenced isopycnals. The colorbar indicates salinity in psu units.

Front. REF05 and REF025 simulations show very few differences : fronts are more localized in REF025 ; SAMW appears more northward in REF05 and are less salty than in REF025 ; AAIW downwells deeper and more southward in REF05 than in REF025. Simulated structures and values of salinity are generally in good agreement with the hydrography observed in this region (section I9 of the Southern Ocean WOCE hydrographic Atlas, *Orsi et Whitworth* (2004)), although AAIW and SAMW are slightly denser in the model.

Further validation, with respect to PERIANT05, is carried out in a companion paper (*Zika et al.*, en révision). For detailed validation of the global simulations ORCA05 and ORCA025, of which PERIANT05 and PERIANT025 are regional extractions, the reader is referred to *Barnier et al.* (2006) and *Biastoch et al.* (2008).

3. Southern Ocean dynamical response to changes in wind pattern and intensity

In what follows we present results from the series of experiments described in Section 2.2.

3.1. Response of the ACC transport

3.1.1. Shift of the ACC mean position

The Polar Front (PF) and Subantarctic Front (SAF) are the two main fronts which compose the ACC, since they can carry up to 75% of the total ACC transport south of Australia (*Rintoul et Sokolov*, 2001). Monitoring the position of those fronts is then a good indicator of the ACC position. Here, we calculate the PF and SAF positions using a comparable method to that of *Sallée et al.* (2008), computing the surface dynamic height anomaly referenced to 1500 m. Following *Sallée et al.* (2008), the PF is defined by the 0.95 m contour and the SAF by the 1.20 m contour. Fig. 5.2 shows the mean PF and SAF positions for the period 1995-2004 for REF05 and SAM05+++ experiments and their corresponding experiments at 0.25°. Front positions as given by *Orsi et al.* (1995) are also shown. In REF05 and REF025, the PF and SAF mean positions as well as their meanders are in good agreement with the frontal descriptions proposed by *Orsi et al.* (1995). A closer look at the differences between the REF05 and REF025 experiments shows that, in the REF025 experiment, the ACC is much more spatially variable, making larger meanders and being in many places either narrower (at Drake Passage, Kerguelen Plateau) or wider (southeast Indian ocean, south Australia and southeast Pacific) than in the REF05 experiment (see also Table 5.2). This is mostly due to both the more energetic mesoscale activity and a more precise resolution of the bathymetry in the REF025 experiment.

During positive phases of the SAM, it is found that fronts tend to shift poleward in the Atlantic and Indian basins and equatorward in the Pacific basin (Fig. 5.2). The response of the ACC mean position to positive SAM events is thus not zonally constant, due to the pattern of SAM-driven wind anomalies. In addition, it can be noted that the frontal variability induced by SAM positive events is stronger in SAM025+++ experiment than in SAM05+++ experiment. However, in many regions, which correspond to major topographic features such as South-Atlantic mid-ocean ridge or Kerguelen Plateau, fronts show no spatial variability. WIND05+++ and WIND025+++ experiments show similar results,

exhibiting large equatorward meanders downstream of the major topographic features and showing generally a stronger response than in the SAMxxx experiments (not shown).

Table 5.2 gives the ACC mean position over 1995-2004 computed from the averaging of PF and SAF mean positions over the same period. Increasing winds entails a narrowing of the ACC meaning a strengthening of the current. At a horizontal resolution of 0.5° , SAM positive events seem to induce a shift of the ACC mean position of less than 0.5° , either poleward or equatorward. Considering the resolution, this shift cannot be considered significant and would rather be attributed to the turbulent nature of the ACC. Results from SAM025+++ though suggest a significant poleward shift of the ACC mean position of 0.3° . However, considering the turbulent nature of the ACC, to state whether this poleward shift is systematic would require running several simulations at a horizontal resolution of 0.25° and under the same conditions. Besides, WINDxxx experiments all show a significant equatorward shift of the ACC mean position of more than 1° .

Hence, the response of the ACC mean position to SAM positive events is rather weak, despite the large increase in wind intensity and the shift of zonal winds by few $^\circ$ applied in our experiments. Moreover, it can also be noted that shifts of the ACC mean position found in our experiments are weaker than the poleward shifts of $1.0 \pm 0.9^\circ$ found by *Fyfe et Saenko* (2006) and of 3.5° found by *Spence et al.* (2010). Our results show that the bathymetry is by far the main driver in setting the ACC pathway. However, downstream of major topographic features, fronts are much more sensitive to atmospheric forcing and become more spatially variable (*Sallée et al.*, 2008). In those regions, SAM-driven wind anomaly patterns induce meridional shifts of fronts.

3.1.2. Acceleration of the ACC

Figure 5.5.a shows the time-averaged mass transport at Drake Passage over the last ten years of simulation (1995-2004) for each experiment as a function of the average zonal wind stress across the whole domain. The set of experiments shows a large range of responses of the ACC transport to winds. However, the strongest response is only a 12% increase in the ACC transport as shown in the SAM05+++ experiment.

Comparing ACC transport in the SAM05 and WIND05 experiments leads to two comments. Firstly, we can note linear relationships between the mean zonal wind stress and the mean ACC transport in the WIND05 and the SAM05 experiments, with a square linear correlation coefficient of more than 0.98 and of 0.93, respectively. This implies, as many studies have shown (e.g. *Marshall et Radko*, 2003), that larger zonal wind stress leads to a larger ACC transport. Secondly, if we consider the respective slopes of those quasi-linear relationships, we can remark that the slope of the SAM05 series of experiments is far steeper than the one of the WIND05 series of experiments. This implies that SAM-driven wind anomalies are far more efficient in accelerating the ACC than homogeneous wind anomalies. That is the poleward shift in the wind stress associated with the SAM acts to accelerate the ACC. The mechanism by which a poleward shift in the wind stress accelerates the ACC in run experiments is investigated in *Zika et al.* (en révision), who find that positive wind curl anomalies between Cape Horn and South Georgia Island, where the ACC flows equatorward over shallow topography, can cause positive anomalies in the total ACC transport. The poleward shift in the wind stress in the SAMxxx experiments causes a positive wind curl anomaly near Cape Horn (by shifting the wind stress maximum to the South), while the wind stress in the WINDxxx experiments causes a negative wind

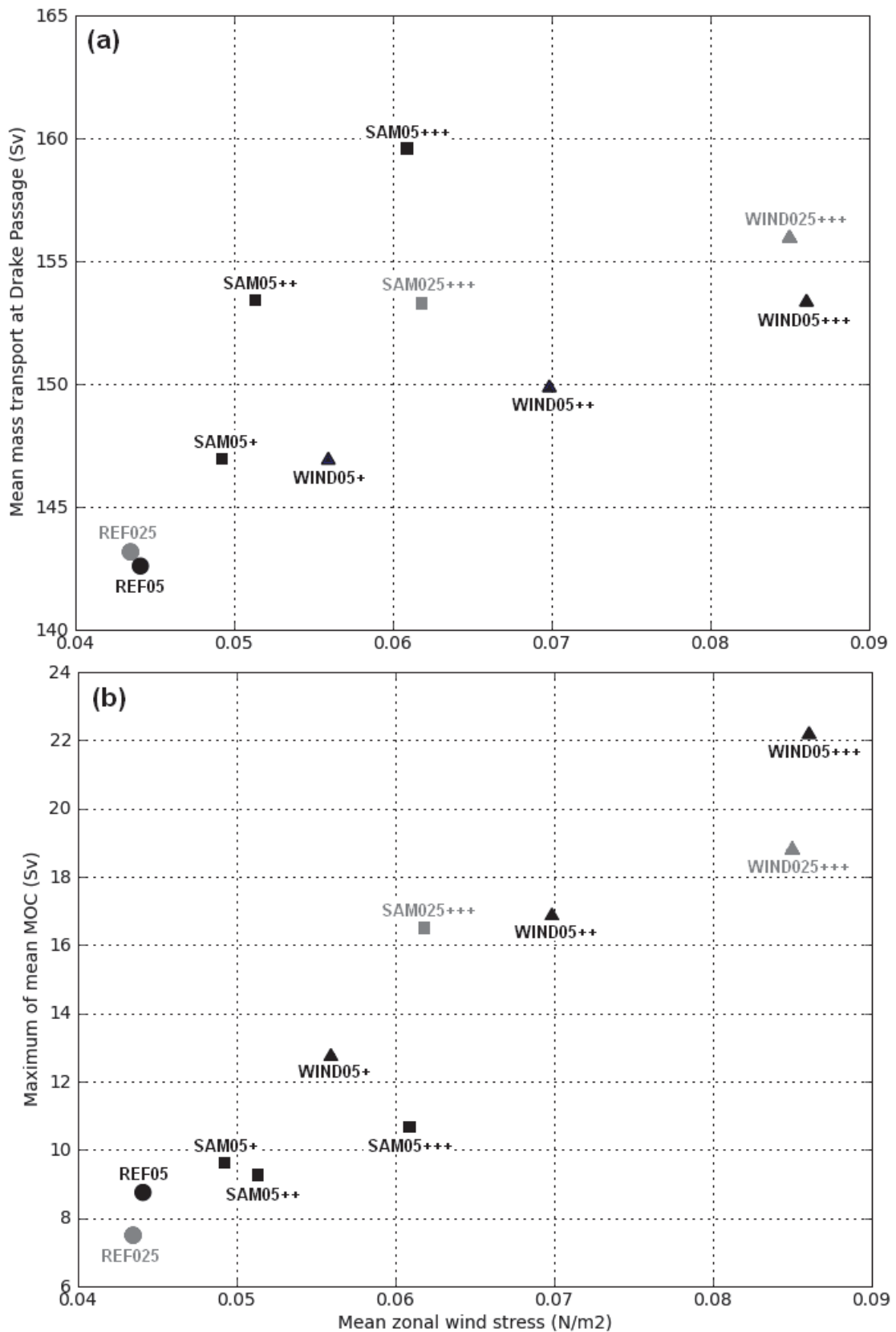


FIG. 5.5 – (a) 1995-2004 mean mass transport at Drake Passage (in Sv) and (b) maximum of the 1995-2004 subpolar cell between 40°S and 55°S (in Sv) plotted against 1995-2004 mean zonal wind stress in $N\ m^{-2}$, for REFxxx simulations (circles), WINDxxx simulations (triangles) and SAMxxx simulations (squares). 0.5° simulations are in black and 0.25° simulations are in grey.

curl anomaly (by increasing the wind stress maximum positioned to the North). In any case, our experiments demonstrate that the spatial pattern, and not only the magnitude, of the wind stress, can play a major role in changing the ACC transport.

Comparing SAM05+++ to SAM025+++ , we see that at finer resolution resolving eddies attenuates the response of the ACC to poleward intensified winds by 5%. This result, held in isolation, is in good agreement with many other modeling studies which have suggested that the response of the ACC to increased wind forcing might be reduced as resolution is increased (*Hallberg et Gnanadesikan, 2006; Spence et al., 2010; Farneti et al., 2010*). This is by no means a general finding. Comparing WIND05+++ to WIND025+++ , we see that with finer resolution the ACC transport is increased. This is in disagreement with the findings of *Hallberg et Gnanadesikan (2006)* and casts doubt on the idea that at finer and finer resolution the simulations of the ACC will necessarily converge towards an eddy saturated regime (*Hogg et al., 2008*).

3.2. Response of the meridional overturning circulation

It is appropriate to consider the MOC in potential density, rather than in depth space. Following *Döös et Webb (1994)*, the total meridional overturning streamfunction, Ψ_{tot} can be expressed as :

$$\Psi_{tot}(y, \sigma_2) = \oint \overline{\int_{-H}^{\tilde{z}(x,y,\sigma_2)} v d\tilde{z}'} dx \quad (5.3)$$

where σ_2 is the 2000m depth referenced potential density, H the spatially varying ocean depth, and \tilde{z} the depth of the isopycnal σ_2 . The overbar denotes a temporal average at constant depth. That is, for some variable ξ over some period τ , $\bar{\xi} = \int_0^\tau \xi dt / \tau$. Then, the transient eddy-induced circulation Ψ^* , i.e. that due to deviations from the temporal mean, is defined following *Treguier et al. (2007)* as :

$$\begin{cases} \bar{\Psi}(y, \sigma_2) = \oint \overline{\int_{-H}^{\tilde{z}(x,y,\sigma_2)} \bar{v} d\bar{z}'} dx, \\ \Psi^* = \Psi_{tot} - \bar{\Psi} \end{cases} \quad (5.4)$$

where $\bar{\Psi}$ is the mean Eulerian circulation computed from the time-mean velocity and the time-mean potential density field.

Fig.5.6 shows the total meridional overturning computed from 5-day-averaged outputs from the simulations, and its Eulerian and transient-eddy contributions for each experiment during the 1995-2004 period. Considering the total meridional overturning (Fig.5.6, left panels), the strong uppermost blue cell extending from the north of the domain to roughly 40°S corresponds to the wind-driven *subtropical cell*. The subtropical cell brings light waters to the south which, while becoming colder, transform into SAMW. The red cell which extends until 57°S corresponds to the *subpolar cell* where North Atlantic Deep Waters (NADW) coming from the north, are brought to the surface at 57°S by Ekman pumping, transform into AAIW by surface fluxes and flow back to the north. Below this, the blue cell corresponds to the *deep cell* where Circumpolar Deep Waters (CDW) upwell farther south, transform into AABW by a fresh water input and downwell back to the north along continental slopes. Finally, the upper blue cell which extends from 45°S to 65°S is the expression of waters getting colder, and hence denser, as they go southward while flowing along the ACC. This is not seen if the MOC is computed along streamlines rather than latitude lines (*Treguier et al., 2007*). This upper cell does, however, constitute

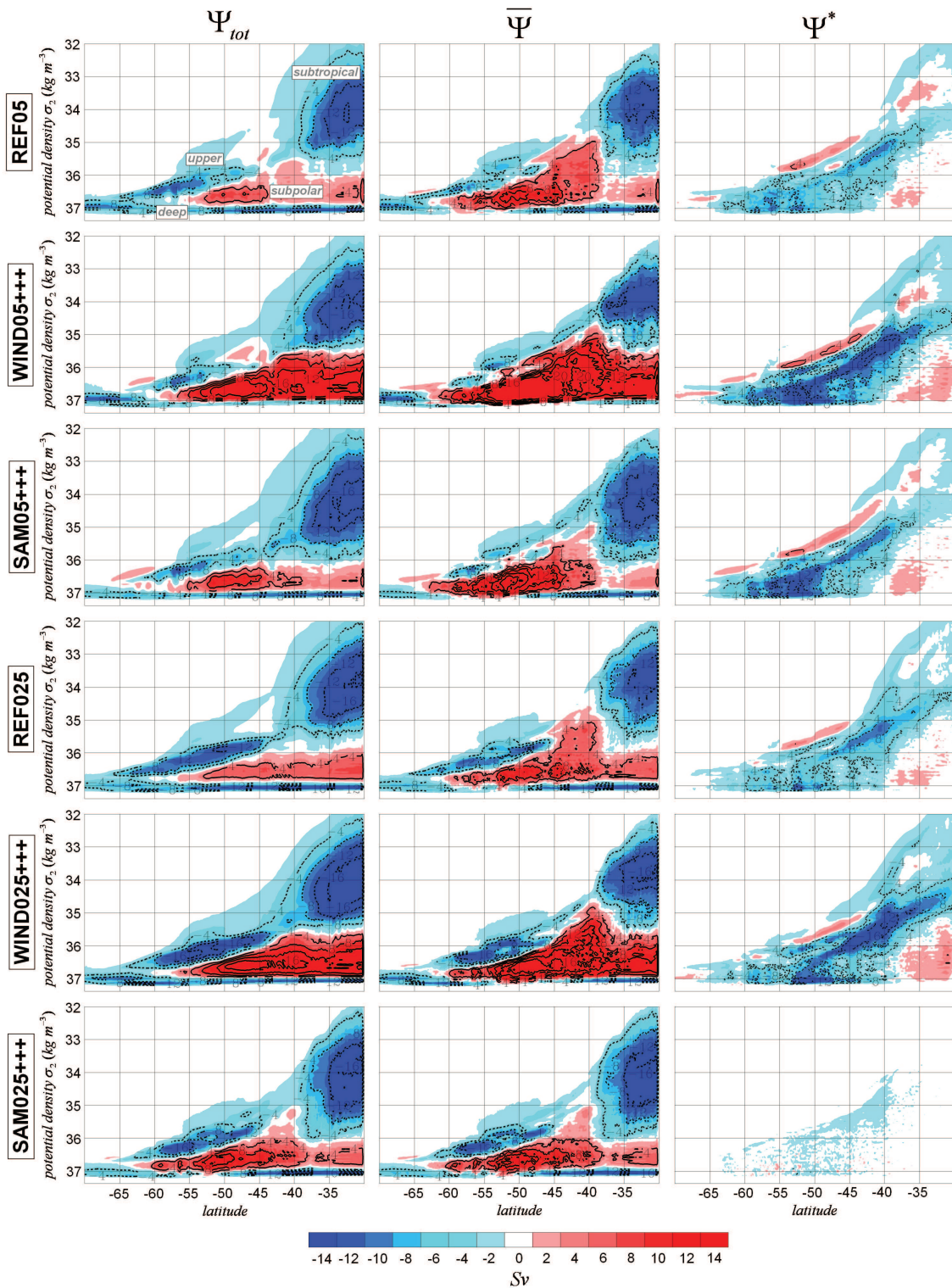


FIG. 5.6 – MOC (in Sv) in σ_2 potential density coordinates : (left) the total circulation Ψ_{tot} , (middle) the Eulerian-mean circulation $\bar{\Psi}$ and (right) the transient eddy-induced circulation Ψ^* for (from top to bottom) REF05, WIND05+++ , SAM05+++ , REF025, WIND025+++ and SAM025+++ experiments. Red cells correspond to clock-wise flows and blue cells to counter-clockwise flows. (Top left panel, in grey) Names of the four different cells as described in Section 3.2.

a genuine overturning in density space. The Eulerian overturning (Fig.5.6, middle panels) shows the same general structure as the total overturning. This Eulerian overturning is partly compensated by the transient-eddy overturning (Fig.5.6, right panels) as described by equation (6.6).

The subtropical, subpolar and deep cells of the total overturning are rather similar in REF05 and REF025 experiments, each cell roughly transporting up to ~ 15 Sv, ~ 8 Sv and ~ 10 Sv, respectively. While intensities of both subtropical and subpolar cells of the Eulerian overturning are very similar in REF05 and REF025 experiments, the upper cell linked to the ACC pathway shows a weak intensification of up to ~ -5 Sv in REF025. So does the transient-eddy cell. Such a response is expected, since higher resolution leads to better-resolved turbulence and bathymetry.

3.2.1. Modification of the MOC density structure

Fig. 5.6 shows a net poleward shift of the southernmost extent of the subpolar cell in the total overturning by roughly 4° in the SAM025+++ experiment. It is comparable - even if larger - to what *Farneti et al.* (2010) found in their CM2.4 model. We can note, moreover, that such a shift is not observed in the SAM05+++ experiment. This result is related to the significant, albeit weak, poleward shift found in the ACC mean position in the SAM025+++ experiment only (see Section 3.1.1). Concomitantly, the subpolar cell is found to transform deep waters into comparatively (i) denser waters in the SAMxxx experiments than in the REFxxx experiments (from ~ 35.7 kg m $^{-3}$ to ~ 35.9 kg m $^{-3}$) and (ii) far lighter waters in the WINDxxx experiments than in the REFxxx experiments (from ~ 35.7 kg m $^{-3}$ to ~ 35.4 kg m $^{-3}$). This result is consistent with what *Hallberg et Gnanadesikan* (2006) found in their study. The subtropical cell transforms comparatively denser waters in the SAMxxx experiments than in the REFxxx and WINDxxx experiments (from ~ 35.2 kg m $^{-3}$ to ~ 35.8 kg m $^{-3}$). This result is also observed by *Oke et England* (2004) who diagnose a cooling of SAMW consequent to a poleward shift of zonal winds.

Indeed, an anomalous intensification of zonal winds over the ACC latitudes leads to a change in wind curl and as a consequence a change in the location of the Ekman divergence. The deep waters coming from the north are thus expected to upwell more poleward where, while interacting with a colder atmosphere, they give up more heat and transform into comparatively denser water masses. However, when the wind is homogeneously increased over the Southern Ocean, as occurs in the WINDxxx experiments, ACC fronts shift equatorward, so that intermediate waters downwell more equatorward along comparatively lighter isopycnal surfaces.

Therefore, SAM positive events can indeed imply significant changes in water masses properties which in turn, will impact their rate of formation (*Oke et England*, 2004; *Sen Gupta et England*, 2006; *Hallberg et Gnanadesikan*, 2006). Those results also point out that the MOC density structure responds in a very different way to homogeneous wind anomalies than to SAM-induced wind anomalies.

3.2.2. Intensification of the subpolar MOC

The evolution of the Southern Ocean carbon sink has been shown to be mainly driven by SAM-induced intensification of the MOC, resulting in higher levels of DIC concentration at the surface (*Lenton et Matear*, 2007; *Lovenduski et al.*, 2007, 2008). The upwelling of DIC-rich water masses is part of the circulation described by the subpolar cell. In what

follows, we thus focus on the response of the subpolar cell to wind anomalies.

To this, an estimation of the subpolar MOC intensity is computed by calculating the maximum of Ψ_{tot} in the subpolar overturning between 40°S and 55°S. Figure 5.5.b shows this estimation over the last ten years of simulation (1995-2004) for each experiment as a function of the mean zonal wind stress over the model domain. The set of experiments shows a large range of responses of the subpolar MOC to winds, the strongest response being a 153% increase in the subpolar MOC in the WIND05+++ experiment. In fact, the subpolar MOC seems to be much more sensitive to changes in winds in our model than in other modeling studies (*Hallberg et Gnanadesikan, 2006; Farneti et al., 2010*).

Comparing the response of the subpolar MOC intensity in the SAM05 and WIND05 experiments leads to two comments. Firstly, we can note a linear relationships between the mean zonal wind stress and the mean subpolar MOC intensity, with a square linear correlation coefficient of more than 0.99 and of 0.91, respectively. This tends to show, as already discussed in many previous studies (*Gnanadesikan et Hallberg, 2000; Karsten et al., 2002*), that the wind sets the MOC intensity at first order. Secondly, if we consider the respective slopes of those quasi-linear relationships, we can remark that the slope of the WIND05 series of experiments is slightly steeper than the one of the SAM05 series of experiments. This implies that homogeneous wind anomalies are more efficient in intensifying the subpolar MOC than SAM-driven wind anomalies. Indeed, in the WINDxxx experiments, the wind stress is increased over a greater range of latitudes. This implies that the Ekman pumping anomaly to the north and south of the ACC are spread out over a greater number of latitudes in the WIND05 experiments, perhaps leading to a more robust change in the subpolar MOC.

Fig. 5.5.b also shows that better resolving eddies attenuates the response of the subpolar MOC to a homogeneous wind anomaly but enhances the subpolar MOC response to a SAM-induced wind anomaly. However, as mesoscale activity is better resolved, the response of the subpolar MOC to increased wind stress is expected to be attenuated. This is in particular reported by *Hallberg et Gnanadesikan (2006)* and *Farneti et al. (2010)*, who argue that such an attenuation should be caused by transient eddy fluxes better compensating for the increased Ekman transport in the MOC. In fact, in the SAM025+++ experiment, the role of transient eddies in the meridional overturning reduces and becomes almost non-existent (bottom right panel of Fig.5.6). This result suggests that a process other than meridional transient eddy fluxes contributes to meridional fluxes and act in compensating for the large increase in zonal Ekman transport. This is discussed in the following section.

4. Discussion

As introduced in equation (6.6), the total circulation Ψ_{tot} can be decomposed into a mean Eulerian circulation $\bar{\Psi}$ and a transient eddy-induced circulation Ψ^* . $\bar{\Psi}$ accounts for the temporal mean flow and thus holds the contribution of the zonally averaged flow, that is mainly the Ekman transport, and the meridional excursions from the zonal mean, that is the standing eddies (*Ivchenko et al., 1996*). In the same way that the temporal mean and transient eddy (perturbation) components of the MOC can be separated, as can the

zonally averaged and standing eddy components such that :

$$\begin{cases} \overline{\Psi} = \langle \overline{\Psi} \rangle + \overline{\Psi_{SE}} \\ \langle \overline{\Psi} \rangle (y, \sigma_2) = \oint \int_{-H}^{\langle \overline{z}(y, \sigma_2) \rangle} \langle \overline{v} \rangle d \langle \overline{z}' \rangle dx, \end{cases} \quad (5.5)$$

where the angular brackets denote a zonal average at constant depth. That is, for some function ξ and latitude circle of length L , $\langle \xi \rangle = \oint \xi dx / L$. The streamfunction $\langle \overline{\Psi} \rangle$ is effectively the Eulerian mean MOC zonally averaged at constant depth and projected onto the zonally averaged density. At latitudes of Drake Passage, $\langle \overline{\Psi} \rangle$ largely corresponds to a northward Ekman transport on shallow layers and a southward geostrophic transport on layers whose mean depth is below the Drake Passage. The streamfunction $\overline{\Psi_{SE}}$ accounts for the standing eddy overturning circulation. Thus, the total circulation can be defined in terms of three main contributions, as follows :

$$\Psi_{tot} = \langle \overline{\Psi} \rangle + \overline{\Psi_{SE}} + \Psi^* \quad (5.6)$$

Fig. 5.7 shows the Eulerian mean circulation zonally averaged $\langle \overline{\Psi} \rangle$ and the standing eddy-driven circulation $\overline{\Psi_{SE}}$ for SAM05+++ and SAM025+++ experiments during the 1995-2004 period. This figure shows in both experiments that $\langle \overline{\Psi} \rangle$ is partly compensated by $\overline{\Psi_{SE}}$. At higher resolution, it is found that the standing eddy-driven circulation is reinforced. As in Section 3.2.2, we define an index of the MOC intensity for $\langle \overline{\Psi} \rangle$ (resp. $\overline{\Psi_{SE}}$) based on the maximum of $\langle \overline{\Psi} \rangle$ (resp. $\overline{\Psi_{SE}}$) in the overturning between 40°S and 55°S. Using those indexes, it is found that the relative contribution of the standing eddy-driven circulation ($\overline{\Psi_{SE}}$) to the Eulerian mean circulation zonally averaged ($\langle \overline{\Psi} \rangle$) is increased by more than 10% between SAM05+++ and SAM025+++ experiments (see also Fig. 5.7). That is, at higher resolution, standing eddy-driven transport better compensates for the increase in the Ekman transport. This result is also consistent with the respective responses of the WIND05+++ and WIND025+++ experiments (not shown).

This study finds that at higher resolution, transient eddy fluxes can be weakened in the meridional direction and that standing eddy meridional fluxes can be invigorated. The majority of the overturning circulation being a balance of Ekman transport and the time-mean geostrophic flow. An enhancement of the standing eddy meridional overturning, instead of the transient eddy meridional overturning, is perhaps not unexpected in light of previous studies. Consider *Farneti et al.* (2010) for example. There, two fine resolution experiments are subjected to present day and SAM-like forcing anomalies (their CTL and SHW3X experiments, respectively). The SAM-like anomalies involve amplification of the northward Ekman transport of around 20 Sv at Drake Passage latitudes (their Fig.4c) with little change in the density space meridional overturning. The eddy driven overturning response is only 2-3 Sv (their Fig.10). Clearly, the standing eddy meridional overturning compensates for the majority of the 20 Sv change in Ekman transport.

Changes in standing eddy meridional fluxes are due both to enhanced deviations from the zonal mean of velocity ($v - \langle v \rangle$) and enhanced deviations in the zonal mean of isopycnal thickness ($h - \langle h \rangle$, where $h = \frac{d\tilde{z}}{d\sigma_2}$), that is the stratification. Higher resolution implies more turbulence as well as finer topography, thus allowing more standing eddy features to exist (see Fig.5.2), and to be more vigorous, that is changing $v - \langle v \rangle$. At the same time, changes in the resolution can cause large scale changes in stratification, perhaps in part caused by transient eddies.

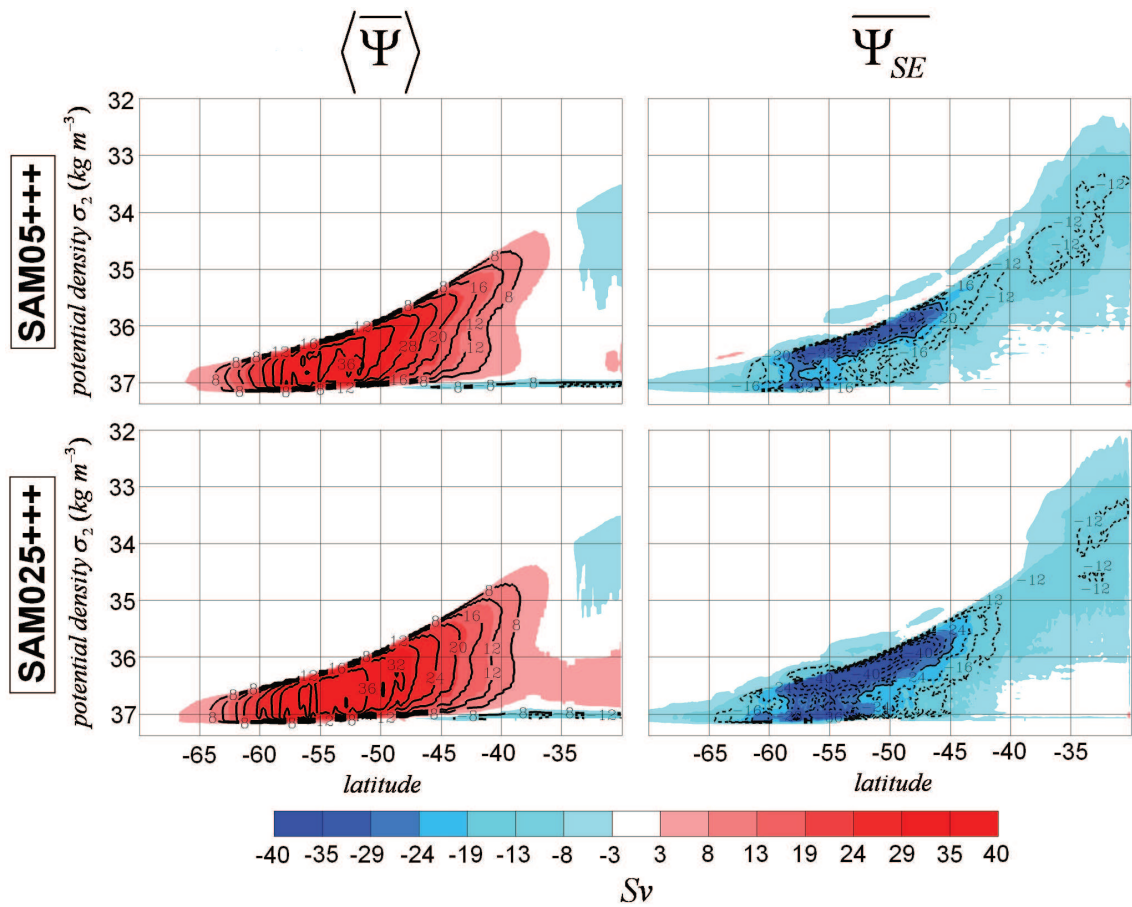


FIG. 5.7 – MOC (in Sv) in σ_2 potential density coordinates : (left) the Eulerian mean circulation zonally averaged $\langle \bar{\Psi} \rangle$, (right) the standing eddy-driven circulation $\overline{\Psi}_{SE}$ for (from top to bottom) SAM05+++ and SAM025+++ experiments. Red cells correspond to clock-wise flows and blue cells to counter-clockwise flows.

The shut down in the transient eddy component of the subpolar meridional overturning in the SAM025+++ experiment, comes despite an increase in EKE and an attenuation in the response of the ACC while getting to higher resolution. This suggests an active transient eddy field in SAM025+++ . In fact, a recent study by *Zika et al.* (submitted) demonstrates the key role of transient eddies in the overturning circulation of the Southern Ocean. They find, using a similar modelling system to ours, that while the mean flow is largely responsible for compensating the Ekman transport *meridionally*, transient eddies compensate *vertically*. The mean flow transports light water southward creating zonal density gradients. Transient eddies then act on those gradients, fluxing light water upward.

5. Conclusion

Simulations of the Southern Ocean using an ocean-sea ice model forced by the atmosphere have been run at two eddy-permitting (0.5° and 0.25°) for 25 years (1980-2004). In order to investigate the ACC and MOC responses to SAM pattern and intensity, two types of synthetic forcing are applied : the WIND forcing where winds are increased over the Southern Ocean, and the SAM forcing where a wind anomaly corresponding to a SAM positive phase is added to the original forcing.

In order to investigate the ACC and MOC responses to SAM pattern and intensity, two types of synthetic forcing are applied in a set of sensitivity experiments : (1) winds are increased over the Southern Ocean, and (2) a wind anomaly corresponding to a SAM positive phase is added to the original forcing.

During positive phases of the SAM, it is found that the ACC is accelerated by roughly 10% and poleward shifted by less than 0.5° , as a result of a stronger wind stress and a modified wind curl. The subpolar MOC is largely intensified by the increased wind stress which confirms that the overturning circulation is set at first order by the wind-driven circulation. Moreover, significant changes occur in the MOC density structure : the subpolar cell is shifted poleward by roughly 4° while the overturning draws on denser intermediate waters.

Moreover, it is found that standing eddy fluxes more efficiently balance the Ekman flow as resolution increases compared to the meridional transient eddy fluxes, which may not be enhanced while increasing winds and resolution. In one case (sensitivity experiment referred to as SAM025+++), standing eddies solely account for the meridional fluxes that compensate the wind-driven circulation. This particular case underlines the crucial role played by standing eddies in the meridional overturning of the Southern Ocean.

Moreover, it appears that the response of the MOC intensity to changes in winds cannot be directly inferred from the response of the ACC transport. Although MOC and ACC transport are driven by the same dynamical processes, those processes do not set at the same order the respective balances of the MOC and ACC transports.

Finally, modifying the pattern of wind anomalies leads to different responses of the ACC and MOC. The pattern of SAM-driven wind anomalies is found to be far more efficient at accelerating the ACC. This shows that experiments which aim to simulate the response of the Southern Ocean to the SAM must take into account the spatial modulation of wind anomalies. It is also important that the SAM pattern simulated by the coupled climate models, such as the ones used by the IPCC, be assessed.

Appendix A : 3D thermohaline restoring of AABW

Thermohaline properties of Antarctic Bottom Waters (AABW) are restored towards the climatology of *Gouretski et Koltermann* (2004) using the following method.

Following *Orsi et al.* (1999), in the Southern Ocean, AABW are generally defined where $\sigma_2 > 37.11 \text{ kg m}^{-3}$, σ_2 being the potential density referenced at 2000m depth. Based on this density criterion, a mask (M) of the domain is built as follows :

$$M(x, y, z) = g(\sigma_2(x, y, z)) \cdot h(z) \quad (5.7)$$

$$\text{with } \begin{cases} g(\sigma_2(x, y, z)) = \frac{1}{2} \left[\frac{\tanh[(\sigma_2(x, y, z) - \sigma_{ref})/\alpha]}{\alpha} + 1 \right] \\ h(z) = \frac{1}{2} \left[\frac{\tanh[(z - z_{ref})/\beta]}{\beta} + 1 \right] \end{cases} \quad (5.8)$$

where σ_2 is computed from the annual climatology of *Gouretski et Koltermann* (2004), $\sigma_{ref} = 37.16 \text{ kg m}^{-3}$, $\alpha = 0.025 \text{ kg m}^{-3}$, $z_{ref} = 1000 \text{ m}$ and $\beta = 100 \text{ m}$. M thus holds values ranging from 0 to 1.

On the one hand, the NODC (Levitus) World Ocean Atlas 1998 is used to initialize the temperature and salinity fields because it is a monthly climatology. On the other hand, the annual climatology of *Gouretski et Koltermann* (2004) is chosen to build the AABW restoring mask and to apply the restoring in our simulations because the interpolation method used to compute this climatology keeps it from creating spurious water masses as it appears in the NODC (Levitus) World Ocean Atlas 1998.

Along the whole simulation, thermohaline properties computed by the model are restored towards the annual climatology of *Gouretski et Koltermann* (2004), as follows :

$$\begin{cases} \partial_t \theta(t, x, y, z) = \dots + \frac{M(x, y, z)}{\tau} (\theta_{clim}(x, y, z) - \theta(t, x, y, z)) \\ \partial_t S(x, y, z) = \dots + \frac{M(x, y, z)}{\tau} (S_{clim}(x, y, z) - S(t, x, y, z)) \end{cases} \quad (5.9)$$

where, θ and S are potential temperature and salinity computed by the model, respectively ; θ_{clim} and S_{clim} potential temperature and salinity from the annual climatology of *Gouretski et Koltermann* (2004), respectively ; and τ the restoring time scale.

Fig.5.8 shows the ratio of water depth restored with a time scale of less than ten years in the simulations performed. That is to say a total restoring coefficient $\frac{M(x, y, z)}{\tau} > 3.17 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-1}$, corresponding to a mask coefficient $M(x, y, z) > 0.2$ and a restoring time scale $\tau = 2 \text{ years}$. The constraint on the model is strongest around the Antarctic mainland and becomes gradually weaker as we go northward. This is due to the presence of very dense water masses which form on the Antarctic ice shelves and then spread along continental slopes. However, it is worth noting that the restoring is quite weak on the latitude band corresponding to the ACC.

The efficiency of the above method was tested in regional simulations of the Southern Ocean over the period 1991 to 2000 using the same modelling system (see Section 2 for details on the model and the configuration used). A series of sensitivity experiments to the potential density criterion σ_{ref} (determining the amount of water masses restored) on the one hand, and the restoring time scale τ on the other hand, was carried out. All the sensitivity experiments showed a shortened spin-up compared to the reference experiment, with an ACC transport stabilizing after few years of simulation (see Fig.5.3) After the spin-up, no more trend appeared in the ACC transport in the sensitivity experiments contrary

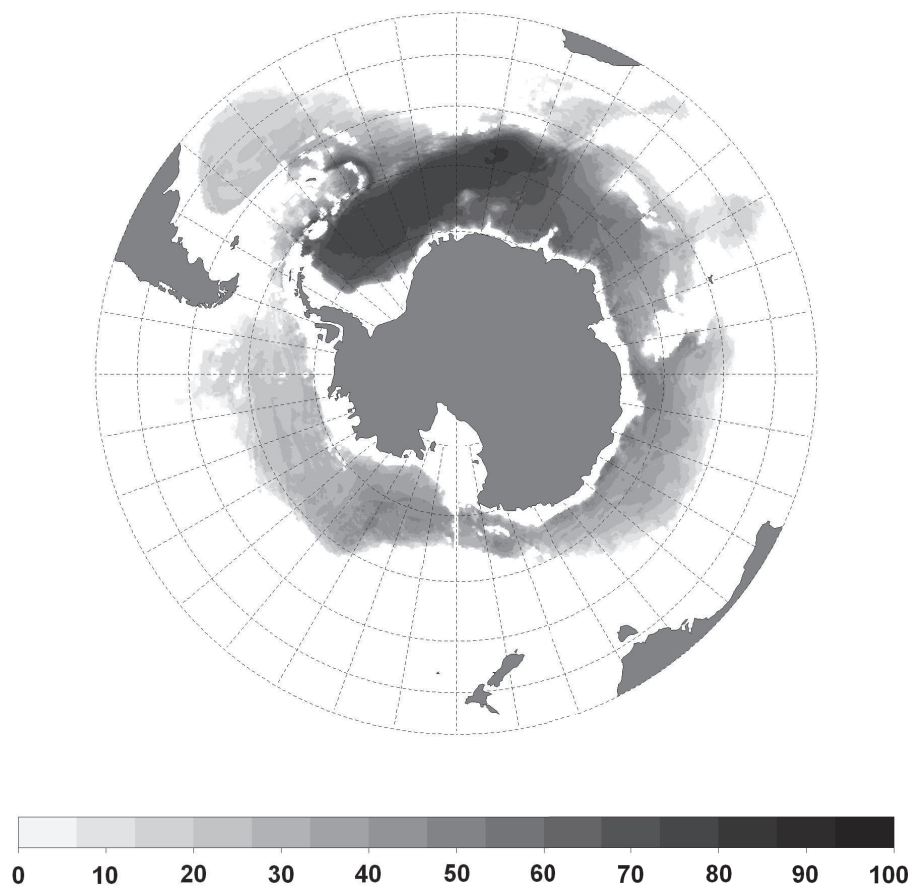


FIG. 5.8 – *Percentage of the water depth restored with a time scale of less than ten years. That is to say a total restoring coefficient $\frac{M(x,y,z)}{\tau} > 3.17 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-1}$, corresponding to a mask coefficient $M(x,y,z) \dot{=} 0.2$ and a restoring time scale $\tau = 2$ years.*

to the reference experiment. Moreover, the interannual variability of the ACC transport was found insensitive to the restoring of bottom waters. Finally, the bigger the restoring constraint on AABW was, the more intense the ACC transport was. σ_{ref} and τ criteria were thus chosen to give a reasonably good intensity of the ACC transport while setting the lowest constraint on the model as possible. A similar method was also used by *Hallberg et Gnanadesikan* (2006) who applied weak sponges around the Antarctic ice shelves to ensure the formation of Antarctic Bottom Water. These authors also noticed that this restoring influenced the net transport of the ACC.

Acknowledgments

We would like to thank J.M. Molines for his modelling support. For this project, C.O. Dufour, M. Gehlen and J. C. Orrare supported by the French CEA (Commissariat à l’Energie Atomique). J. Le Sommer and B. Barnier are supported by the French CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique). J.D. Zika is supported by the Agence Nationale de la Recherche through contract ANR-08-JCJC-0777-01. Simulations were carried out at the CNRS IDRIS super computer facility in Orsay France and at the CINES super computer facility in Montpellier, France.

5.3 Conclusion

Dans cette étude, nous avons analysé le rôle des tourbillons et de la structure spatiale des anomalies de vitesse de vent dans les réponses de l'ACC et de la MOC à une intensification des vents.

Une intensification des vents associée à une phase positive du SAM induit une accélération du transport de l'ACC d'environ 10% ainsi qu'un décalage vers le sud de sa position moyenne de moins de $0,5^\circ$. Cette modification de la position moyenne de l'ACC est faible relativement au décalage du maximum des vents zonaux induit par le SAM (i.e. environ 3°) et montre que la position de l'ACC est essentiellement contrainte par la topographie. La cellule subpolaire de la MOC est vigoureusement intensifiée durant les phases positives du SAM et décalée vers le sud d'environ 4° . L'effet d'une plus haute résolution dans le modèle induit une diminution de la réponse du transport de l'ACC au SAM, suggérant ainsi un effet de compensation par l'activité tourbillonnaire. La réponse de la circulation induite par les tourbillons stationnaires qui, au niveau de l'ACC sont essentiellement les méandres des fronts, est intensifiée à plus haute résolution, induisant une compensation plus efficace de la circulation induite par les vents. La réponse de la circulation induite par les tourbillons transitoires n'est quant à elle pas forcément intensifiée. Enfin, la distribution spatiale des anomalies de vent modifie de manière significative les réponses de l'ACC et de la MOC à ces anomalies. En particulier, les anomalies de vent associées aux phases positives du SAM accélèrent plus intensément l'ACC que ne le font des anomalies de vent qui présentent une structure spatiale constante. Ce constat suggère que les changements de rotationnel de vent jouent un rôle au moins aussi important que l'intensité du vent dans la dynamique de l'ACC.

Ces résultats impliquent que la structure spatiale du SAM est cruciale dans la réponse de la dynamique de l'océan au SAM. Ainsi, dans les modèles, l'étude de la réponse du puits de carbone à la tendance positive du SAM doit-elle impérativement prendre en compte une distribution spatiale réaliste des anomalies de vitesse de vent. Par ailleurs, le rôle prépondérant des tourbillons stationnaires, relativement aux tourbillons transitoires, dans la compensation de l'intensification de la circulation induite par les vents n'a jusqu'ici pas été relevé dans la littérature. Ce résultat semble notamment montrer que l'apport d'une bathymétrie plus finement résolue serait plus crucial que l'apport de la résolution des processus d'instabilités baroclines dans la réponse de la MOC au SAM. Ceci pourrait toutefois être dû à une résolution du modèle encore insuffisante. En outre, les résultats de cette étude suggèrent que la réponse de la circulation induite par les tourbillons transitoires n'est pas forcément liée aux changements de vent, et ce en contradiction avec le paradigme établi dans la littérature. L'équilibre de la MOC serait donc principalement issu de la compétition entre circulation induite par les tourbillons stationnaires et circulation induite par le vent. Enfin, nous avons vu que la sensibilité de l'ACC et de la MOC à une perturbation de vent donnée était différente, les changements dans la MOC étant plus importants. Le lien entre réponses de l'ACC et de la MOC aux vents est également abordé dans des travaux récents de *Meredith et al.* (2011). Leurs résultats ainsi que les nôtres contredisent le schéma classique qui lie ACC et MOC dans l'océan Austral via la pente des isopycnes. Aussi, une étude plus poussée des mécanismes qui établissent l'équilibre de l'ACC et de la MOC mériterait probablement d'être menée dans un modèle « *eddy-resolving* ».

Ainsi, à la lumière de ces résultats, l'étude de la réponse des flux de CO_2 aux phases positives du SAM requiert d'une part un modèle permettant une résolution fine des structures frontales, et d'autre part la prise en compte de la structure spatiale du SAM. Les expériences REF05 et SAM05+++ semblent pouvoir remplir ces deux conditions. Elles seront ainsi reproduites dans le chapitre suivant qui traitera de la réponse des flux de CO_2 naturel au SAM et dans lequel l'effet de la compensation tourbillonnaire sur le flux méridien de DIC sera en particulier abordé.

Chapitre 6

Réponse des flux air-mer de CO₂ naturel au SAM

Sommaire

6.1	Introduction	170
6.2	Mécanismes qui pilotent la réponse des flux de CO ₂ naturel au SAM (<i>Article</i>)	170
6.3	Conclusion	194

6.1 Introduction

Le phénomène de « saturation du puits de carbone austral » décrit par *Le Quéré et al.* (2007) serait dû à une intensification du dégazage de CO₂ naturel induit par une tendance du SAM vers des phases plus souvent positives. Le paradigme qui s'est construit autour de cette réponse des flux de CO₂ naturel au SAM est celui d'une intensification de la remontée d'eaux enrichies en DIC au niveau de la Divergence Antarctique, directement pilotée par l'augmentation de la vitesse des vents zonaux.

Or, observations et modèles de haute résolution suggèrent que la réponse de la circulation tourbillonnaire compense celle de la circulation induite par les vents (*Böning et al.*, 2008; *Hallberg et Gnanadesikan*, 2006), impliquant ainsi que les modèles de basse résolution pourraient surestimer la diminution de l'efficacité du puits de carbone austral. Toutefois, aucune étude n'a pour l'instant quantifié le rôle des tourbillons sur la réponse des flux de CO₂ naturel au SAM. En outre, si de nombreuses études ont montré que l'augmentation de la concentration de surface des DIC au niveau de la Divergence Antarctique est pilotée par des processus physiques (*Le Quéré et al.*, 2007; *Lovenduski et al.*, 2007; *Lenton et Matear*, 2007), aucune étude n'a pour l'instant ni démontré, ni quantifié le rôle précis de l'advection verticale dans cette augmentation.

Dans cette étude, nous reprenons les expériences de contrôle (REF05) et de sensibilité à +2 déviations standards du SAM (SAM05+++)¹ décrites dans le chapitre précédent. Ces deux expériences sont ici réalisées dans la configuration BIOPERIANT05 et permettent de reproduire le cycle naturel du carbone dans l'océan Austral. Les objectifs de cette étude sont d'une part de décrire la réponse des flux de CO₂ naturel au SAM (question A3¹) et d'autre part de comprendre quels processus pilotent ces flux ainsi que la remontée des DIC en subsurface et en surface (question B1). Dans la suite, ces travaux sont présentés sous la forme d'un article en préparation pour *Global Biogeochemical Cycles*.

6.2 Etude sur les mécanismes qui pilotent la réponse des flux air-mer de CO₂ naturel au SAM

¹voir partie I

On eddy compensation of the enhanced sea-to-air CO₂ flux during positive phases of the Southern Annular Mode

C. O. Dufour^(1,2), J. Le Sommer⁽¹⁾, M. Gehlen⁽²⁾, J. C. Orr⁽²⁾ and B. Barnier⁽¹⁾

(1) Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels, CNRS/UJF, France.

(2) Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement, CEA/CNRS, France.

In preparation for Global Biogeochemical Cycles

Abstract

The reduction in Southern Ocean carbon uptake due to the current climate trend in the Southern Annular Mode (SAM) is thought to be controlled by how upwelling responds to changes in wind forcing. Previous studies have suggested that enhanced wind-driven upwelling of dissolved inorganic carbon (DIC) south of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) drives enhanced outgassing of natural CO₂ during positive phases of the SAM. No study to date has quantified the potentially large role of eddies in compensating these fluxes. Here we investigate how the magnitude and pattern of the natural sea-to-air CO₂ flux change in response to positive phases of the SAM, while assessing the role of eddies and distinguishing the role of upwelling from other physical mechanisms. Two regional simulations of the Southern Ocean based on a coupled ocean-sea ice-biogeochemistry model were carried out at an eddy-permitting resolution. The first simulation was run under pre-industrial atmospheric CO₂ concentrations with interannual atmospheric forcing based on ERA-40 reanalyses. The second simulation uses the same forcing but adds a poleward-intensified wind anomaly consistent with the positive phase of the SAM. The response of air-sea CO₂ fluxes to increased winds is found to be the most intense in the Antarctic Zone (AZ). This response is mainly driven by the competition between anomalous surface DIC and alkalinity concentrations. Mean surface DIC concentrations result from the interaction of two reservoirs. In the mixed layer, DIC concentrations are set by the competition of various physical processes with little contribution from vertical advection. Below the mixed layer, meridional exchange of DIC results from the competition between wind-driven and eddy circulations. During positive phases of the SAM, in the mixed layer, DIC concentrations are intensified by lateral advection at ACC latitudes, and by vertical diffusion and entrainment in the AZ. Below the mixed layer, at least one-fifth of the increase in Ekman-induced DIC transport is compensated by transport from standing and transient eddies. However this simulated eddy compensation may underestimate that in the real ocean, because our eddy-permitting model only begins to resolve the eddy spectrum.

1. Introduction

The Southern Ocean dominates anthropogenic CO₂ in the global ocean. While representing only 25% of the global ocean area, it accounts for approximately 40% of the anthropogenic CO₂ sequestration (Orr *et al.*, 2001; Sarmiento *et al.*, 1992; Sabine *et al.*, 2004; Mikaloff-Fletcher *et al.*, 2006; Gruber *et al.*, 2009). With increasing anthropogenic CO₂ emissions, the Southern Ocean CO₂ sink is expected to grow during the last decades.

However, some studies suggested that the Southern Ocean CO₂ sink has weakened since the 1980s (Wetzel *et al.*, 2005; Le Quéré *et al.*, 2007; Lovenduski *et al.*, 2008; Lenton *et al.*, 2009). The responsible factor may be the trend toward more positive phases of the Southern Annular Mode (SAM), which is detectable in both observations and models (Marshall, 2003; Sen Gupta *et al.*, 2006) and is partly attributed to anthropogenic forcing (Marshall *et al.*, 2004; Lenton *et al.*, 2009). The SAM is the dominant mode of atmospheric variability in the Southern Hemisphere and its positive phases are associated with an intensification and a poleward shift of the surface westerlies (Sen Gupta *et al.*, 2006). Positive phases of the SAM are suggested to result in stronger upwelling of DIC-rich water at the Antarctic Divergence, bringing more DIC to the surface, some of which is lost to the atmosphere as CO₂ (Le Quéré *et al.*, 2007; Lovenduski *et al.*, 2007; Lenton *et al.*, 2007). The response of natural CO₂ fluxes to the positive trend in the SAM is thus suggested to overcompensate for the increase in anthropogenic CO₂ uptake, explaining the recent weakening of the Southern Ocean carbon sink (Le Quéré *et al.*, 2007).

However, results from a recent study based on observations suggest that the current climate trend in westerlies induces no intensification of upwelling (Böning *et al.*, 2008). Results from most eddy models support this conclusion, showing that eddy fluxes tend to compensate the wind-induced increase in Ekman transport leading to a moderated response of the meridional overturning circulation (MOC) to the SAM (Hallberg *et al.*, 2006; Farneti *et al.*, 2010; Spence *et al.*, 2010; Dufour *et al.*, en révision). Together, those studies suggest that non-eddy models would overestimate the response of CO₂ fluxes to the SAM. Hence, a debate remains as for the response of CO₂ flux to the positive trend in the SAM. Given that the current paradigm for the response of CO₂ flux to the SAM has been to date set up by non-eddy models, this question deserves investigation.

Changes in surface DIC concentration associated with positive phases of the SAM are believed to be driven by intensification of upwelling (Le Quéré *et al.*, 2007; Lovenduski *et al.*, 2007). Still the role of upwelling in the response of surface DIC concentration to the SAM has never been clearly demonstrated nor quantified. Previous studies based on coarse resolution models established that the surface DIC concentration increase following positive phases of the SAM is driven by physical processes, while the role of biological processes is negligible (Le Quéré *et al.*, 2007; Lovenduski *et al.*, 2007; Lenton *et al.*, 2007). Considering the location of enhanced CO₂ outgassing at the Antarctic Divergence, the physical processes responsible for surface DIC increase were supposed to be mainly vertical advection. However, no study to date has investigated separately the different physical processes that may be involved in the SAM-induced increase in surface DIC concentration.

In this study, two eddy simulations of the Southern Ocean are carried out with a regional coupled ocean-biogeochemistry model run over the period 1977-2004. The first simulation was run under pre-industrial atmospheric CO₂ (278 ppm) and interannual atmospheric forcings based on ERA-40 reanalysis. The second simulation is run in the same way, except a poleward-intensified wind anomaly, constant in time and consistent with a positive phase of the SAM, is added to the interannual forcing. We prefer this experimental strategy relative to the previous approach of regressing model output onto the SAM index (e.g. Lovenduski *et al.*, 2007; Lenton *et al.*, 2007) for two reasons : (i) it accumulates the effects of SAM positive phases, thereby revealing long-term tendencies and (ii) it provides a strong and non-ambiguous response of ocean dynamics to the SAM.

Thus by comparing the two simulations, we investigate how CO₂ fluxes respond to positive phases of the SAM and what mechanisms are responsible.

2. Methods

2.1. Models

In this study, we use the ocean modeling system NEMO (*Nucleus for European Modeling of the Ocean*, Madec (2008)). NEMO couples the oceanic circulation model OPA (Ocean PARallélisé, Madec et al. (1998)), an hydrostatic primitive equation ocean model with a free surface using a nonlinear equation of state; the sea ice model LIM (Louvain-la-Neuve sea Ice Model, Fichefet et Maqueda (1997)), a multi-layer dynamic and thermodynamic model of sea ice; and the ocean biogeochemistry model PISCES (Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies, Aumont et Bopp (2006)), a model with 24 compartments simulating the biogeochemical cycles of carbon and nutrients. The model is forced by the DRAKKAR Forcing Set 3 (DFS3), combined ocean-model forcing product based on reanalysis from ERA-40 (until year 2001) and ECMWF (from 2002 up to 2004, for air temperature, humidity and 10-m winds) and satellite observations (for precipitation and radiation) as described in Brodeau et al. (2010).

Simulations performed here are part of a hierarchy of models developed during the DRAKKAR project (?). Here, we use a regional extraction from the DRAKKAR global configurations ORCA, including all the ocean south of 30°S. The model is run at a nominal horizontal resolution of 0.5° on a Mercator grid, where the latitudinal spacing varies with the cosine of latitude; corresponding to a grid size of 28 km at 60°S. This complete model configuration is called *BIOPERIANT05*, where *BIO* signifies that the PISCES model is included, *PERIANT* refers to regional ocean model configuration (around Antarctica), and *05* refers to the nominal 0.5° horizontal resolution of the ocean and ice models, as used in Dufour et al. (en révision). As for that physical study, Antarctic Bottom Waters (AABW) are relaxed towards a temperature and salinity climatology in order to maintain their observed structure. Following Lachkar et al. (2007, 2009a,b), who used a global version of the same ocean model at the same resolution, we do not use an eddy-induced advection parameterization, such as that of Gent et McWilliams (1990) to allow eddies to be explicitly resolved by the model. Sea-air CO₂ fluxes are computed as follows :

$$F = k \cdot \alpha \cdot (pCO_2^{oc} - pCO_2^{atm}) (1 - f_{ice}) \quad (6.1)$$

where k is the gas transfer coefficient, α is the CO₂ solubility, pCO_2^{oc} and pCO_2^{atm} are, respectively, the oceanic and atmospheric partial pressure of CO₂, and f_{ice} is the sea ice fraction. k is computed following Whanninkhof (1992) using the relative wind velocity, that is the difference between the atmospheric wind velocity at 10 m and the ocean surface velocity. α is computed following the relationship of Weiss et Price (1980).

2.2. Simulations

The dynamic model (ocean and sea ice) is initialized in year 1977 from the output of a previous simulation of PERIANT05 run from 1958 to 1977. Biogeochemistry is initialized as follows. Oxygen, phosphate, nitrate and silicate are initialized from the World Ocean Atlas 2001 (Conkright et al., 2002) and pre-industrial DIC and alkalinity from GLODAP

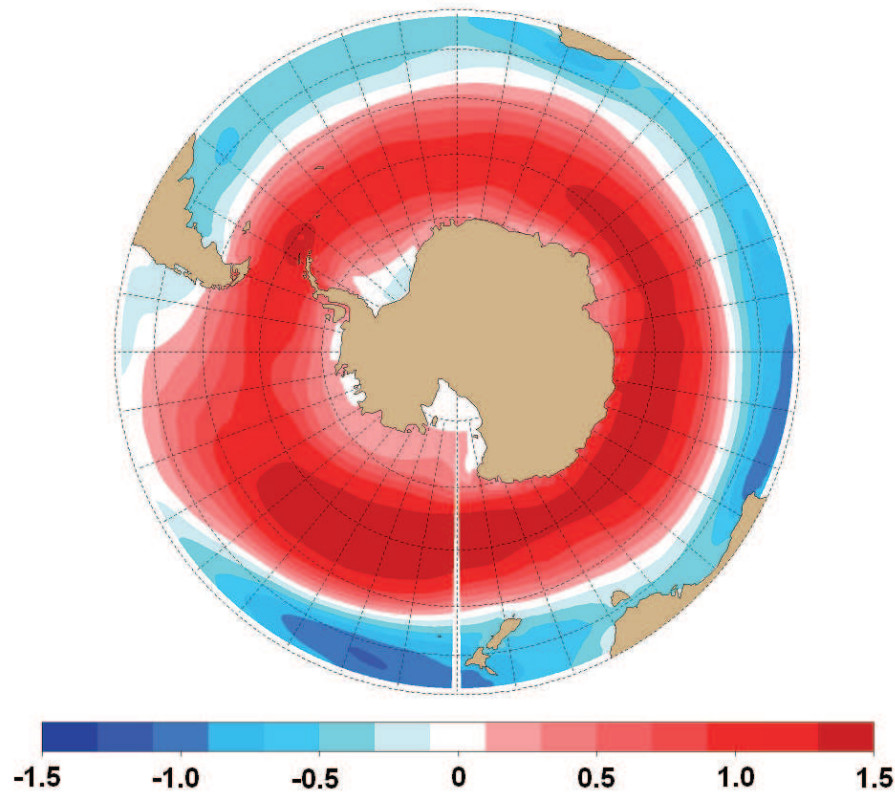


FIG. 6.1 – Regression pattern ($m s^{-1} std^{-1} (SAM)$) of 1980-2001 monthly averaged ERA-40 zonal wind velocities onto the 1980-2001 monthly SAM index (NCEP product). Positive values indicate a strengthening of wind velocities and negative values a weakening. Dotted contours indicate latitude lines ranging from $30^{\circ}S$ to $90^{\circ}S$ with a step of 10° .

(Key *et al.*, 2004). Iron and Dissolved Organic Carbon (DOC) are initialized from a global simulation ORCA2-LIM spun-up for 3000 years (Aumont *et Bopp*, 2006). All the other biogeochemical variables (e.g., phytoplankton and zooplankton biomass, chlorophyll) are set to constant values at initialization following Aumont (2005).

The open boundary is forced under radiative conditions (Treguier *et al.*, 2001) using output from the DRAKKAR global simulation ORCA05-G70.114 for dynamical variables, and under specified conditions using the initialization fields for biogeochemical variables.

Simulations are run under pre-industrial atmospheric CO₂ concentration with a constant mixing ratio of 278 ppm (Barnola *et al.*, 1987). Two simulations are run within this modeling framework : a control experiment (REF05) where the atmospheric reanalysis winds are unperturbed, and a sensitivity experiment (SAM05+++) where winds are perturbed according to positive phases of the SAM. For SAM05+++ , an anomaly of wind velocity corresponding to +2 standard deviations of the SAM index was permanently added to the basic forcing. The wind anomaly is built from the regression of zonal and meridional wind velocities onto the observed SAM index (NCEP product) following Lefebvre *et Goose* (2005). The Figure 6.1 shows the zonal component of the regression of wind velocities onto the SAM index. The pattern holds a very zonal structure with positive coefficients south of about $45^{\circ}S$ and negative coefficients to the north. This pattern corresponds to a poleward

intensification of zonal winds over the circumpolar ocean and a weakening of zonal winds farther north, for a positive phase of the SAM. More details on the setting of this forcing strategy are provided in *Dufour et al.* (en révision) from which the same experiment names are reused here.

2.3. Approach

In the Southern Ocean, four separate regions, each with rather homogeneous physical and biogeochemical properties, are separated by three well-known major fronts : the Sub-tropical Front (STF), the Subantarctic Front (SAF) and the Polar Front (PF). Most of the subsequent diagnostics focus on the four interfrontal regions : the Subtropical Zone (STZ, north of the STF), the Subantarctic Zone (SAZ, between the SAF and STF), the Polar Front Zone (PFZ, between the PF and SAF), and the Antarctic Zone (AZ, south of the PF). Mean front positions are computed from the annual mean state of model output. The STF is defined as the mean 10 °C isotherm at 150 m following *Orsi et al.* (1995). The SAF and PF are defined using a method comparable to that of *Sallée et al.* (2008), i.e., they are computed from the surface dynamic height anomaly referenced to 1500 m, where the PF corresponds to the 0.95 m anomaly and the SAF to the 1.20 m anomaly.

In this study, the response of the model to the SAM is computed from the difference between SAM05+++ and REF05 simulations. For integrated quantities, this response is presented in terms of an anomaly per standard deviation of the SAM, as indicated by : $\text{std}^{-1}(\text{SAM})$. To limit boundary effects during integrations, the northern boundary is taken to be 31 °S. In the remainder of the paper, analyses are carried out over 1995-2004, the last ten years of simulation, after a spin-up of the circulation from 1958 to 1976 followed by further spin-up coupled to PISCES during 1977-1994. Throughout this study, when the sign of the CO₂ flux is positive, it indicates a sea-to-air CO₂ flux. Thus, positive values correspond to ocean outgassing of natural carbon while negative values correspond to ocean uptake of natural carbon.

3. Results

3.1. Model Evaluation

The 1995-2004 averaged transport at Drake Passage of the simulation REF05 is 147 Sv. This is a typical value for transport through Drake Passage, with observations ranging from 110 Sv to 150 Sv (*Whitworth*, 1983; *Cunningham et al.*, 2003). The 1995-2004 averaged MOC in potential density has a maximum value of 8 Sv in the subpolar cell of the simulation REF05. This cell corresponds to the North Atlantic Deep Waters (NADW) coming from the north, upwelling at roughly 55 °S and being transformed into Antarctic Intermediate Waters (AAIW) that flow back to the north. The intensity of the subpolar cell simulated in REF05 is lower than the estimates proposed by *Talley* (2003) (15-20 Sv); however, it falls into the range of overturning intensities simulated by other models (8-18 Sv) (e.g. *Hallberg et Gnanadesikan*, 2006; *Lenton et Matear*, 2007). *Dufour et al.* (en révision) present a detailed description of mean states and responses of ACC transport and MOC to the SAM in PERIANT05 model configuration.

The 1995-2004 averaged sea surface potential temperature (SST) of the REF05 simulation is compared to the corresponding fields from NODC (*Levitus*) World Ocean Atlas

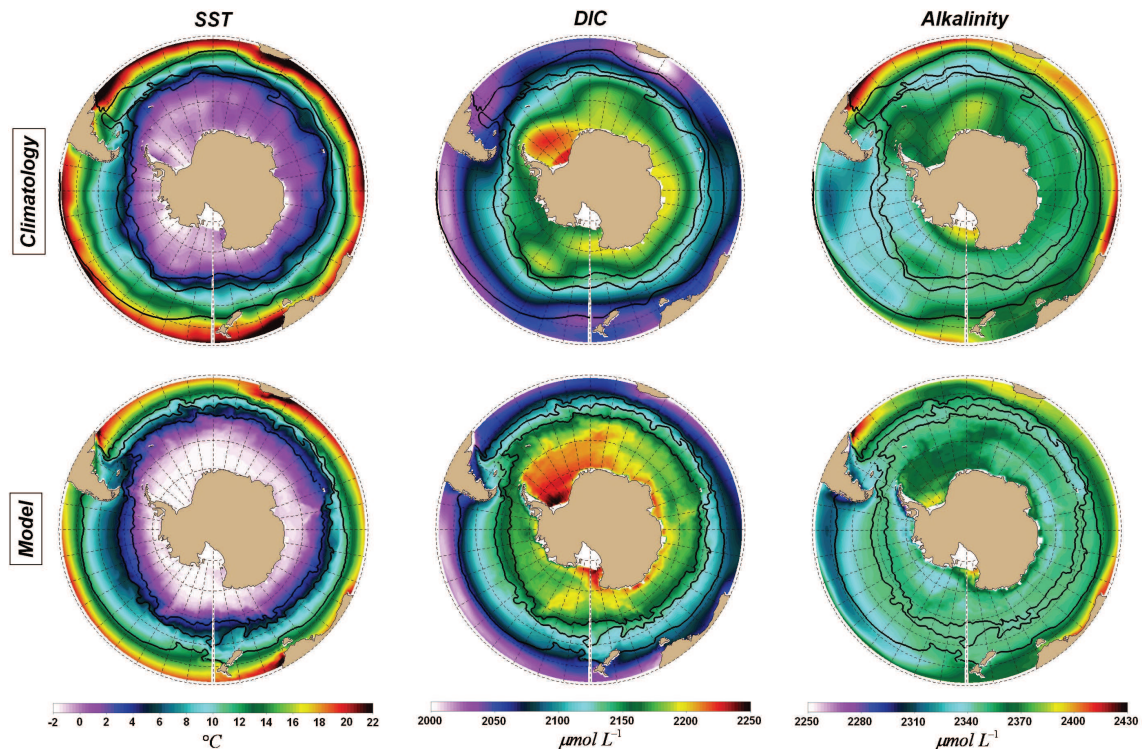


FIG. 6.2 – (Top) Climatologies of sea surface temperature (SST) from NODC (Levitus) World Ocean Atlas 1998, and of pre-industrial DIC and alkalinity concentrations at the surface from GLODAP compared to (bottom) 1995-2004 averaged outputs of REF05 simulation. Levitus and GLODAP dataset have been regridded to the 0.5° model grid for comparison with model results. Black contours indicate mean STF, SAF and PF positions computed from (top) Orsi *et al.* (1995) and (bottom) outputs of REF05 following Sallée *et al.* (2008).

1998 in Figure 6.2. The main differences are located around $30^\circ\text{S} - 40^\circ\text{S}$ where REF05 has lower values and south of 60°S where many discrepancies both in patterns and magnitude are found between REF05 and climatology. While discrepancies between model and climatology near 30°S may arise from boundary effects in the model, discrepancies south of 60°S are difficult to assess given the scarcity of observations.

The 1995-2004 averaged pre-industrial DIC and alkalinity concentrations of the REF05 simulation are compared to the corresponding fields from GLODAP climatology in Figure 6.2. For DIC, the main differences are located in the seasonally sea ice covered regions around Antarctica, with the model showing higher concentrations. The simulated DIC concentration pattern has more of an annular structure with finer scales consistent with front pathways. For alkalinity, the main differences are located in South Atlantic and Indian around $30^\circ\text{S}-40^\circ\text{S}$ where REF05 shows lower values, and in South Pacific around 60°S where REF05 shows higher values than GLODAP.

In REF05, the 1995-2004 averaged sea-air CO₂ fluxes integrated over the entire Southern Ocean (south of 31°S) corresponds to an outgassing of natural carbon of 0.14 PgC.yr^{-1} , consistent with the idea of a Southern Ocean being a source of CO₂ in the pre-industrial era ($\sim 0.4 \text{ PgC.yr}^{-1}$ south of 44°S , Mikaloff-Fletcher *et al.* (2007); Gruber

TAB. 6.1 – Comparison of natural mean sea-air CO₂ fluxes between ocean inversions^b, another model output^c and REF05 (PgC yr⁻¹) in different regions. Positive values indicate ocean outgassing.

Region ^a	Latitudes	Ocean inversions ^b	NCAR	L07 ^c	REF05
Polar S. Ocean	South of 58°S	0.04 ± 0.04	0.01	0.25	0.017
S. Sub-Polar Pac. and Ind.	44°S-58°S	0.25 ± 0.09	0.12	0.27	0.11
S. Sub-Polar Atl.	44°S-58°S	0.11 ± 0.05	0.10	-0.02	0.017
S. Atl. Mid-Lat.	31°S-44°S	-0.11 ± 0.05	-0.06	-0.26	-0.04

^a Regions are defined in *Mikaloff-Fletcher et al.* (2007) (see their Fig.2).

^b Fluxes are estimated from an inverse method based on ocean interior observations and transport models (*Mikaloff-Fletcher et al.*, 2007). 10 different ocean general circulation models have been tested for transport, including the NCAR model which results are shown in the fourth column. Values shown here are the mean and standard deviation of these 10 estimations.

^c Fluxes simulated by a coarse-resolution coupled ocean-biogeochemical-ecological model (*Lovenduski et al.*, 2007).

et al. (2009)). The 1995-2004 averaged sea-air CO₂ fluxes simulated in REF05 are compared to both inverse model estimates (*Mikaloff-Fletcher et al.*, 2007) and to another model output (*Lovenduski et al.*, 2007) in different regions (Table 6.1). In all the regions, sea-air CO₂ fluxes fall into the range of other estimations. In particular, except in South Sub-Polar Atlantic, CO₂ fluxes as simulated in REF05 are very close to inverse model estimates computed from the NCAR model which was shown to have the highest skill score among the 10 other OGCMs used to perform the inversions (not shown, see *Mikaloff-Fletcher et al.* (2006)). REF05 simulates outgassing in the three southernmost regions. The most intense outgassing occurs in the South Sub-Polar Pacific and Indian region in accordance with the other estimates. However, in REF05, intensities of source regions appear to be generally lower than other estimates.

All these comparisons show reasonable agreement between observations and previous studies, and the simulation REF05. Saying that, we do not wish to state that our simulations resolve realistic dynamical and biogeochemical fields, but rather that the two simulations provide an adequate framework to understand processes responsible for the response of natural CO₂ flux to positive phases of the SAM. In particular, we would like to emphasize that during the simulation, the model solutions do not have enough time to drift significantly from the initial mean state. Moreover, the simulated mean state may be irrelevant, this paper mainly focuses on the difference between two simulations, which may be largely disconnected from the mean state. The relative intensity between physical processes responsible for setting up DIC concentration at sub-surface and surface may also be unaffected by a potential model drift. Finally, we would like to point out that some previous studies showed that the basic model used in this paper is reasonable (ORCA2-PISCES, *Aumont et Bopp* (2006); *Iudicone et al.* (2011)).

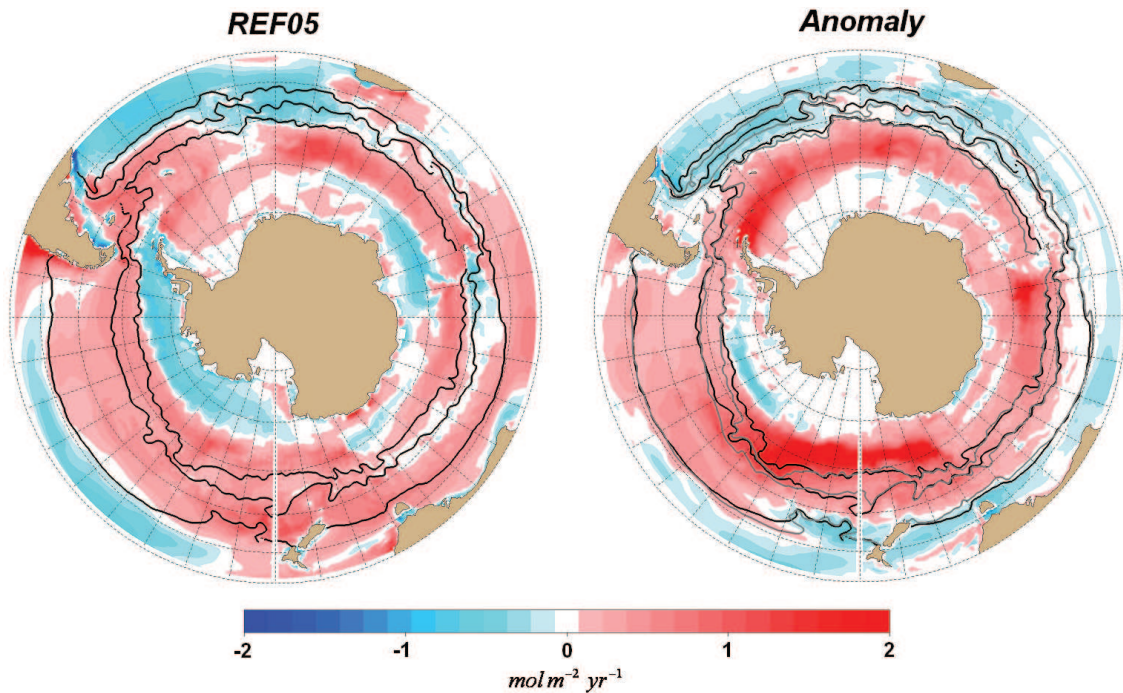


FIG. 6.3 – Mean (1995-2004) sea-air CO₂ fluxes in (left) REF05 and (right) the anomaly (SAM05+++ - REF05) in $\text{mol m}^{-2} \text{yr}^{-1}$. Black contours correspond to mean front positions in REF05 and grey contours to mean front positions in SAM05+++. Positive fluxes indicate ocean outgassing.

3.2. Response of CO₂ Fluxes to the SAM

In this section, we examine the spatial distribution and intensity of the response of sea-air CO₂ fluxes to positive phases of the SAM.

Figure 6.3 shows the spatial pattern of the sea-air CO₂ flux in REF05 and SAM05+++ simulations and their difference, the anomaly of CO₂ fluxes induced by positive phases of the SAM. Patterns of CO₂ fluxes are similar in both simulations (not shown), exhibiting outgassing south of the SAF, in the Indian and Pacific sectors (between 40°S – 60°S) and uptake in South Atlantic, South Pacific (between 30°S – 40°S) and in two large sectors in the vicinity of Antarctica. The anomaly induced by the SAM generally intensifies outgassing of natural CO₂ between 55°S and 65°S. Three large areas exhibit the most intensified outgassing, namely in the Weddell Sea, the Cooperation Sea, and the Ross Sea. North of the SAF, there is generally intensified uptake or reduced outgassing of natural CO₂, except in South Pacific where there is enhanced outgassing. Regions adjacent to Antarctica have less intense fluxes but more complex spatial distribution. Although low in intensity for the annual mean, as shown in Figure 6.3, fluxes in regions adjacent to Antarctica can be large in months when sea ice is absent (not shown). The spatial pattern of sea-air CO₂ fluxes response to the SAM exhibits a roughly annular structure. However, our eddy-permitting model has much greater spatial variability, both zonally and meridionally, relative to coarse resolution models, partly because of its more varied frontal structures (eg. Lovenduski *et al.*, 2007; Lenton *et Matear*, 2007).

Figure 6.4 shows mean CO₂ fluxes computed from REF05 simulation and anomalies

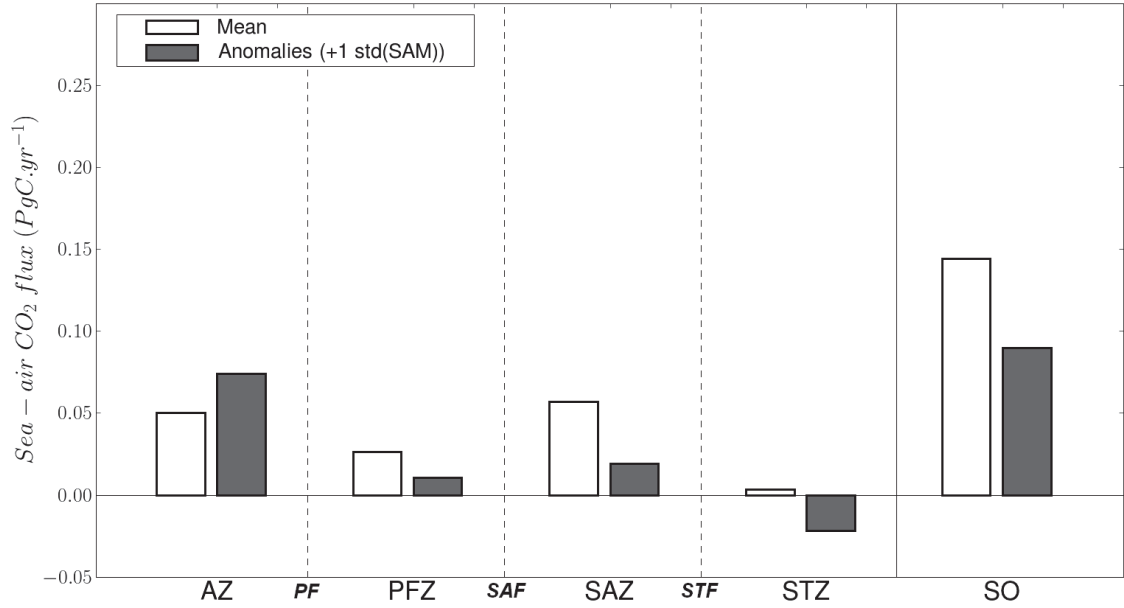


FIG. 6.4 – Mean (1995-2004) sea-air CO₂ flux values (white) from REF05 simulation and (grey) from the response to +1 standard deviation of the SAM (grey) in PgC yr⁻¹ integrated over the different interfrontal regions and the entire Southern Ocean (SO). Positive fluxes indicate ocean outgassing.

of CO₂ fluxes induced by one standard deviation of the SAM in the different interfrontal regions as well as in the entire Southern Ocean. In all regions, mean fluxes of natural CO₂ are from the ocean to the atmosphere. The SAZ and AZ show the strongest outgassing while the STZ shows the weakest. When integrated over the entire Southern Ocean (south of 31 °S), the CO₂ flux response to one standard deviation of the SAM is 0.09 PgC yr⁻¹, essentially identical to that found by *Lovenduski et al.* (2007) and *Lenton et Matear* (2007) (~ 0.1 PgC.yr⁻¹). During positive phases of the SAM, there is enhanced outgassing in the AZ, PFZ and SAZ but the STZ changes from a source to a sink of natural carbon (see also Figure 6.3). The AZ dominates the Southern Ocean response of natural CO₂ fluxes to the SAM, representing 83% of the entire Southern Ocean response even though it occupies only 29% of the Southern Ocean surface area.

3.3. Analysis of the Response

To investigate causes of the response of CO₂ fluxes to positive phases of the SAM, we perform a component analysis (*Takahashi et al.*, 1993) by computing the total derivative of CO₂ fluxes with respect to positive phases of the SAM. From equation (6.1), CO₂ fluxes depend on k , α , f_{ice} and pCO_2^{oc} , since pCO_2^{atm} is constant in our simulations. Sea-air CO₂ fluxes can be thus decomposed into the following contributions :

$$\Delta F = \frac{\partial F}{\partial k} \Delta k + \frac{\partial F}{\partial \alpha} \Delta \alpha + \frac{\partial F}{\partial f_{ice}} \Delta f_{ice} + \frac{\partial F}{\partial pCO_2^{oc}} \Delta pCO_2^{oc} \quad (6.2)$$

where F is the sea-air CO₂ flux and Δ indicates the anomaly computed from the difference between SAM05+++ and REF05 simulations. Partial derivatives are computed from the

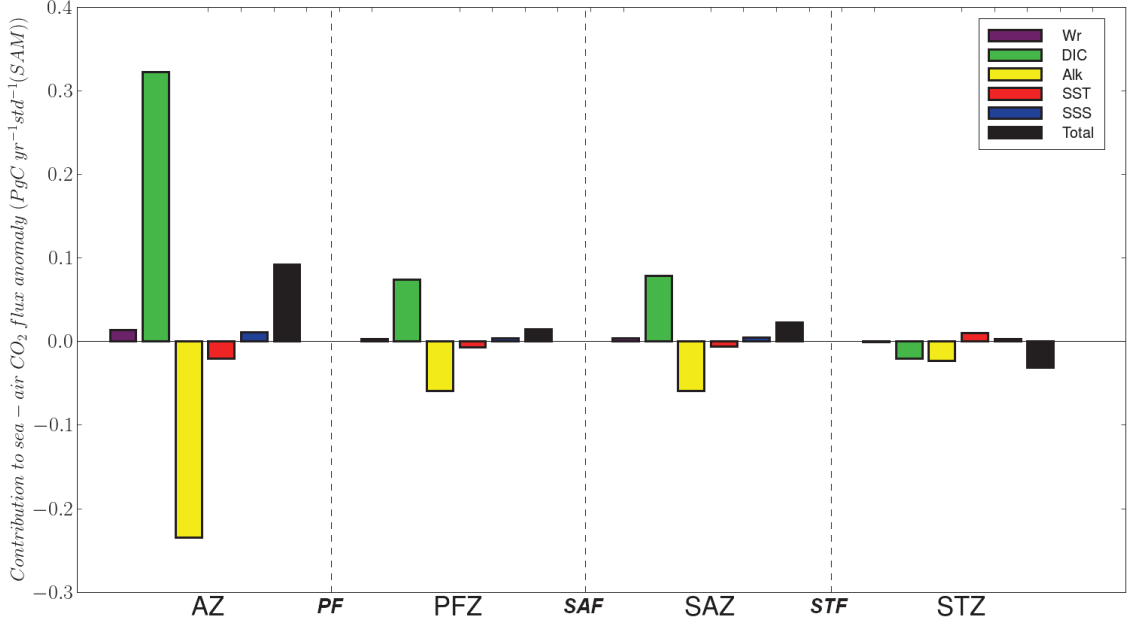


FIG. 6.5 – Contributions to sea-air CO₂ flux response to the SAM as described in equation (6.3), in PgC yr⁻¹ std⁻¹ (SAM) and integrated into the different interfrontal regions. The Total contribution corresponds to the sum of all the contributions for a given region. Positive fluxes indicate ocean outgassing.

model equation (6.1). The component analysis is computed from the 1995-2004 5-day averaged output of each simulation. It is found that pCO₂^{oc} is the dominant contribution in the response of CO₂ fluxes to the SAM in each region, driving on average 68% of the response, while k explains the remainder. Contributions from solubility and sea ice fraction are negligible. Thus, they are neglected in subsequent analysis.

For the main factor, pCO₂^{oc}, its changes can be decomposed into contributions of surface DIC, alkalinity (Alk), temperature (SST) and salinity (SSS). Increasing DIC, SST and SSS tends to increase pCO₂^{oc} while increasing alkalinity tends to decrease it. Furthermore, k mainly depends on wind relative velocity (W_r). Hence, the total derivative of sea-air CO₂ fluxes can be further decomposed into the following contributions :

$$\Delta F = \frac{\partial F}{\partial W_r} \Delta W_r + \frac{\partial F}{\partial DIC} \Delta DIC + \frac{\partial F}{\partial Alk} \Delta Alk + \frac{\partial F}{\partial SST} \Delta SST + \frac{\partial F}{\partial SSS} \Delta SSS \quad (6.3)$$

Partial derivatives are computed following (*Sarmiento et Gruber, 2006*). There are residual differences between ΔF directly computed from the difference between the two simulations and that computed as the sum of the contributions in equation (6.3). These differences range from 21% in the SAZ to 43% in the STZ and may be explained by the fact that this decomposition is only valid under the assumptions of small perturbations relative to the mean state. Moreover, approximations in the calculation of contributions and cross correlations among the variables may also explain the discrepancies.

Figure 6.5 shows the results of the component analysis described in equation (6.3) in the four regions. Contributions of the different components are shown in PgC yr⁻¹ std⁻¹ (SAM), accounting for the total area of each of interfrontal regions. The contributions from each of the individual components are strongest in the AZ. Thus, the AZ

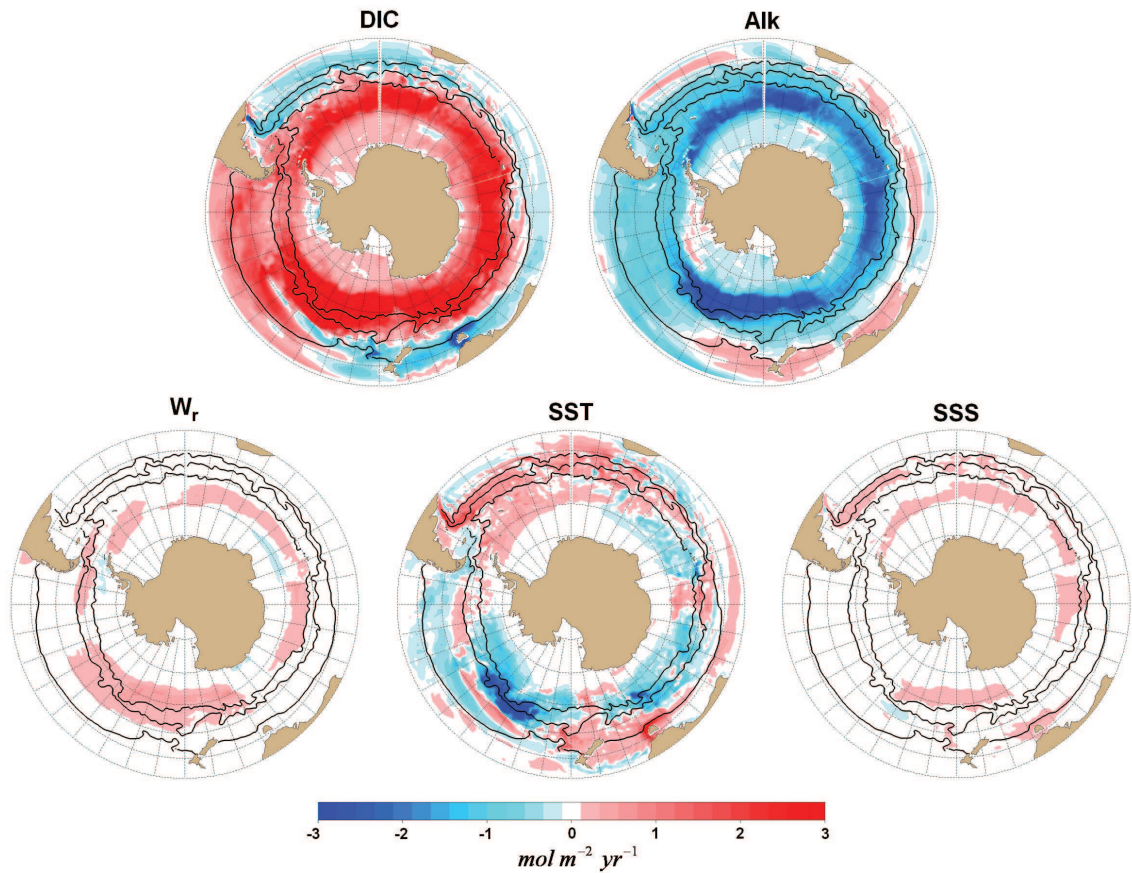


FIG. 6.6 – Maps of contributions of the five drivers to the seasonal cycle of the sea-air CO₂ flux response to positive phases of the SAM as detailed in equation (6.3), in mol m⁻² yr⁻¹. Black contours indicate the mean front positions from REF05 simulation. Positive fluxes indicate greater ocean outgassing or less ocean uptake in response to a positive SAM.

dominates the response of sea-air CO₂ fluxes to the SAM because it has both the strongest fluxes and the largest surface area. Changes in DIC, SSS and W_r enhance CO₂ outgassing (or reduce uptake) while changes in Alk and SST act to do the opposite. In all but one region, positive phases of the SAM enhance both DIC and alkalinity, which are the main drivers of changes. Only minor changes are caused by the corresponding salinity increase and temperature decrease. The exception is the STZ, where there is reduced outgassing during positive phases of the SAM. That opposite tendency is caused by opposite changes in DIC (a reduction) and SST (an increase) relative to the other three regions.

Figure 6.6 shows the spatial distributions of the contributions defined in equation (6.3). Over most of the Southern Ocean, DIC and alkalinity contributions clearly dominate the response of the CO₂ flux to the SAM. SST contributions are largest within the ACC but remain smaller than DIC and alkalinity contributions except in the Southwest Pacific. Over most of the Southern Ocean, contributions from W_r and SSS are dwarfed by those from changes in DIC and alkalinity, except locally south of the SAF. The spatial distribution of the DIC contribution is nearly zonal except in the South Pacific, resembling the sea-air CO₂ flux anomaly (Figure 6.3). South of the PF, there is a strong increase of DIC,

which enhances ocean outgassing of natural carbon. In contrast, north of the SAF, there are some strong local reductions in DIC driving negative anomalies in the sea-air CO₂ flux. The same three regions exhibiting a positive sea-air CO₂ flux anomaly (Figure 6.3) are also seen in the spatial distribution of the DIC contribution. Alkalinity generally shows an opposite contribution but a similar spatial distribution as DIC, particularly south of the SAF. The contribution of SST is generally small but also patchy in sign. It is consistent though with the sea-air CO₂ flux distribution in the Weddell and Cooperation Sea sectors, where warming seem enhances ocean outgassing. The same three regions are also apparent in the maps of contributions from changes in W_r and SSS.

The response of sea-air CO₂ fluxes to positive phases of the SAM in our model is largely dominated by the response of pCO₂^{oc}, in agreement with the results from previous studies (*Lenton et Matear, 2007; Lovenduski et al., 2007*). The simulated response of pCO₂^{oc} to the SAM is mainly the result of the competition between responses of surface DIC and alkalinity. Neither changes in wind velocity nor changes in SST contribute substantially, contrary to what was shown by *Lovenduski et al. (2007)*. Furthermore, the strong compensating contribution of alkalinity found in our model was not identified in previous model studies (*Lenton et Matear, 2007; Lovenduski et al., 2007*).

Considering the role of SST in pCO₂^{oc} variations, at seasonal or annual scale, as highlighted in many previous studies (*Mahadevan et al., 2004; McNeil et al., 2007; Chen et al., 2007; Kurahashi-Nakamura et al., 2010*), our result suggests that SST changes associated with positive phases of the SAM have only a small impact on the response of CO₂ flux to the SAM. This will be further discussed in section 4.

To check on the component analysis approach, we also repeated the analysis following the approach of *Lovenduski et al. (2007)*, where DIC and alkalinity are salinity normalized. Equivalent contributions to the response of CO₂ flux to the SAM were obtained for SSS and freshwater fluxes showing two things. First, SSS changes induced by positive phases of the SAM are mainly caused by changes in freshwater fluxes, most likely as a result of enhanced evaporation due to stronger westerlies or changes in surface salinity restoring. Second, on average, the contribution of freshwater fluxes to the response of CO₂ flux to the SAM (as well as salinity) remains small, suggesting that changes in DIC and alkalinity are rather driven by interior ocean processes such as biogeochemical processes or advection/diffusion processes. This last point is the topic of the next two sections where (i) processes responsible for DIC changes in the mixed layer and (ii) mechanism of eddy compensation on DIC supply in the ocean interior will be investigated.

3.4. Causes of DIC changes in the mixed layer

In this section, we investigate various processes responsible for DIC changes in the mixed layer, computing tendencies in the mixed layer following *Vialard et Delecluse (1998)*. That is, the DIC tendency is deconvolved into the contributions of each process resolved by the model. The tendency of DIC into the time-varying mixed layer can be deconvolved

as follows :

$$\begin{aligned}
\partial_t DIC_{ML} = & - \underbrace{\frac{1}{H} \int_{-H}^0 \vec{U} \cdot \vec{\nabla} DIC dz}_{\text{advection}} - \underbrace{\frac{1}{H} (DIC_{ML} - DIC_{-H}) \partial_t H}_{\text{entrainment/detrainment}} \\
& - \underbrace{\frac{1}{H} \int_{-H}^0 D_l (DIC) - \frac{1}{H} [\kappa_z \partial_z DIC]_{-H}}_{\text{diffusion}} \\
& + \underbrace{F_w}_{\text{dilution/concentration}} + \underbrace{B}_{\text{sources-sinks}} \quad (6.4)
\end{aligned}$$

where H is the time-varying depth of the mixed layer (ML), \vec{U} is the velocity field, D_l is the effective lateral diffusion coefficient of DIC, κ_z is the vertical mixing coefficient, F_w accounts for dilution and concentration effects on DIC concentration, and B represents all other “sources minus sinks”, namely biogeochemical processes which include the sea-air CO₂ flux, organic matter production, remineralisation, and the carbonate cycle. \vec{U} can be further decomposed into zonal, meridional, and vertical advection of DIC in the mixed layer. Diffusion is decomposed into lateral diffusion (left-hand term) and vertical diffusion at the base of mixed layer (right-hand term). In the model, the DIC tendencies are computed online as the difference between final and initial states over a 5-day time window for each process as well as the total. The entrainment-detrainment term is computed as a residual term, that is the difference between total tendency and the sum of all the other process tendencies. This analysis is performed for REF05 and SAM05+++ simulations during the period 1995-2004.

Figure 6.7 shows the 1995-2004 time-averaged accumulated tendencies for each process integrated over the interfrontal zones for each simulation and the anomaly (the SAM05+++ and REF05 difference).

3.4.1. DIC mean state

The two simulations have terms of similar tendencies, both in magnitude and between interfrontal regions (not shown). In the mixed layer of the three most northern regions, vertical diffusion is the main process that acts to increase DIC, while lateral advection, detrainment and dilution all reduce DIC. However, in the southernmost region, the AZ, another process, entrainment from annual variations of the mixed layer depth, also acts to increase DIC. The DIC tendency in the mixed layer mainly results from the competition between diffusion, entrainment-detrainment and dilution effects. Contributions from advection are generally small as are those the combined sources minus sinks.

The contribution from vertical diffusion extends from deep-winter mixing, *i.e.*, a seasonal deepening that reaches the higher DIC in the deep layers. Conversely, detrainment from summer restratification causes DIC in the mixed layer to decline, as a result of biological activity. The contribution of dilution is large in the AZ, suggesting that sea ice melting may have a substantial impact on DIC concentration in the surface layers. Contributions of zonal and meridional advection increase DIC in the mixed layer, in particular in the SAZ and PFZ, where ACC zonal transport and Ekman northward transport are strongest. This “lateral induction” process has already been pointed out by *Sallée et al.* (2011), to result from combined changes in advection and in mixed layer depth, causing either subduction

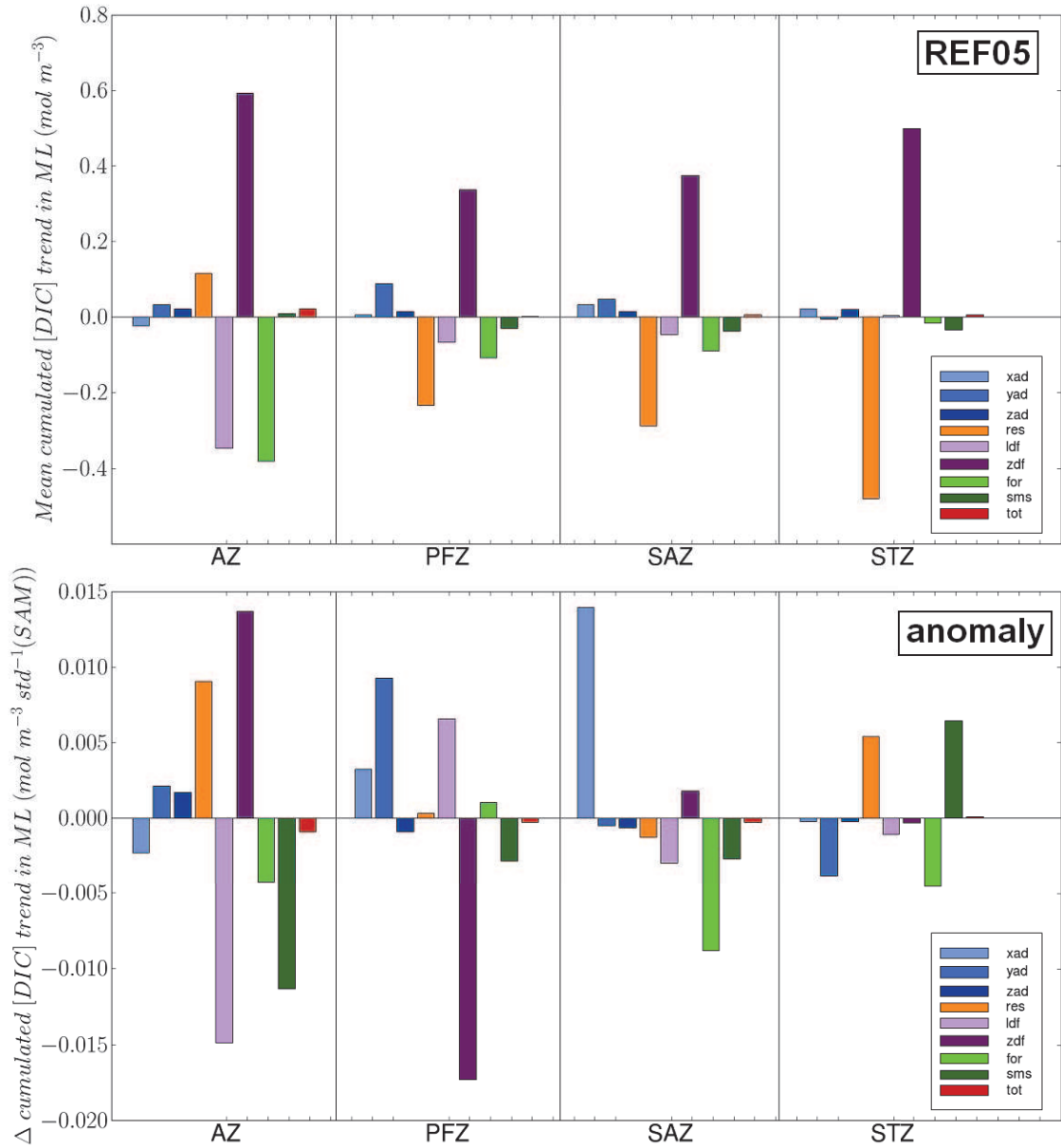


FIG. 6.7 – Mixed-layer 1995-2004 time-averaged cumulated tendencies for each process integrated over the interfrontal zones in mol m⁻³ for (top) REF05 and (bottom) the anomaly (SAM05+++ - REF05). *xad*, *yad* and *zad* are respectively the zonal, meridional and vertical advection tendency terms, *res* is the entrainment/detrainment tendency term, *ldf* and *zdf* are respectively the lateral and vertical diffusion tendency terms, *for* is the dilution/concentration tendency term, *sms* is the sources minus sinks tendency term following equation (6.4), and *tot* is the total tendency term. Positive values indicate a gain of DIC concentration. Scale of processes is different in the bottom panel.

of carbon into ocean interior or reventilation of the mixed layer. The total contribution of combined sources minus sinks is small and tends to decrease in mixed-layer DIC. However, the combined term includes the sea-air CO₂ flux and biological processes, both of which are small or compensate one another.

3.4.2. Response of DIC in the mixed layer

SAM-induced anomalies in tendency terms are the most intense at high latitudes, in particular in the AZ (Figure 6.7). There, the same processes that in determining the mean state of DIC tend to dominate for the anomaly. However, the relative contribution of combined sources minus sinks is much larger for the DIC anomaly. In the PFZ and SAZ, tendency terms for the anomaly are more contrasted than those for the mean state. In the PFZ, the contribution of both zonal and meridional advection are intensified during positive phases of the SAM. Although dominant for the mean state, contribution of diffusion processes weaken in response to positive phases of the SAM. In the SAZ, the zonal advection component largely dominates the SAM-induced anomaly of DIC in the mixed layer. In all regions, contributions from vertical advection remain small.

During positive phases of the SAM, enhanced contributions from zonal and meridional advection may result from a stronger ACC, a stronger northward Ekman transport and deeper mixed layer depths. In the AZ, the relatively greater contribution of sources minus sinks is most likely due to enhanced outgassing of natural CO₂, while biology may also contribute in decreasing DIC concentration as result of deeper mixed layer thus pumping more DIC. This tends to lower DIC concentrations at the surface thus compensating for increased DIC concentrations from stronger vertical mixing and entrainment.

Diffusive processes as well as mixed layer dynamics seem to set DIC mean state in the mixed layer. While lateral induction remains a rather small contributor in setting DIC mean state in the mixed layer, during positive phases of the SAM, it becomes the dominant process in driving DIC anomalies into the mixed layer at ACC latitudes. Vertical advection remains a small contributor both in setting DIC mean state and in driving DIC anomalies in the mixed layer. This contradicts previous studies which emphasize the role of upwelling in bringing more DIC at the surface hence controlling enhanced outgassing of natural CO₂ during positive phases of the SAM (*Lovenduski et al., 2007; Lenton et Matear, 2007*). However, our results do not imply that the role of vertical advection is not important. Although vertical advection may well play a role in bringing DIC to subsurface waters, below the mixed layer, it does not contribute substantially to the input of DIC into the mixed layer.

3.5. Eddy compensation in ocean interior

In this section, we investigate the balance of processes setting the meridional flux of DIC and more particularly those controlling the DIC flux towards the subsurface at the Antarctic Divergence. Thus, we examine the meridional flux of DIC defined as a transport of DIC by density classes. Strictly speaking, the meridional flux of DIC cannot be described by a streamfunction, unlike the meridional overturning circulation. This is because $\vec{U} \times DIC$ is divergent whereas \vec{U} is not. The total flux of DIC is zonally averaged following constant

potential density surfaces and integrated vertically, as follows :

$$\Gamma_{tot}(y, \sigma_2) = \overline{\oint \int_{-H}^{\tilde{z}(x,y,\sigma_2)} v \cdot DIC \, dz' \, dx} \quad (6.5)$$

where σ_2 is the 2000 m depth referenced potential density, H the spatially varying bottom depth, and \tilde{z} the depth of the isopycnal σ_2 . The overbar denotes a temporal average over 1995-2004. v and DIC are respectively the 5-day-averaged meridional velocity and DIC concentration. In order to understand the role played by eddies in the DIC response to the SAM, the total flux of DIC can be further decomposed into three contributions :

$$\Gamma_{tot} = \Gamma_{zon} + \Gamma_{SE} + \Gamma_{TE} \quad (6.6)$$

as detailed further in the Appendix. Γ_{zon} is the contribution of the zonal mean flow. It is largely associated with the northward Ekman transport in shallow layers and the southward geostrophic transport on layers whose depth lies below the sill of Drake Passage. Γ_{SE} corresponds to standing eddies, defined as meridional deviations from a zonal mean. Γ_{TE} corresponds to transient eddies, defined as temporal deviations from a temporal mean following *Treguier et al.* (2007).

Figure 6.8 shows the decomposition of the total flux of DIC by density classes into its three contributions for REF05 and SAM05+++ simulations, and the resulting anomaly. In REF05, the total DIC flux (Γ_{tot}) displays a red cell which extends until $\sim 55^\circ\text{S}$ and is defined as the *subpolar cell*. The subpolar cell corresponds to a circulation where DIC -rich North Atlantic Deep Waters (NADW) from the north are brought to the surface near the Antarctic Divergence by Ekman pumping, transform into AAIW by surface fluxes, and then flow back to the north. Here, we focus on the subpolar cell. To quantify the intensity of the subpolar cell, we define an index based on the maximum of DIC flux in the subpolar cell between 40°S and 60°S .

In REF05, a total DIC flux of $\sim 7 \text{ PgC yr}^{-1}$ is brought at the subsurface of the Antarctic Divergence. This DIC flux results from the combination of three main components. There is a vigorous wind-driven DIC flux (Γ_{zon}) of $\sim 22 \text{ PgC yr}^{-1}$ at maximum and centered at the ACC latitudes. This DIC flux comes up near the subsurface of the Antarctic Divergence and flows back northward, driven respectively by Ekman pumping and Ekman transport in the Ekman layer. The two other components of the total DIC flux partially compensate the wind-driven DIC flux. The standing eddy-induced DIC flux (Γ_{SE}) reaches $\sim 24 \text{ PgC yr}^{-1}$, with the maximum located between 45°S and 60°S in subsurface layers. The transient eddy-induced DIC flux (Γ_{TE}) reaches $\sim 10 \text{ PgC yr}^{-1}$, with the maximum located between 50°S and 60°S in deep layers.

Positive phases of the SAM entail an intensification of the total DIC flux by $\sim 2 \text{ PgC yr}^{-1}$ and of the three flux components, as well as a poleward shift of the subpolar cell by $\sim 2\text{-}3^\circ$ corresponding to the magnitude of the poleward shift of westerlies. The total DIC flux anomaly is strengthened by up to $\sim 20\% \text{ std}^{-1}(\text{SAM})$, thus inducing that more DIC are brought to the subsurface near the Antarctic Divergence. This response results from an intensification of the wind-driven DIC flux by up to $\sim 25\% \text{ std}^{-1}(\text{SAM})$. This intensification is though partly compensated by the eddy-induced DIC flux, whose standing eddy component is strengthened by up to $\sim 15\% \text{ std}^{-1}(\text{SAM})$ and transient eddy component by up to $\sim 32\% \text{ std}^{-1}(\text{SAM})$. Hence, our results show that at least one-fifth of the increase in wind-driven DIC flux is compensated by DIC flux induced by standing and transient eddies.

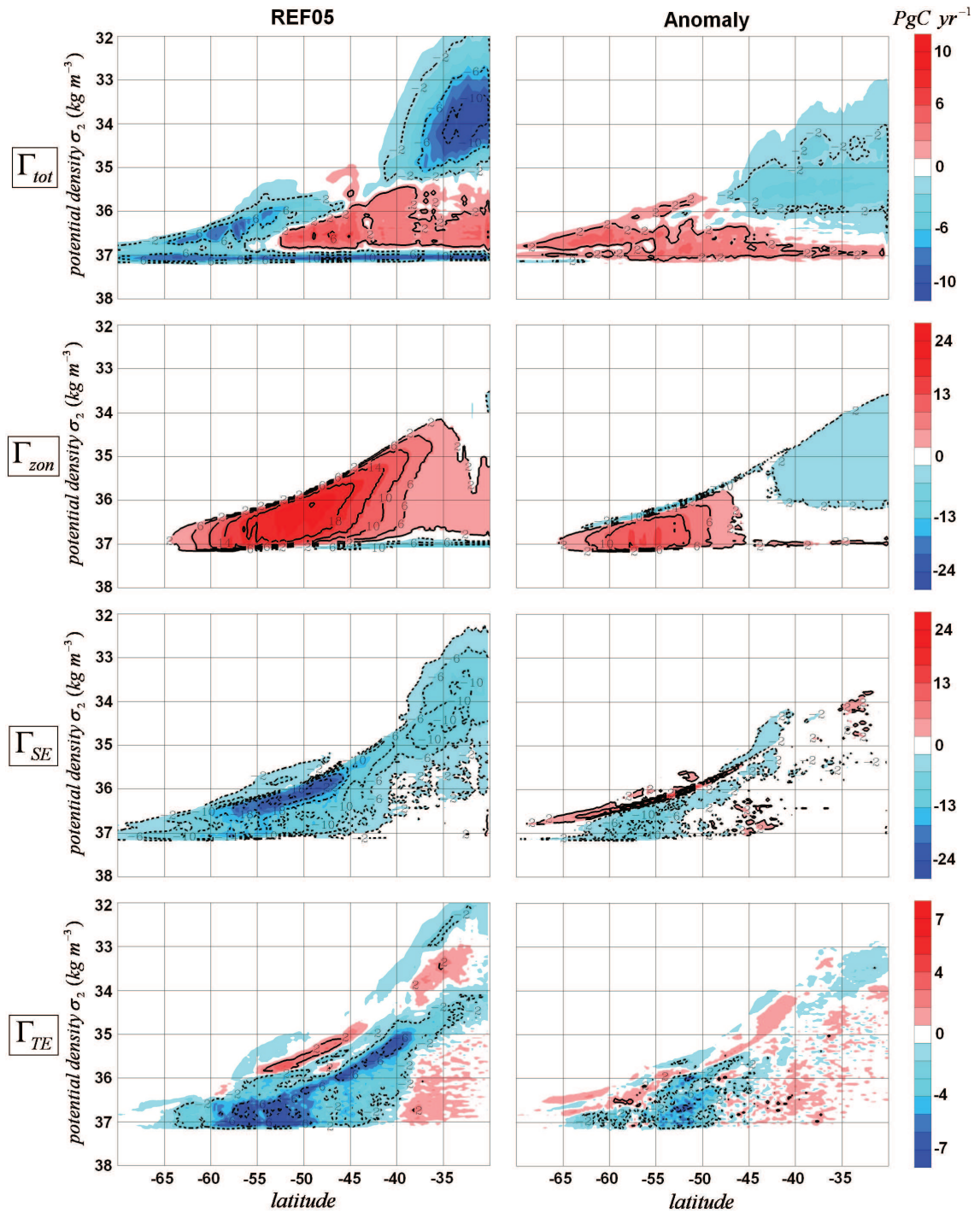


FIG. 6.8 – Total transport (top) of DIC by density classes in PgC yr^{-1} and its three contributions (defined in section 3.5) for (left) REF05 and (right) the anomaly (SAM05+++ - REF05). Red cells correspond to clockwise fluxes and blue cells to counter-clockwise fluxes.

3.6. Connecting interior to surface ocean

In our model, the response of natural CO₂ flux to the SAM is mainly driven by DIC and alkalinity contributions of equivalent magnitude. Changes in DIC input to the subsurface are found to be the result from the competition between changes in wind-driven DIC flux and eddy-induced DIC flux. These DIC are then injected into the mixed layer by diffusive and advective processes. Given the DIC-like distribution of alkalinity in the ocean, the same mechanisms may hold for alkalinity as well, thus potentially compensating for the effect of an increase in surface DIC.

Figure 6.9 shows zonal mean sections of DIC and alkalinity concentrations, and their difference (alkalinity minus DIC) for the REF05 simulation and the anomaly. DIC and alkalinity concentrations intensify with depth, with vertical gradients of alkalinity being generally weaker than vertical gradients of DIC. The difference between alkalinity and DIC concentrations is always positive. Below 1500 m, this difference is minimum and almost constant, indicating that vertical distribution of DIC and alkalinity are similar. In upper layers and north of 45°S, this difference is maximum, with alkalinity concentrations being up to 300 $\mu\text{mol L}^{-1}$ greater than DIC concentrations.

In surface layers (above 500 m) the anomaly of DIC concentration reaches $\sim 10 \mu\text{mol L}^{-1}$, with the maximum located south of 50°S, that is south of the SAF. In subsurface layers (below 500 m), the anomaly has a dipole structure centered around the Antarctic Divergence. South of the Antarctic Divergence, there is a weak positive anomaly of DIC concentration ($\sim 2\text{--}4 \mu\text{mol L}^{-1}$) and north of the Antarctic Divergence, there is a strong negative anomaly ($\sim 20 \mu\text{mol L}^{-1}$). This pattern is consistent with what *Lenton et al.* (2009) found (their Figure 1.b). It is also consistent with what *Le Quéré et al.* (2007) found for the first 1000 m, indicating that this dipole pattern is at least in upper layers, a robust pattern of atmospheric forcing change. The anomaly of alkalinity concentration displays a similar structure as DIC, though intensities are found to be weaker, except in subsurface layers of the Antarctic Divergence.

The anomaly in alkalinity minus DIC concentration shows two main structures. In surface layers, south of the SAF, the anomaly is negative, indicating that the increase in DIC is stronger relative to the increase in alkalinity concentration. In subsurface layers, north of the Antarctic Divergence, the anomaly is positive, indicating that the decrease in DIC is stronger relative to the decrease in alkalinity concentration.

South of the Antarctic Divergence, in subsurface layers, the weak vertical gradient in both DIC and alkalinity concentrations suggests that advection processes may be responsible for DIC and alkalinity anomalies. Once advected below the mixed layer, DIC and alkalinity are imported into the mixed layer by diffusive processes but at a different rates, set by the intensity of their respective vertical gradients. Weaker vertical gradients of alkalinity may imply weaker rates of import of alkalinity into the mixed layer, thus resulting in a stronger DIC change relative to the alkalinity change in the mixed layer. Thus, alkalinity changes only partly compensate DIC changes in surface layers, which results in strong anomalous outgassing of natural CO₂. Below the mixed layer, DIC and alkalinity supply may be sustained by the wind-driven circulation as shown for DIC in section 3.5. North of the Antarctic Divergence, in subsurface layers, strong decrease in DIC and alkalinity concentrations are found. At those latitudes, ACC and northward Ekman transports are intensified by positive phases of the SAM and mixed layers are deepened. As shown in section 3.4.2, this induces strong lateral induction bringing more DIC into the mixed layer.

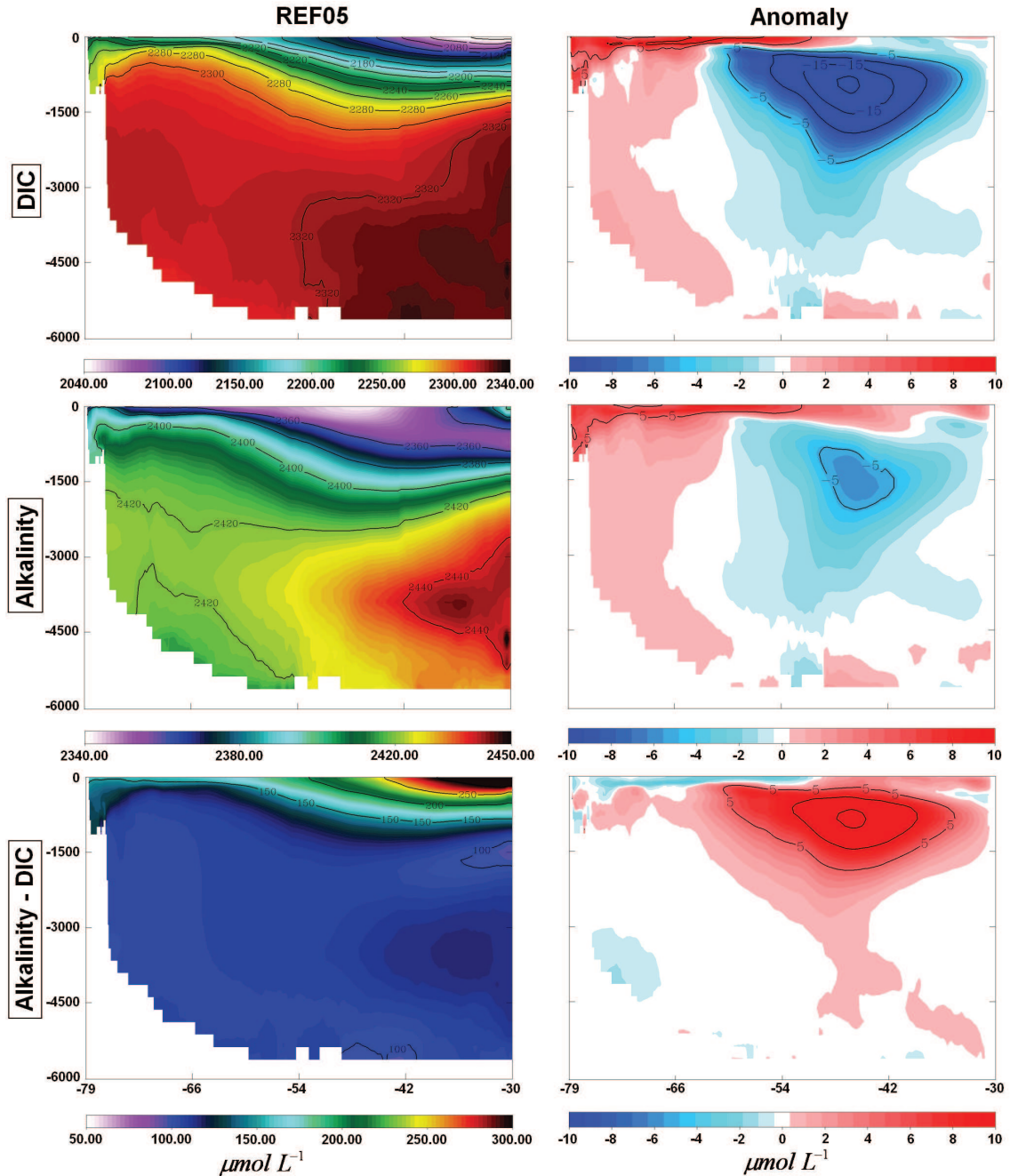


FIG. 6.9 – 1995-2004 zonal mean in (top) DIC, (middle) alkalinity and (bottom) alkalinity minus DIC concentrations in $\mu\text{mol L}^{-1}$ for (left) REF05 simulation and (right) the anomaly (SAM05+++ - REF05). Black contours indicate isolines of concentrations.

Hence, lateral induction might cause ventilation of subsurface waters inducing depletion of DIC and alkalinity in subsurface layers. Unlike subsurface waters south of the Antarctic Divergence, these subsurface waters are not replenished by circulation and thus remain depleted. This depletion might cause the decrease in the diffusive processes intensity bringing DIC into the mixed layer that occurs in the PFZ for positive phases of the SAM (Figure 6.7). The vertical extension of the anomaly of DIC and alkalinity concentrations may arise from depletion induced by increase poleward advection of DIC and alkalinity at depth or from eddy diffusion enhanced by changes in vertical gradients.

4. Discussion

This study shows that changes in $p\text{CO}_2^{\text{oc}}$ associated with positive phases of the SAM are mainly driven by the competition between DIC and alkalinity changes at the surface, with changes in SST and relative wind velocity playing a minor role. The weak contribution of SST contradicts results from previous studies which showed that SST is a main contributor in compensating DIC change effects on CO₂ flux (Lovenduski *et al.*, 2007; Lenton *et Matear*, 2007). However, our model probably underestimates the response to changes in SST because it accounts only for those SAM-induced SST changes due to circulation (e.g. Ekman flow driving cold anomalies) or feedbacks on heat fluxes in bulk formulae used to compute air-sea fluxes. Our model does not account for the SAM signature on air temperature, which affects both ocean circulation and sea ice (Lefebvre *et Goose*, 2005). Our experiment may thus lack a part of the SST response to the SAM which may in turn impact on the response of CO₂ flux.

The weak contribution of wind velocity changes in the response of natural CO₂ flux to the SAM also appears to be in contradiction with the result from Lovenduski *et al.* (2007) who found a dominant contribution of wind velocity in the AZ. Moreover, the strong contribution of alkalinity changes in the response of natural CO₂ flux to the SAM that we found has not already been pointed out in previous studies (e.g. Lovenduski *et al.*, 2007; Lenton *et Matear*, 2007). However, in the same model study, contrasted results were found for the role of alkalinity, SST and wind velocity between Lovenduski *et al.* (2007) and Lovenduski *et al.* (2008). Lovenduski *et al.* (2008) indeed demonstrated that alkalinity plays a major role in explaining the recent trend in natural CO₂ flux, whereas wind velocity and SST only play a secondary role. In Lovenduski *et al.* (2007), the response of natural CO₂ flux to positive phases of the SAM was investigated using regression of variables onto the SAM index while in Lovenduski *et al.* (2008) causes of the trend in natural CO₂ flux was investigated computing trends of each variable. Our results show better agreement to what Lovenduski *et al.* (2008) found. These differences between studies may be due in part to the methods used to study the mechanisms responsible for the response of CO₂ flux to the SAM. Previous studies investigating how the SAM affects the ocean have used either a regression of variables onto the SAM index (e.g. Sen Gupta *et England*, 2006; Lenton *et Matear*, 2007; Lovenduski *et al.*, 2007) or sensitivity experiments to a SAM-like forcing (e.g. Lefebvre *et Goose*, 2005; Farneti *et al.*, 2010; Dufour *et al.*, en révision). For the response of CO₂ flux to the SAM, our study appears to be first using the second method. While the first approach, the regression method, captures the ocean state at the time of a positive SAM event, the second approach, the sensitivity method, focuses on the cumulative effect over the forcing period. Thus, the regression method studies punctual

events but does not account for long-term effects on the ocean system (i.e. the adjustment of a system to a new equilibrium), while the sensitivity method studies the effect of a perturbation in the long term but does not take into account relaxation phases of the system (i.e. the alternance of positive and negative phases of the SAM).

5. Conclusion

Two eddy simulations of the Southern Ocean were carried out based on a coupled ocean-biogeochemistry model and run over the period 1995-2004. These simulations are run under pre-industrial conditions for atmospheric CO₂ concentrations and interannual atmospheric forcings based on ERA-40 reanalysis. In one simulation, a poleward intensified wind anomaly consistent with a positive phase of the SAM is added to the basic forcing. The two simulations allow us to investigate the response of natural sea-air CO₂ flux to positive phases of the SAM in an eddy Southern Ocean.

Our results show that the Southern Ocean response to positive phases of the SAM is an enhanced outgassing of 0.09 PgC yr⁻¹, consistent with previous studies. This response is largely dominated by the response of sea-air CO₂ flux in the Antarctic Zone. In particular, three localized enhanced outgassing areas are found around 60°S in the Weddell Sea, Cooperation Sea and Ross Sea. The SAM-induced response of sea-air CO₂ is mainly driven by changes in surface DIC and alkalinity concentrations. Changes in sea surface temperature, salinity, wind speed, and sea ice play only a minor role.

Causes of SAM-induced DIC changes were investigated in two reservoirs : the mixed layer and the ocean interior. In the mixed layer, the mean state of DIC concentration is found to be mainly driven by the combination of diffusion and entrainment-detrainment processes. During positive phases of the SAM, both diffusion and entrainment-detrainment processes are intensified as is the lateral advection at the ACC latitudes. Vertical advection only plays a minor role in bringing DIC into the mixed layer. Hence, at the Antarctic Divergence, while enhanced upwelling transports more DIC to the subsurface, it is not the main mechanism bringing DIC into the mixed layer.

In the ocean interior, the meridional DIC flux results from the competition between wind-driven DIC flux and eddy-induced DIC flux. During positive phases of the SAM, at least one-fifth of the increase in wind-driven DIC flux is compensated by flux from standing and transient eddies. We estimate that this simulated eddy compensation may underestimate that in the real ocean because our eddy-permitting model only begins to resolve the eddy spectrum.

At the Antarctic Divergence, DIC flux entering the mixed layer is sustained at depth by poleward and upward DIC transport. Same mechanisms should be at play for alkalinity though changes in alkalinity do not compensate for changes in DIC at surface. DIC-enrichment of southernmost and surface waters are likely to be compensated by DIC-impooverishment of subsurface waters at the ACC latitudes. If these DIC-depleted waters are not replenished, this may lead at some point to a decrease in poleward DIC supply and thus to a decrease in anomalous natural CO₂ outgassing. Moreover, if we do underestimate eddy compensation in our model, one could expect that increased DIC supply below the mixed layer would be significantly weaker as eddy spectrum becomes much resolved in models. Then, intensity of diffusion processes may weaken as well, inducing a decrease in

DIC flux into the mixed layer and thus, a decrease in natural CO₂ outgassing.

Thus, connexions between surface and interior ocean should be further investigated to understand how the two reservoirs respond to the SAM forcing and may compensate for each other. Moreover, a more accurate quantification of the role played by eddies in the response of sea-air CO₂ flux to positive phases of the SAM requires the use of an eddy-resolving model. Finally, understanding the pros and cons of the regression and the sensitivity methods in investigating the response of sea-air CO₂ flux to the positive trend in the SAM requires a comparison of the two methods within the same modelling framework. These will be topics for future investigations.

Appendix A : Decomposition of the total DIC flux

The meridional total flux of DIC is computed as a meridional transport of DIC by density classes. Thus, DIC transport is zonally averaged following constant potential density surfaces and integrated vertically, as follows :

$$\Gamma_{tot}(y, \sigma_2) = \oint \overline{\int_{-H}^{\tilde{z}(x,y,\sigma_2)} v \cdot DIC d\tilde{z}'} dx \quad (6.7)$$

where σ_2 is the 2000 m depth referenced potential density, H is the spatially varying bottom depth, and \tilde{z} the depth of the isopycnal σ_2 . The overbar denotes a temporal average over 1995-2004 at constant depth. That is, for some variable ξ over some period τ , $\bar{\xi} = \int_0^\tau \xi dt / \tau$. v and DIC are respectively the 5-day-averaged meridional velocity and DIC concentration. Then, the transient eddy-induced DIC flux Γ_{TE} , i.e. that due to deviations from the temporal mean, is defined following *Treguier et al. (2007)* as :

$$\begin{cases} \bar{\Gamma}(y, \sigma_2) = \oint \overline{\int_{-H}^{\tilde{z}(x,y,\sigma_2)} \bar{v} \cdot \bar{DIC} d\tilde{z}'}, \\ \Gamma_{TE} = \Gamma_{tot} - \bar{\Gamma} \end{cases} \quad (6.8)$$

where $\bar{\Gamma}$ corresponds to the mean DIC flux computed from the time-mean velocity, the time-mean DIC concentration and the time-mean potential density field.

In the same way that the temporal mean and transient eddy (perturbation) components of the flux can be separated, as can the zonally averaged and standing eddy components such that :

$$\begin{cases} \bar{\Gamma} = \Gamma_{zon} + \Gamma_{SE} \\ \Gamma_{zon}(y, \sigma_2) = \oint \int_{-H}^{\langle \tilde{z}(y,\sigma_2) \rangle} \langle \bar{v} \rangle \langle \bar{DIC} \rangle d \langle \tilde{z}' \rangle dx, \end{cases} \quad (6.9)$$

where the angular brackets denote a zonal average at constant depth. That is, for some function ξ and latitude circle of length L , $\langle \xi \rangle = \oint \xi dx / L$. Γ_{zon} is effectively the mean DIC flux zonally averaged at constant depth and projected onto the zonally averaged density. At latitudes of Drake Passage, Γ_{zon} largely corresponds to a northward Ekman transport of DIC on shallow layers and a southward geostrophic DIC transport on layers whose mean depth is below the Drake Passage. Γ_{SE} accounts for the standing eddy-induced DIC flux. Thus, the total DIC flux can be defined in terms of three main contributions, as follows :

$$\Gamma_{tot} = \Gamma_{zon} + \Gamma_{SE} + \Gamma_{TE} \quad (6.10)$$

Acknowledgments

For this project, C.O. Dufour, M. Gehlen and J. C. Orr are supported by the French CEA (Commissariat à l’Energie Atomique). J.C. Orr and M. Gehlen are also supported by the “European Project on Ocean Acidification” (EPOCA) funded by the European Community’s Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under grant agreement no. 211384, as well as by CARBOOCEAN, ‘Marine carbon sources and sinks assessment’ (EU FP6 GOCE-511176). J. Le Sommer and B. Barnier are supported by the French CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique). Simulations were carried out at the CINES super computer facility in Montpellier, France. We would like to thank C. Ethé, L. Bopp, and O. Aumont for providing some biogeochemical fields for initialization of simulations.

6.3 Conclusion

Dans cette étude, nous avons tenté d'une part de décrire la réponse des flux de CO₂ naturel au SAM et d'autre part de comprendre les mécanismes qui la pilotent.

La réponse des flux de CO₂ naturel à une phase positive typique du SAM (i.e. +1 déviation standard) au sud de 31°S correspond à une intensification du dégazage de 0,09 PgC yr⁻¹. Cette réponse est du même ordre que celle trouvée par des modèles de plus basse résolution (e.g. *Lovenduski et al.*, 2007; *Lenton et Matear*, 2007) malgré une distribution spatiale très différente qui pourrait provenir d'une meilleure résolution des structures frontales dans notre modèle. En particulier, la zone antarctique (AZ, au sud du front polaire) domine largement cette réponse, montrant ainsi qu'elle est une région clef dans la compréhension du phénomène de saturation du puits de carbone austral de par l'intensité de ses flux au niveau de la Divergence Antarctique d'une part, et de son étendue à l'échelle du bassin austral d'autre part. Au niveau de la Divergence Antarctique, la distribution spatiale des régions d'intense dégazage n'est pas homogène zonalement, contrairement à ce que les modèles de basse résolution montrent, mais plutôt localisée dans trois secteurs situés au nord de la mer de Weddell, de la mer de Coopération et de celle de Ross.

La réponse des flux de CO₂ naturel aux phases positives du SAM est pilotée par les changements de concentration de DIC et d'alcalinité en surface. Dans notre modèle, le rôle joué par les vents et la SST n'est que secondaire, contrairement à ce qu'ont montré les études précédentes. Dans l'AZ, l'augmentation de la concentration de DIC dans la couche de mélange est contrôlée par la diffusion verticale et l'entraînement à la base de la couche de mélange. Sous la couche de mélange, ce pompage accru de DIC est soutenu par une intensification du transport de DIC induit par les vents, partiellement compensé dans notre modèle par la part tourbillonnaire du transport de DIC. Ainsi, si l'advection verticale est potentiellement le mécanisme responsable de l'apport de DIC sous la couche de mélange, notre étude montre qu'il n'est pas le mécanisme principal qui permet la pénétration des DIC dans la couche de mélange.

Aux latitudes de l'ACC, l'intensification du transport d'Ekman vers le nord et de l'ACC, combinée à des couches de mélange plus profondes, conduirait à augmenter la ventilation des eaux de subsurface, contribuant ainsi à les appauvrir en DIC. Ce signal, simulé par notre modèle, est corroboré par de précédentes études et semblerait donc être une réponse robuste des eaux de subsurface à la tendance positive du SAM.

Cette étude ouvre des perspectives sur la compréhension des mécanismes à l'œuvre dans la réponse des flux de CO₂ naturel au SAM. La compréhension du rôle des tourbillons ainsi qu'une quantification plus précise de leur contribution nécessite l'utilisation d'une configuration de plus haute résolution que celle que nous avons utilisée ici. Ce pas vers la plus haute résolution semble d'autant plus nécessaire que le rôle respectif des tourbillons stationnaires et transitoires à plus haute résolution ne semble pas encore bien identifié, ce, à la lumière des résultats présentés dans le chapitre précédent. Par ailleurs, une étude des différents processus à l'œuvre dans l'océan intérieur permettrait de comprendre le rôle de l'advection verticale dans la remontée des DIC vers la base de la couche de mélange. Vu le rôle joué par l'alcalinité dans la réponse des flux de CO₂ naturel au SAM, une étude des processus pilotant les changements d'alcalinité mériterait également d'être conduite. Enfin, d'un point de vue plus méthodologique, une comparaison précise des stratégies de régression et de sensibilité généralement adoptées dans l'étude de la réponse de l'océan au SAM pourrait être menée, afin de déterminer quelles problématiques il serait préférable

de traiter avec l'une ou l'autre des deux méthodes.

Le scénario correspondant à une saturation du puits de carbone austral repose sur une intensification de la source de carbone naturel que nous avons explorée dans cette étude ; intensification que ne compenserait pas l'augmentation du puits de carbone anthropique (*Le Quéré et al., 2007; Lovenduski et al., 2007*). En effet, la tendance positive du SAM induirait une faible, voire aucune, intensification de l'absorption de CO₂ anthropique dans l'océan Austral. Ceci serait notamment dû à une limitation cinétique impliquée par le temps d'équilibre d'une perturbation atmosphérique de CO₂ avec les eaux de surface. Ainsi, quand bien même la circulation méridienne moyenne s'intensifierait en raison de l'augmentation des vents zonaux - ce qui reste encore l'objet d'un débat comme nous l'avons vu -, le temps que requiert la mise à l'équilibre du CO₂ atmosphérique dans les eaux nouvellement amenées en surface limiterait l'augmentation de l'absorption de CO₂ anthropique. Toutefois les modifications de la circulation induite par l'augmentation des vents, telles que l'approfondissement de la couche de mélange, pourraient affecter la pénétration du CO₂ anthropique dans l'océan. Ces questions sont aujourd'hui encore peu explorées. En effet, l'intensité et la distribution spatiale du CO₂ anthropique ainsi que les mécanismes pilotant son absorption et sa pénétration dans l'océan intérieur restent peu documentés. Une première approche de cette thématique est abordée dans le chapitre suivant.

Chapitre 7

Variabilité spatio-temporelle de la séquestration du CO₂ anthropique

Sommaire

7.1	Introduction	198
7.2	Variabilité spatio-temporelle de la pénétration du CO₂ anthropique	199
7.2.1	Distribution du CO ₂ anthropique dans l’océan Austral	200
7.2.2	Rôle des masses d’eau	201
7.3	Quels processus sont susceptibles de piloter la séquestration du CO₂ anthropique ?	205
7.4	Conclusion	207

7.1 Introduction

L'océan Austral (sud de 40°S) représenterait plus de 40% du puits de CO₂ anthropique global (*Takahashi et al.*, 2009; *Sabine et al.*, 2004) pour seulement un quart de la surface océanique totale. Cette caractéristique en fait une région clef dans la régulation du climat actuel par l'océan.

La fraction anthropique de CO₂ reste cependant petite devant la fraction naturelle, largement majoritaire et chimiquement identique, la rendant ainsi impossible à mesurer directement. Aussi, afin de quantifier cette fraction anthropique du CO₂, différentes méthodes sont utilisées à partir d'autres données d'observations ou de modèles. On trouve d'une part les études basées sur des observations, qui reconstruisent la part anthropique du CO₂ en appliquant par exemple des méthodes de « *back-calculations*¹ » (*Chen et Millero*, 1979; *Gruber et al.*, 1996), ou encore qui exploitent les observations d'autres champs de traceurs afin d'en déduire la fraction anthropique (*McNeil et al.*, 2003; *Khatiwala et al.*, 2009). On trouve d'autre part les études de modélisation, que l'on peut diviser en deux catégories. Une première déduit la part anthropique de CO₂ par différence entre deux simulations, une résolvant le cycle total du carbone et une autre seulement le cycle naturel. Cette méthode, utilisée dans de nombreuses études (*Wetzel et al.*, 2005; *Lovenduski et al.*, 2007, 2008; *Ito et al.*, 2010), a notamment été présentée dans le chapitre 4. Une seconde, dite « *approche par perturbation* », considère le CO₂ anthropique comme un traceur transitoire neutre (comme le sont effectivement les CFCs) et réalise des simulations qui résolvent la pénétration, le transport et les flux air-mer de CO₂ anthropique dans l'océan (*Siegenthaler et Joos*, 1992; *Sarmiento et al.*, 1992; *Lachkar et al.*, 2007). Ces différentes approches, qu'elles utilisent des observations ou des modèles, sont toutes fondées sur un certain nombre d'hypothèses qui participent aux incertitudes qu'il reste actuellement sur l'intensité et la distribution spatiale de la fraction anthropique du CO₂ dans l'océan. Le projet OCMIP a par exemple mis en évidence l'existence de différences systématiques dans l'océan Austral entre estimations à partir de données utilisant la méthode de *Gruber et al.* (1996) et valeurs simulées par les modèles (*Orr et al.*, 2001). Ces incertitudes, qui sont en particulier élevées aux très hautes latitudes, en partie en raison du déficit d'observations, doivent être réduites si l'on souhaite pouvoir prédire l'évolution du puits de CO₂ anthropique.

La capacité de l'océan Austral à absorber du carbone anthropique est essentiellement liée à la rapidité du réapprovisionnement des eaux de surface par des eaux de subsurface quasi dénuées de CO₂ anthropique, et à leur subséquente subduction. Les AAIW et SAMW qui sont formées aux latitudes de l'ACC piègent ainsi du CO₂ anthropique en surface et l'entraînent en profondeur lorsqu'elles subduisent (*Sabine et al.*, 1999). Les processus à l'origine de la subduction du CO₂ anthropique de la surface vers l'océan intérieur sont toutefois mal identifiés et peu documentés. Des études récentes ont montré d'une part, le rôle du transport d'Ekman dans le transport de carbone anthropique des latitudes de l'ACC vers l'équateur, partiellement compensé par le transport induit par les tourbillons (*Lachkar et al.*, 2009a; *Ito et al.*, 2010), et d'autre part le rôle joué par l'induction latérale²

¹les méthodes de back-calculations permettent de séparer la part de carbone anthropique du carbone inorganique dissous mesuré dans l'océan en remontant de l'état correspondant aux mesures jusqu'à l'origine de la masse d'eau en prenant en compte l'origine, le transport ainsi que les apports de DIC par les processus dynamiques et biologiques (*Brewer*, 1978).

²terme désignant ici l'effet combiné du gradient de profondeur de couche de mélange et des courants géostrophiques dans le flux de CO₂ anthropique dans/hors de la couche de mélange.

TAB. 7.1 – Estimations du puits de CO₂ anthropique dans l’océan Austral d’après différentes études. Les études de *Mikaloff-Fletcher et al.* (2006); *Khaliwala et al.* (2009); *Sallée et al.* (2011) utilisent différentes méthodes de reconstructions de la part anthropique à partir d’observations. L’étude de *Ito et al.* (2010) utilise un modèle de résolution « eddy-permitting » (1/6°). La dernière colonne donne l’estimation issue de notre étude selon les critères temporels et géographiques utilisés dans les autres études. Pour la comparaison aux résultats de *Ito et al.* (2010), seule la dernière année de nos simulations (i.e. 2004) a été prise en compte. Les résultats de *Sallée et al.* (2011) sont évalués pour la région au sud de 30°S sans la zone de glace permanente que nous avons quant à nous conservée dans notre calcul. Les estimations sont données en PgC yr⁻¹.

	Période	Région	Estimation	Notre étude
<i>Khaliwala et al.</i> (2009)	1990s	sud de 40°S	0,8 ±0,2	0,6
<i>Sallée et al.</i> (2011)	1990s	sud de 30°S	0,6 ±0,15	0,83
<i>Mikaloff-Fletcher et al.</i> (2006)	1995	sud de 58°S	0,25	0,16
<i>Ito et al.</i> (2010)	2005-2006	sud de 40°S	0,83	0,65

dans la subduction et la reventilation du CO₂ anthropique entre la couche de mélange et l’océan intérieur (*Sallée et al.*, 2011). Il reste toutefois à quantifier le rôle de chacun de ces processus dans la distribution spatiale mais également temporelle de la pénétration et du stockage de CO₂ anthropique dans l’océan Austral.

Dans ce chapitre, nous examinons la variabilité spatio-temporelle de la pénétration du CO₂ anthropique dans l’océan Austral (question A2³). Pour cela, nous utilisons les deux simulations présentées dans le chapitre 4, HIST05 et PIND05, afin d’en déduire par différence la part anthropique. Le lecteur est invité à se référer au chapitre 4 pour la présentation de ces simulations et de l’approche adoptée. Ce chapitre, qui se veut simplement exploratoire, a pour objectif de soulever les questions qui seront à la base de futurs travaux.

7.2 Variabilité spatio-temporelle de la pénétration du CO₂ anthropique

L’océan Austral est un puits de CO₂ anthropique intense estimé à environ 0,8 PgC yr⁻¹ (*Khaliwala et al.*, 2009). Le tableau 7.1 donne un aperçu des récents estimés du puits de CO₂ anthropique austral montrant que les solutions de notre modèle se trouvent dans la fourchette des estimations actuelles comme nous l’avons vu dans le chapitre 4. Toutefois, l’objet de cette section n’est pas de discuter la valeur moyenne du puits austral de carbone anthropique, mais plutôt de se pencher sur la description des variabilités spatiale et temporelle de la pénétration du carbone anthropique dans l’océan Austral, qui constitue la force d’une approche par la modélisation.

³voir partie I

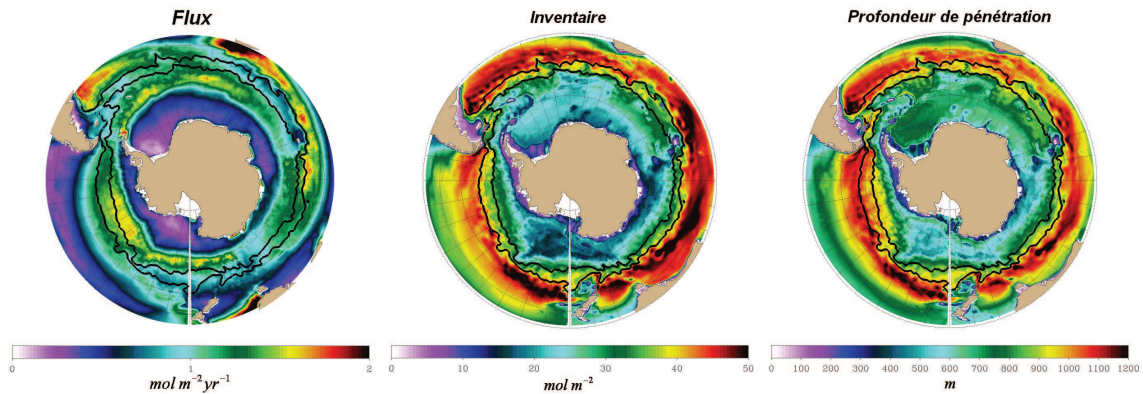


FIG. 7.1 – Moyenne (1995-2004) des flux air-mer, de l'inventaire sur la colonne d'eau (en mol m^{-2}) et de la profondeur de pénétration (en m) du CO₂ anthropique. Seules les positions moyennes du PF et du SAF ont été indiquées (ligne noire) pour plus de clarté.

7.2.1 Distribution du CO₂ anthropique dans l'océan Austral

La Figure 7.1 présente les flux air-mer de CO₂ anthropique ainsi que l'inventaire sur la colonne d'eau et la profondeur de pénétration moyens du CO₂ anthropique dans notre modèle.

Comme nous l'avons déjà noté dans le chapitre 4, l'absorption de CO₂ anthropique à la surface de l'océan est distribuée de façon très inhomogène en fonction des régions. Dans le modèle, les zones de la Divergence Antarctique, des courants de bord ouest, des côtes antarctiques ainsi que le sud de l'océan Indien, sont des puits de CO₂ anthropique particulièrement intenses. Quant aux régions saisonnièrement recouvertes de glace, si elles représentent en moyenne annuelle un puits de CO₂ anthropique relativement faible, un examen des flux à l'échelle saisonnière montre que ces régions sont des puits relativement intenses en été austral notamment en mers de Weddell et de Ross.

L'inventaire de CO₂ anthropique effectué sur la colonne d'eau montre un gradient méridien marqué qui dénote une nette opposition entre hautes et moyennes latitudes. Au sud du PF, l'inventaire de CO₂ anthropique est faible, alors qu'au nord du PF il est généralement important. En particulier, l'inventaire est maximal au nord du SAF dans les régions de l'Atlantique Sud, de l'Indien Sud et à l'est de la Nouvelle Zélande. La répartition de l'inventaire de CO₂ anthropique entre les zones interfrontales montre que 20% du CO₂ anthropique de l'océan Austral (sud de 30°S) est stocké dans l'AZ, 12% dans la PFZ, 26% dans la SAZ et 41% dans la STZ. Ainsi, plus des trois quarts (80%) du CO₂ anthropique de l'océan Austral sont stockés au nord du PF.

La distribution de la profondeur de pénétration du CO₂ anthropique dans l'océan Austral (Figure 7.1) présente également un contraste marqué entre hautes et moyennes latitudes. Les profondeurs de pénétration maximales (> 800 m) se trouvent directement au nord du SAF ainsi que dans la mer de Weddell. Les profondeurs de pénétration minimales (< 500 m) se trouvent généralement au sud du PF ainsi qu'au nord du SAF autour de la Nouvelle Zélande et à l'ouest de l'Amérique du Sud.

Ainsi, les régions associées aux zones de convergence, de couches de mélange profondes et de formation d'eaux denses semblent être les lieux privilégiés de pénétration du CO₂

anthropique dans l'océan intérieur. Ces zones sont le siège de la formation de masses d'eaux qui, au contact de l'atmosphère, acquièrent leurs propriétés thermohalines et absorbent du CO₂ anthropique, puis subduisent entraînant ainsi le CO₂ anthropique vers l'océan intérieur.

7.2.2 Rôle des masses d'eau

Nous allons maintenant nous intéresser plus précisément au rôle des eaux modales subantarctiques (SAMW), des eaux intermédiaires antarctiques (AAIW) et des eaux de fond antarctiques (AABW) dans la pénétration et le stockage⁴ du CO₂ anthropique dans l'océan.

Les SAMW sont formées dans la SAZ au niveau de l'épaisse couche de mélange hivernale se développant au nord du SAF (*McCartney, 1977; Hanawa et Talley, 2001; Sallée, 2007*). L'origine des AAIW fait quant à elle l'objet de plusieurs hypothèses : ces eaux résulteraient soit d'une densification des SAMW le long de leur trajet circumpolaire (*McCartney, 1977; Talley, 1999*), soit d'une subduction et d'un mélange des eaux de surface antarctiques (AASW) le long du PF (*Molinelli, 1981*). Dans notre modèle, une étude des SAMW et des AAIW a montré que ces eaux étaient respectivement traversées par l'isopycne 26,8 kg m⁻³ et centrées sur l'isopycne 27,3 kg m⁻³, la densité étant ici la densité potentielle référencée en surface σ_0 (*Dufour, 2008; Dufour et al., 2011*). Les AABW sont formées dans des régions localisées des côtes antarctiques d'où elles s'écoulent ensuite le long des plateaux continentaux vers les profondeurs abyssales. On peut définir plusieurs types d'AABW en fonction des régions de formation. *Orsi et al. (1999)* ont cependant proposé un critère général pour définir les AABW. Ce critère est basé sur la densité potentielle référencée à 2000 m (σ_2) et montre que les AABW sont généralement localisées dans les couches isopycnales de densité $\sigma_2 > 37,16$ kg m⁻³.

Les masses d'eau : voies privilégiées de transfert vers l'océan intérieur

La Figure 7.2 présente la concentration moyenne de CO₂ anthropique le long des surfaces isopycnales de référence pour chacune des masses d'eau citées ci-dessus ainsi qu'une évaluation de l'inventaire de CO₂ anthropique au sein de ces masses d'eau et de leur épaisseur respectives. Pour les SAMW et les AAIW, l'inventaire est calculé pour chacune des masses d'eau sur une couche d'épaisseur $\pm 0,2$ kg m⁻³ autour de l'isopycne de référence. Pour l'inventaire au sein des AAIW, l'isopycne de référence est cette-fois pris égal à 27,2 kg m⁻³ afin d'assurer une continuité verticale dans les couches isopycnales entre SAMW et AAIW. Pour les AABW, l'inventaire est calculé en sélectionnant les couches d'eau selon le critère de *Orsi et al. (1999)*, i.e. $\sigma_2 > 37,16$ kg m⁻³.

L'isopycne $\sigma_0 = 26,8$ kg m⁻³ affleure au nord du SAF correspondant aux régions de formation des SAMW où les concentrations de CO₂ anthropique en surface sont de l'ordre de 45 $\mu\text{mol L}^{-1}$. Tout au long de la plongée des SAMW vers le nord, la concentration de CO₂ anthropique diminue. L'isopycne $\sigma_0 = 27,3$ kg m⁻³ affleure dans une large région au sud du PF s'étendant parfois jusqu'au continent Antarctique. Les concentrations de CO₂

⁴Le mot stockage est ici utilisé pour désigner la quantité de CO₂ anthropique au sein des masses d'eau, approchée par l'inventaire (i.e. l'intégrale verticale de la concentration), qui ne correspond pas forcément à un stockage définitif dans l'océan intérieur.

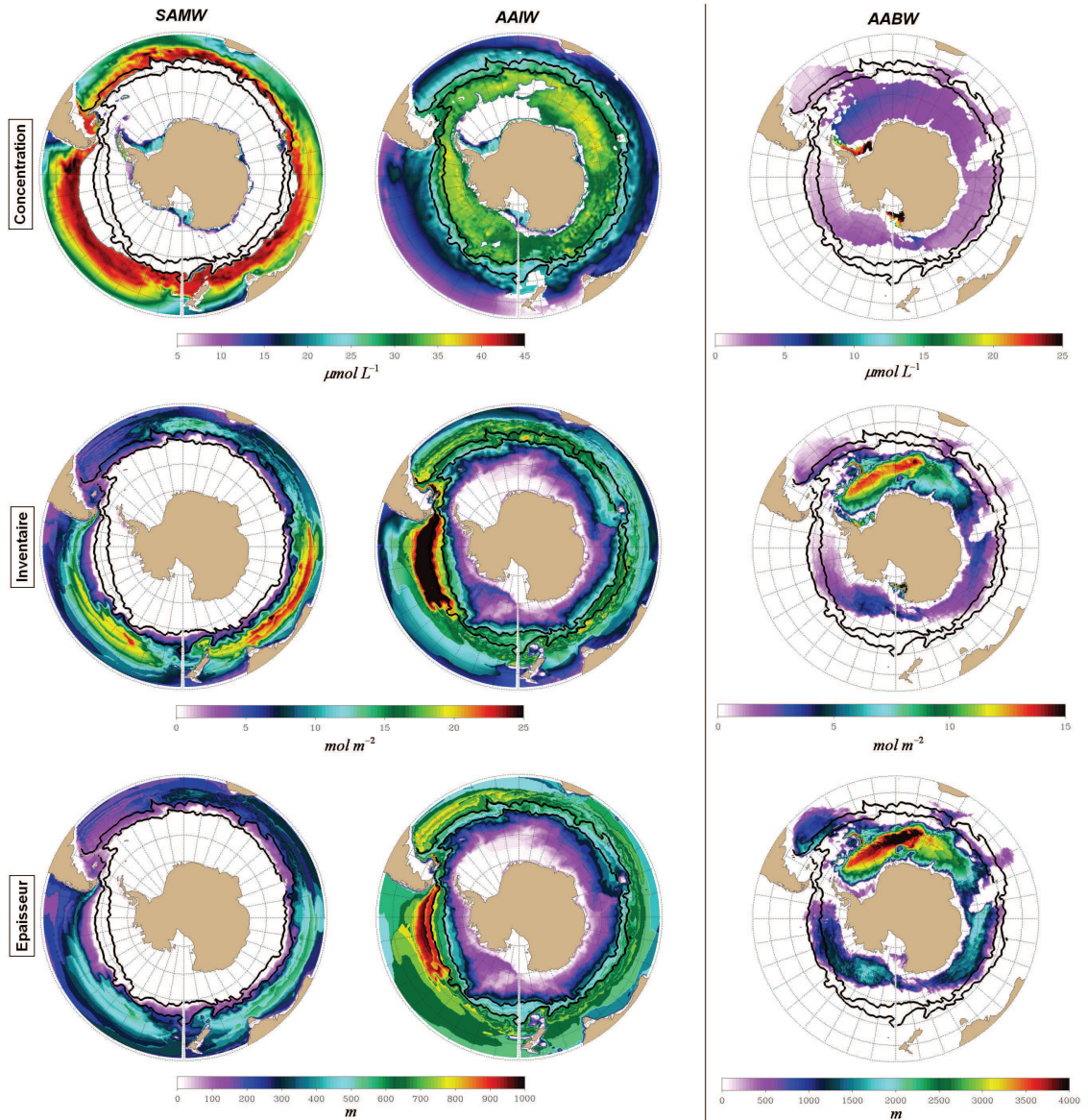


FIG. 7.2 – (Haut) Concentration moyenne (en $\mu\text{mol L}^{-1}$), (milieu) inventaire moyen (en mol m^{-2}) de CO₂ anthropique et (bas) épaisseur (en m) des (gauche) SAMW, (milieu) AAIW et (droite) AABW. La concentration moyenne est calculée sur l'isosurface $\sigma_0 = 26,8 \text{ kg m}^{-3}$ et $\sigma_0 = 27,3 \text{ kg m}^{-3}$ pour les SAMW et AAIW respectivement, et sur l'isosurface $\sigma_2 = 37,16 \text{ kg m}^{-3}$ pour les AABW. L'inventaire moyen est calculé dans une couche d'épaisseur $\pm 0,2 \text{ kg m}^{-3}$ autour de la surface isopycnale de référence pour les SAMW et de celle égale à $\sigma_0 = 27,2 \text{ kg m}^{-3}$ pour les AAIW, et sur les couches d'eaux de densité $\sigma_2 > 37,16 \text{ kg m}^{-3}$ pour les AABW (voir le texte pour la définition des masses d'eau).

anthropique en surface y sont plus faibles qu'au nord du SAF. La concentration de CO₂ anthropique diminue également de façon considérable tout au long de la plongée et du trajet des AAIW vers le nord. Les concentrations de CO₂ anthropique au sein des AABW montrent des valeurs maximales dans les zones cotières de la mer de Weddell et de Ross, correspondant aux régions de formation des eaux de fond de Weddell et de Ross. Ailleurs, les concentrations sont beaucoup plus faibles (environ dix fois inférieures) excepté dans le secteur de la mer de Weddell et le secteur ouest de la mer de Ross dans une bande de latitude 60°S-70°S, indiquant le trajet privilégié des eaux denses vers le nord. D'une manière générale, la diminution de la concentration de CO₂ anthropique des masses d'eau vers le nord est probablement révélateur à la fois du mélange ou de la ventilation que les masses d'eau expérimentent au cours de leur trajet mais également de la pénétration d'un signal anthropique d'intensité croissante.

L'inventaire de CO₂ anthropique au sein des masses d'eau permet d'obtenir une estimation de leur capacité de stockage (Figure 7.2). Les lieux d'intense stockage de CO₂ anthropique sont pour les SAMW, l'océan Indien Est et le Pacifique Ouest, pour les AAIW, le Pacifique Est et l'Atlantique Sud, et pour les AABW, l'Atlantique Sud au sud du PF. Les AABW présentent toutefois des valeurs de stockage environ deux fois inférieures aux SAMW et AAIW. Ces lieux d'intense stockage correspondent aux régions où SAMW, AAIW et AABW sont les plus épaisses, soit entre 500 et 700 m pour les SAMW, entre 800 et 1000 m pour les AAIW, en accord avec les résultats de *Lachkar et al.* (2009b), et entre 3000 et 4000 m pour les AABW. SAMW, AAIW et AABW peuvent ainsi chacune localement stocker d'importantes quantités de CO₂ anthropique. Dans les secteurs de l'Indien Est et du Pacifique Ouest, les SAMW sont responsables d'environ 50% de l'inventaire total de CO₂ anthropique sur la colonne d'eau. Dans les secteurs du Pacifique Est et de l'Atlantique Sud, les AAIW sont responsables d'environ 70% et 50% de l'inventaire total de CO₂ anthropique sur la colonne d'eau, respectivement. Enfin, dans le secteur antarctique de l'Atlantique Sud, les AABW sont responsables d'environ 60% de l'inventaire total de CO₂ anthropique sur la colonne d'eau. Dans le secteur de la mer de Ross, les AABW peuvent également soutenir près de 25% de l'inventaire total. On notera ici en particulier la distribution zonale complexe de cet inventaire qui semble montrer qu'il existe des voies localisées de pénétration du CO₂ anthropique dans l'océan. Cette distribution spatiale est notamment en accord avec les résultats présentés dans l'étude de *Sallée et al.* (2011) qui est basée sur des observations, et en net désaccord avec la structure circumpolaire simulée dans les modèles basse résolution.

Ainsi, les SAMW, les AAIW et les AABW semblent constituer des lieux de pénétration et de stockage de CO₂ anthropique considérables. Il convient de noter toutefois ici que, vu les échelles de temps considérées (quelques décennies), les solutions du modèle quant aux AABW représentent principalement l'intersection entre la structure thermohaline résolue par le modèle, qui permet de définir les AABW, et la distribution de CO₂ anthropique utilisée lors de l'initialisation de la simulation et correspondant donc à l'estimé réalisé par *Khatiwala et al.* (2009). Dans la suite, nous n'étudierons donc pas la variabilité temporelle du CO₂ anthropique dans les AABW.

Variabilité temporelle de l'inventaire de CO₂ anthropique dans les masses d'eau

La Figure 7.3 présente les séries temporelles mensuelles de l'inventaire total de CO₂ anthropique effectué au sein des SAMW et des AAIW sur la période 1995-2004. L'inven-

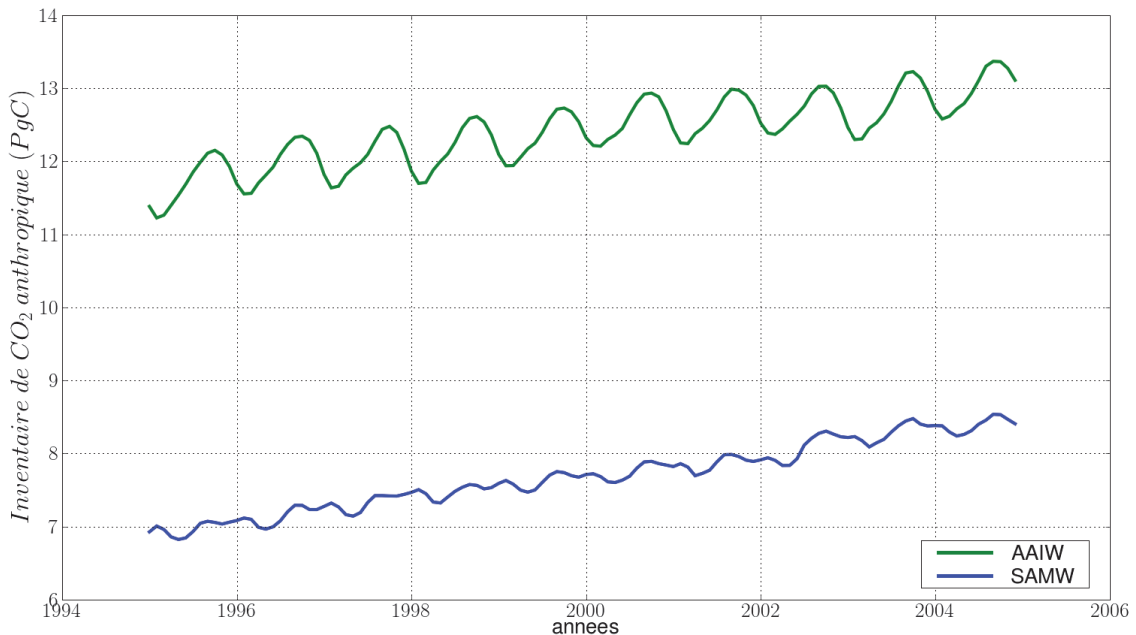


FIG. 7.3 – Série temporelle mensuelle de l'inventaire total de CO₂ anthropique (en PgC) au sein des SAMW (bleu) et des AAIW (vert) au sud de 31°S. Les SAMW et AAIW sont définies selon les critères décrits dans la légende de la Figure 7.2.

taire total des AAIW (~ 13 PgC) est presque deux fois supérieur à celui des SAMW (~ 8 PgC). Ceci est dû au fait que le volume total de AAIW est plus important que celui des SAMW au sud de 30°S (voir Figure 7.2). La somme des inventaires des AAIW et SAMW représente la moitié de l'inventaire total de CO₂ anthropique dans l'océan Austral.

L'inventaire de CO₂ anthropique dans les AAIW présente une variabilité saisonnière plus marquée ($\pm 0,3$ PgC) que celle dans les SAMW ($\pm 0,1$ PgC). Un examen plus approfondi de la série temporelle de l'inventaire de CO₂ anthropique dans les AAIW montre que le maximum saisonnier a lieu au mois de septembre, correspondant à la fin de l'hiver austral. Par ailleurs, les séries temporelles présentent toutes deux des tendances décennales positives. Un calcul de régression linéaire appliqué à chacune des séries temporelles nous donne un taux de stockage de $0,16 \text{ PgC yr}^{-1}$ ($r^2=0.96$) pour les SAMW et de $0,14 \text{ PgC yr}^{-1}$ ($r^2=0.70$) pour les AAIW. Ainsi, en dépit d'un stockage moyen de CO₂ anthropique environ 50% plus faible dans les SAMW que dans les AAIW, dû à un volume inférieur, le taux de stockage de CO₂ anthropique au sein des SAMW est du même ordre, voire légèrement supérieur à celui dans les AAIW.

La saisonnalité de l'inventaire de CO₂ anthropique dans les AAIW est liée à une saisonnalité du volume de ces eaux. Ce signal saisonnier est plus particulièrement induit par la variabilité du volume d'eau sélectionné dans la couche de mélange par notre diagnostic.

Les tendances décennales des inventaires de CO₂ anthropique dans les AAIW et les SAMW sont susceptibles d'être induites par une tendance dans la formation du volume des eaux ou par une tendance dans l'absorption du CO₂ anthropique en surface, liée à la perturbation anthropique dans l'atmosphère. Les séries temporelles du volume des AAIW et SAMW montrent une tendance légèrement négative pour les AAIW ($-1,1 \cdot 10^{14} \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$)

et positive pour les SAMW ($+0,9 \cdot 10^{14} \text{ m}^3\text{yr}^{-1}$). Si l'on considère la concentration de CO₂ anthropique maximale dans chacun des volumes des masses d'eau, on trouve que la tendance induite par un changement de volume de AAIW et de SAMW serait au maximum de $-0,088 \text{ PgC yr}^{-1}$ et de $+0,075 \text{ PgC yr}^{-1}$ respectivement. Ceci suggère que la tendance décennale de l'inventaire de CO₂ anthropique dans les AAIW est principalement pilotée par la perturbation anthropique dans l'atmosphère. Quant à la tendance décennale de l'inventaire de CO₂ anthropique dans les SAMW, elle est susceptible d'être pilotée à la fois par la perturbation anthropique dans l'atmosphère et par l'augmentation du volume des SAMW.

Ainsi, les SAMW et AAIW absorberaient davantage de CO₂ anthropique en surface suivant la perturbation anthropique dans l'atmosphère. Cette augmentation de l'absorption de CO₂ anthropique au sein de ces masses d'eau est susceptible d'impliquer une augmentation de l'injection de carbone dans l'océan intérieur. Les tendances liées à la formation des masses d'eau, qui peuvent résulter d'une tendance dans le forçage atmosphérique ou d'une dérive du modèle, semblent également avoir un impact significatif sur l'inventaire de CO₂ anthropique.

Ces informations ne sont pour l'instant accessibles que par les modèles qu'il peut donc être intéressant d'exploiter pour mieux comprendre les mécanismes pilotant la pénétration du CO₂ dans l'océan Austral. Enfin, il convient de noter que ces diagnostics ont été effectués sur la base de critères simples pour la définition des masses d'eau qu'il s'agirait peut-être d'affiner (en ôtant, par exemple, le volume d'eau compris dans la couche de mélange hivernale) si l'on souhaite quantifier plus précisément l'inventaire de CO₂ anthropique et sa variabilité au sein des masses d'eau.

7.3 Quels processus sont susceptibles de piloter la séquestration du CO₂ anthropique ?

Dans cette section, nous discutons brièvement les mécanismes qui émergent de la littérature récente quant au transport et à la pénétration de CO₂ anthropique dans l'océan.

La Figure 7.4 présente les moyennes zonales de l'inventaire et des flux air-mer de CO₂ anthropique sur la période 1995-2004. Alors que l'intensité maximale des flux de CO₂ anthropique se situe au sud du PF vers 58°S, l'inventaire maximal se situe quant à lui au nord du SAF vers 45°S. Ce contraste méridien entre régions d'absorption du CO₂ anthropique en surface et région de stockage de ce CO₂ dans l'océan suggère un transport net de CO₂ anthropique vers le nord. Cette différence de répartition entre régions d'absorption et de stockage a déjà été mise en valeur par de nombreuses études (e.g. *Sarmiento et al.*, 1992; *Sabine et al.*, 2004; *Lachkar et al.*, 2007, 2009a; *Ito et al.*, 2010).

Dans notre modèle, le transport méridien de CO₂ anthropique intégré zonalement est effectivement orienté vers le nord et montre un maximum d'environ $0,35 \text{ PgC yr}^{-1}$ entre 30°S et 40°S (non montré). Cette valeur est en bon accord avec les études de *Lachkar et al.* (2009a) et *Ito et al.* (2010) qui trouvent respectivement un maximum de $0,3 \text{ PgC yr}^{-1}$ et $0,35 \text{ PgC yr}^{-1}$ dans l'océan Austral au sud de 30°S avec des modèles « *eddy-permitting* ». Cependant, dans les simulations de *Lachkar et al.* (2009a), le transport maximum est situé vers 45°S, contrairement à l'étude de *Ito et al.* (2010) et à la nôtre où ce maximum apparaît plus au nord (vers 35°S). Le transport de CO₂ anthropique est affecté par la circulation

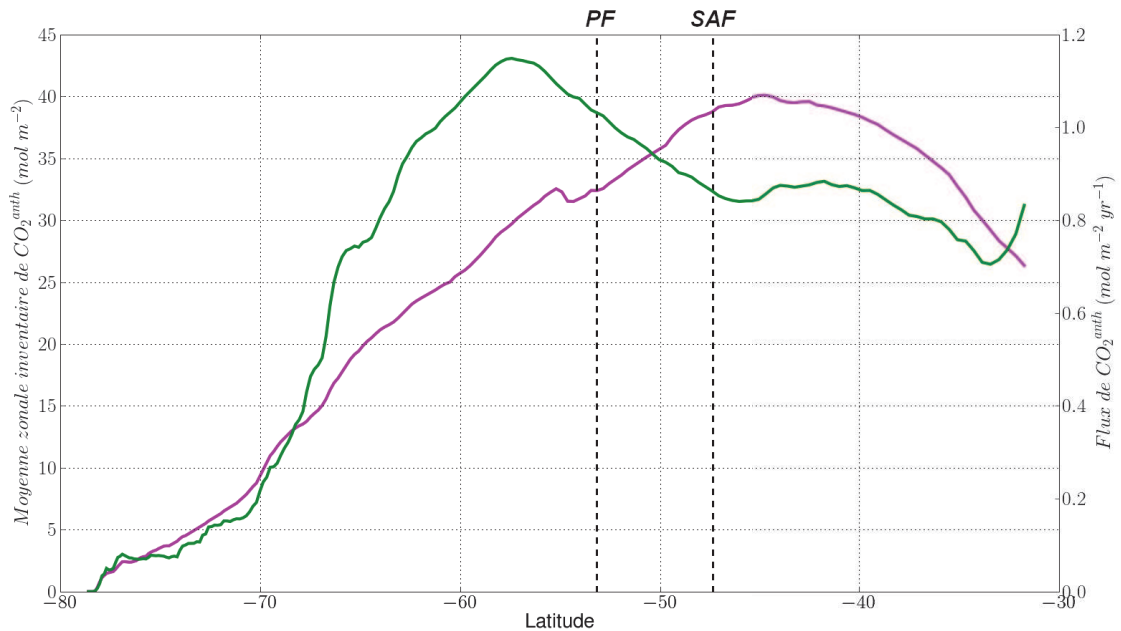


FIG. 7.4 – Moyenne zonale (1995-2004) : (magenta) de l'inventaire (en mol m^{-2}) et (vert) des flux air-mer de CO₂ anthropique (en $\text{mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Les latitudes moyennes du PF et du SAF sont indiquées par les droites verticales en tirets.

et la distribution de CO₂ anthropique résolues dans le modèle. Si *Lachkar et al.* (2009a) utilisent un système de modélisation très similaire au nôtre ($0,5^\circ$; configuration ORCA05), leur configuration est globale et une approche par perturbation est utilisée impliquant une intégration du signal anthropique depuis le début de l'ère industrielle. Quant à *Ito et al.* (2010), ils utilisent un système de modélisation différent, mais dans une configuration régionale de l'océan Austral (sud de 25°S) et avec une stratégie d'initialisation similaire à la nôtre. Cette comparaison entre modèles globaux et régionaux pose la question de la pertinence de la représentation du transport méridien de CO₂ anthropique dans les modèles régionaux, en raison de la présence d'une frontière qui peut contraindre fortement les solutions du modèle.

L'origine de ce transport de CO₂ anthropique vers le nord serait liée à un intense transport d'Ekman qui advecterait les eaux de surface au travers des fronts de l'ACC permettant ainsi un transfert du CO₂ anthropique piégé dans l'océan Austral vers les plus basses latitudes (*Ito et al.*, 2010). Si ce mécanisme semble pouvoir dominer le transport de CO₂ anthropique vers le nord, il ne peut en revanche expliquer à lui seul le transfert de CO₂ anthropique vers l'océan intérieur, étant essentiellement localisé dans les couches de surface (*Sallée et al.*, 2011).

Le transport tourbillonnaire est susceptible de compenser au moins partiellement le transport d'Ekman réduisant ainsi le transport net de CO₂ anthropique vers le nord (*Lachkar et al.*, 2009a; *Ito et al.*, 2010; *Sallée et al.*, 2011). *Lachkar et al.* (2009a) ont ainsi montré avec un modèle global de résolution « *eddy-permitting* » (ORCA05) que les tourbillons induisent un transport méridien de CO₂ anthropique vers le sud, atteignant $0,05 \text{ PgC yr}^{-1}$ aux latitudes de l'ACC. Dans leur étude, ce transport tourbillonnaire, qui compense en partie le transport d'Ekman, est de nature barotropique et implique donc en particulier

que l'effet des tourbillons stationnaires prédomine sur celui des tourbillons transitoires.

Toutefois, le rôle des tourbillons est difficile à quantifier dans nos simulations. En effet, la composante anthropique du CO_2 est déterminée par différence entre deux simulations. Or, les tourbillons transitoires étant par nature turbulents, deux simulations effectuées dans des conditions identiques ne résolvent pas pour autant des champs turbulents identiques. Aussi, la différence des deux simulations ne nous permet-elle pas d'accéder aux processus à haute fréquence, contrairement à l'état moyen qui se montre robuste d'une simulation à l'autre. Une solution à ce problème serait de résoudre dans une même simulation les champs de DIC naturels et totaux, permettant ainsi d'accéder par différence entre les deux champs à la part anthropique tout en gardant la possibilité d'analyser la circulation tourbillonnaire.

Si le transport de CO_2 anthropique a déjà été l'objet de nombreuses études, les processus conduisant à sa séquestration dans l'océan intérieur sont cependant peu connus. Cette séquestration serait le résultat de la subduction du CO_2 anthropique correspondant à son transport des couches de surface à l'océan intérieur, compensée en partie par la reventilation des eaux, correspondant à un retour du CO_2 dans les couches de surface après subduction. Les circulations induites par le vent et par les tourbillons, ainsi que l'induction latérale par la circulation moyenne seraient des mécanismes majeurs de subduction et reventilation du CO_2 anthropique dans l'océan Austral (*Sallée et al.*, 2011).

7.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons vu que les masses d'eau sont des voies privilégiées de pénétration du signal anthropique dans l'océan. Les AAIW et les SAMW contiennent environ la moitié de l'inventaire de CO_2 anthropique dans l'océan Austral. La distribution de l'inventaire de CO_2 anthropique au sein des différentes masses d'eau fait apparaître des régions localisées de pénétration du CO_2 anthropique dans l'océan, notamment dans l'Indien Sud et le Pacifique Sud-Est. Une tendance positive du stockage de CO_2 anthropique au sein des AAIW et SAMW nous montre une absorption croissante de carbone anthropique dans ces masses d'eau qui semble en partie suivre la perturbation atmosphérique. Par ailleurs, la répartition des régions d'absorption et de stockage du CO_2 anthropique de part et d'autre de l'ACC suggère un transport de CO_2 anthropique vers le nord, probablement induit par le transport d'Ekman en surface. Le stockage à long terme de ce CO_2 anthropique dans l'océan intérieur serait le résultat de la compétition entre subduction et reventilation des masses d'eau au travers de la base de la couche de mélange.

La dynamique de couche de mélange serait donc un processus fondamental dans la quantification et la compréhension de la séquestration du carbone anthropique dans l'océan. Toutefois, comme nous l'avons vu dans le chapitre 3, notre modèle (comme de nombreux autres modèles) présente en particulier des biais de profondeurs de couche de mélange hivernale pouvant notamment induire une surestimation de la pénétration du carbone anthropique dans l'océan. Il paraît donc nécessaire d'améliorer la représentation des couches de mélange dans les modèles si l'on souhaite étudier les mécanismes de pénétration du carbone anthropique dans l'océan et quantifier ses changements à l'aide des modèles, d'autant qu'ils sont les seuls outils permettant pour l'instant d'accéder à la variabilité temporelle du signal anthropique à l'échelle de l'océan Austral. Par ailleurs, les résultats des études de *Lachkar et al.* (2009a) et *Ito et al.* (2010) suggèrent que l'augmentation de la résolution

dans les modèles pourrait améliorer la simulation du transport de CO₂ anthropique par une meilleure représentation des tourbillons stationnaires de l'ACC, liée au raffinement de la bathymétrie dans le modèle. Enfin, l'approche adoptée ici, et basée sur une simulation courte initialisée à partir de reconstructions d'observations, ne permet pas de résoudre la pénétration du signal anthropique dans l'océan depuis le début de la période industrielle. Dans cette approche, l'inventaire de CO₂ anthropique est essentiellement dépendant de l'initialisation et donc des reconstructions d'observations, alors que les flux air-mer et la circulation sont inhérents au modèle. Une telle approche rend donc impossible le calcul du transport de CO₂ anthropique cumulé sur la période industrielle. Cependant, étant donné la diminution du coût induit par l'utilisation d'une telle approche, qui de surcroît peut être mise en oeuvre dans un modèle régional au lieu de global, cette stratégie de modélisation pourrait fournir un cadre d'étude adéquat pour effectuer des études de processus, permettant notamment de mieux comprendre les mécanismes qui dominent le transfert de CO₂ anthropique de la couche de mélange vers l'océan intérieur.

Quatrième partie

Conclusions et perspectives

Contexte

L'océan Austral joue un rôle clef dans la machine climatique. Il est d'une part un puits de carbone anthropique intense, représentant à lui seul près de la moitié du puits de carbone anthropique global. Il est d'autre part une source de carbone naturel que la tendance atmosphérique actuelle dans l'hémisphère sud, associée à des phases du SAM plus souvent positives, pourrait intensifier, conduisant ainsi à une diminution significative de l'efficacité du puits de carbone total. Enfin, l'océan Austral est une des régions où demeurent encore les plus grandes incertitudes concernant la variabilité spatiale et temporelle des sources et puits de carbone, les mécanismes contrôlant cette variabilité et leur évolution future. L'objectif de ces travaux de thèse est d'apporter des éléments de réponse quant à la variabilité spatiale et temporelle récente des flux de CO₂ dans l'océan Austral et aux mécanismes qui la pilotent.

Approche adoptée

Pour traiter cette question, j'ai préféré utiliser un modèle plutôt que des observations pour plusieurs raisons. Tout d'abord, dans l'océan Austral, et plus particulièrement aux hautes latitudes, la description spatiale et temporelle des flux de CO₂ fournie par les jeux d'observations est encore insuffisante. Par ailleurs, les flux de CO₂ ne sont pas directement observables mais reconstruits à partir de mesures, augmentant ainsi l'incertitude quant à leurs valeurs. Ensuite, le débat qui a émergé autour de l'hypothèse d'une « saturation du puits de carbone austral », émise par *Le Quéré et al.* (2007), remet en question la capacité des modèles basse résolution à résoudre la réponse du puits de carbone austral à la tendance positive du SAM. Ce débat a trait au rôle des tourbillons dans cette réponse et nécessite notamment de comprendre l'apport d'une meilleure résolution dans les modèles. Enfin, l'angle d'attaque choisi pour aborder ces questions est plutôt celui de la compréhension des mécanismes qui pilotent les flux de CO₂ et leur réponse au SAM que celui d'une quantification de cette réponse qui se voudrait réaliste.

Dans cette thèse, un modèle couplé océan-glace de mer-biogéochimie a été utilisé dans une configuration régionale de l'océan Austral (sud de 30°S) à des résolutions horizontales dites « *eddy-permitting* » de 0,5° et 0,25°. Ces résolutions permettent de résoudre une partie du spectre de la méso-échelle et d'obtenir une bonne description spatiale des structures frontales. La configuration régionale induit une diminution importante des coûts des simulations qui nous permet de multiplier les expériences. La stratégie de modélisation adoptée est celle basée sur l'initialisation de la plupart des variables à partir de champs observés, et d'un « spin-up court » des simulations (quelques décennies). Cette stratégie a été préférée à celle, plus classique, basée sur un « spin-up long » des simulations (quelques centaines voire milliers d'années). Il m'a en effet semblé plus pertinent de disposer de champs de traceurs simulés proches des observations, ce malgré une dérive résiduelle du modèle, que de champs de traceurs simulés à l'équilibre mais potentiellement très éloignés des observations. L'approche par sensibilité que j'ai utilisée, où la réponse de la dynamique et de la biogéochimie au SAM est étudiée en analysant les différences entre les champs issus de diverses simulations, nous permet notamment de contourner le problème lié à la dérive du modèle.

Afin de disposer d'un système de modélisation performant, plusieurs outils ont été mis en place. Pour la partie dynamique des travaux, j'ai repris et mis à jour les configurations

régionales circumpolaires de l'océan Austral, PERIANT05 et PERIANT025, développées dans le cadre des travaux de thèse de *Mathiot* (2009). Pour la partie biogéochimique des travaux, j'ai mis en place une nouvelle configuration régionale circumpolaire, BIOPERIANT05, qui bénéficie notamment d'une stratégie de modélisation aux frontières ouvertes du domaine. Pour assurer le suivi des simulations réalisées durant la thèse, j'ai développé un ensemble d'outils de diagnostics qui ont été introduits dans le monitoring DRAKKAR. Afin de pallier le problème lié à la descente des eaux denses formées sur les plateaux antarctiques, qui induit notamment une dérive du transport de l'ACC, j'ai mis en place une méthode de rappel des propriétés thermohalines des AABW dans les simulations DRAKKAR. Enfin, pour étudier la réponse du système océanique à des anomalies de vitesse de vent dont l'intensité et la structure spatiale peuvent être choisies, j'ai implémenté un forçage synthétique dans le système de modélisation NEMO.

Résultats

Résultats méthodologiques

La stratégie basée sur des simulations avec un « spin-up court », que j'ai mise en œuvre dans ces travaux de thèse, permet de simuler des valeurs moyennes ainsi qu'une variabilité interannuelle des flux de CO₂ dans la fourchette des estimations proposées par les inversions océaniques ou les modèles basse résolution. Ces résultats suggèrent que cette stratégie est probablement une méthode raisonnable pour aborder la gamme de problématiques traitant de la réponse des flux de CO₂ à des perturbations intenses de variabilité interannuelle (comme les phases positives du SAM).

La comparaison d'expériences de sensibilité de la dynamique océanique à des anomalies de vitesse de vent homogènes ou présentant une distribution spatiale particulière montre que les réponses de l'ACC et de la MOC sont très différentes en terme d'intensité comme de structure spatiale. Ce résultat implique qu'il est nécessaire de prendre en compte la structure spatiale du SAM dans les études de sensibilité du système océanique aux anomalies de vent associées à la tendance positive du SAM.

Résultats scientifiques

A1. Quelle est la distribution spatiale des flux de CO₂ dans l'océan Austral ?

Dans l'océan Austral, la distribution spatiale des flux de CO₂ est le résultat d'une part de puits de carbone anthropique intenses dans les régions de l'Atlantique sud-est, de l'Indien sud-est, de la Divergence Antarctique et des zones côtières antarctiques ; et d'autre part d'une source de carbone naturel intense au niveau de la Divergence Antarctique, de l'Indien sud-ouest et du Pacifique sud.

A2. Quelles sont les zones privilégiées d'absorption et de pénétration du CO₂ anthropique ?

Les régions de forte absorption de CO₂ anthropique correspondent aux zones de formation des SAMW, AAIW et de AABW, aux eaux dépourvues de CO₂ anthropique faisant surface au niveau de la Divergence Antarctique, ainsi qu'aux courants de bord ouest caractérisés par une intense activité méso-échelle. SAMW et AAIW apparaissent comme les voies privilégiées pour la pénétration du CO₂ anthropique dans l'océan intérieur. Dans

notre modèle, elles représentent à elles seules environ 50% du stockage de CO₂ anthropique dans l'océan Austral. Par ailleurs, la pénétration du CO₂ anthropique via ces masses d'eau s'effectue dans des zones localisées du Pacifique sud-ouest et de l'Indien sud-est.

A3. Quelle est la réponse des flux de CO₂ naturel au SAM ?

Dans notre modèle, les phases positives du SAM induisent un renforcement du dégazage de CO₂ naturel de 0,09 PgC yr⁻¹ au sud de 31°S, principalement dû à l'intensification des flux de CO₂ au niveau de la Divergence Antarctique, montrant la prédominance des hautes latitudes dans la réponse des flux de CO₂ naturel au SAM. Les anomalies de flux induites par le SAM ne sont pas distribuées de façon homogène autour de l'Antarctique, comme le simulent les modèles de basse résolution, mais sont localisées au niveau de la Divergence Antarctique dans trois secteurs spécifiques au nord des mers de Weddell, de Coopération et de Ross.

A4. Et quel rôle jouent les très hautes latitudes dans ce tableau ?

Les régions côtières antarctiques sont localement des puits de carbone anthropique intenses probablement liés à la formation d'eaux denses sur les plateaux antarctiques. Ces eaux denses, une fois formées, conduisent le carbone anthropique directement vers les grandes profondeurs. Dans notre modèle, les régions saisonnièrement englacées présentent une distribution spatiale complexe de sources et puits de carbone naturel, contrairement à ce que simulent les modèles basse résolution. Les phases positives du SAM semblent induire une intensification de ces sources (ex : mer de Weddell) et de ces puits (ex : mer d'Admunsen) de carbone naturel, en accord avec la réponse de la glace de mer, formant un dipôle antarctique.

B1. Quels processus pilotent les flux de CO₂ naturel ainsi que la remontée des DIC en subsurface et en surface ?

La réponse des flux de CO₂ au SAM est le résultat de la compétition entre les changements de concentration de DIC et d'alcalinité en surface. Dans notre modèle, la SST ainsi que le vent jouent un rôle essentiellement secondaire, contrairement à ce qu'ont montré la plupart des études précédentes.

L'augmentation de la concentration moyenne de DIC dans la couche de mélange est principalement pilotée par les processus de diffusion verticale, ainsi que d'entraînement à la base de la couche de mélange dans l'AZ seulement. Les phases positives du SAM induisent un renforcement de ces processus ainsi que de l'advection latérale aux latitudes de l'ACC entraînant une intensification de la concentration de DIC dans la couche de mélange. En contradiction avec le paradigme actuel qui propose que l'augmentation de la concentration de DIC de surface est pilotée par un renforcement de l'upwelling, nos résultats montrent que l'advection verticale joue un rôle mineur dans l'apport de DIC dans la couche de mélange.

Sous la couche de mélange, le flux de DIC est le résultat du flux induit par les vents et de celui induit par les tourbillons. Dans notre modèle de résolution 0,5°, au moins un cinquième du renforcement du flux de DIC induit par l'intensification des vents, associée aux phases positives du SAM, est compensé par le flux induit par les tourbillons.

B2. Quel est le rôle des processus dynamiques de fine échelle dans la réponse de l'océan au SAM ?

ACC et MOC répondent de façon très différente aux phases positives du SAM ainsi qu'au changement de résolution dans le modèle. L'intensité de la MOC est beaucoup plus sensible aux anomalies de vitesse de vent que celle du transport de l'ACC. Les anomalies de vitesse de vent induisent également des modifications dans la structure de la MOC tandis que la position moyenne de l'ACC est quasi invariante dans nos simulations. Ce dernier point montre que la position des fronts est avant tout contrainte par la topographie du fond marin.

Dans les simulations de résolution $0,25^\circ$, l'augmentation de la circulation méridienne induite par le renforcement des vents est essentiellement compensée par la circulation méridienne inhérente aux tourbillons stationnaires. Ces résultats montrent également que la circulation méridienne induite par les tourbillons transitoires n'est pas forcément intensifiée par une augmentation de la vitesse des vents. Ainsi, il semblerait que la réponse de la MOC au SAM ne puisse être directement déduite de celle de l'ACC, ou de celle des pentes des isopycnes. Ceci remet notamment en question la capacité qu'ont les observations à pouvoir détecter les changements de la MOC. Enfin, ces résultats montrent que l'apport d'une plus haute résolution dans la simulation de la réponse de la circulation méridienne au SAM est davantage celui d'une topographie plus finement résolue que de la représentation des instabilités baroclines.

B3. Quelle est l'influence de la distribution spatiale des anomalies de vent liées au SAM sur la dynamique de l'océan ?

La structure spatiale du SAM induit des changements de rotationnel de vent qui ont notamment pour effet d'accélérer plus efficacement l'ACC que ne le ferait une simple intensification homogène de la vitesse des vents. Ceci suggère que le rotationnel de vent a une influence au moins aussi cruciale que l'intensité du vent sur le transport de l'ACC.

Limites

Limites de l'approche

Le système de modélisation utilisé présente certains défauts qui sont susceptibles d'influer sur nos résultats. En particulier, les simulations comportent deux biais importants et caractéristiques du modèle qui sont les représentations des profondeurs de couche de mélange et du cycle saisonnier de la $p\text{CO}_2$ océanique. Le premier biais correspond à des couches de mélange hivernales trop profondes et induit sans doute une pénétration également trop profonde des traceurs anthropiques. Le second biais interdit en l'état actuel des choses une étude pertinente du cycle saisonnier des flux de CO_2 avec notre modèle, excepté aux hautes latitudes où les processus qui pilotent la saisonnalité de la $p\text{CO}_2$ océanique semblent en accord avec les observations.

Par ailleurs, nous avons vu que la stratégie basée sur des simulations bénéficiant seulement d'un « spin-up court » montre ses limites dès qu'il s'agit d'analyser la tendance des variables. En effet, le temps d'ajustement des simulations est trop court pour atteindre un état d'équilibre dans les simulations. L'analyse des tendances dans ce type de simulations nécessite donc une bonne connaissance de la dérive modèle.

La stratégie adoptée dans ces travaux de thèse est essentiellement fondée sur la réalisa-

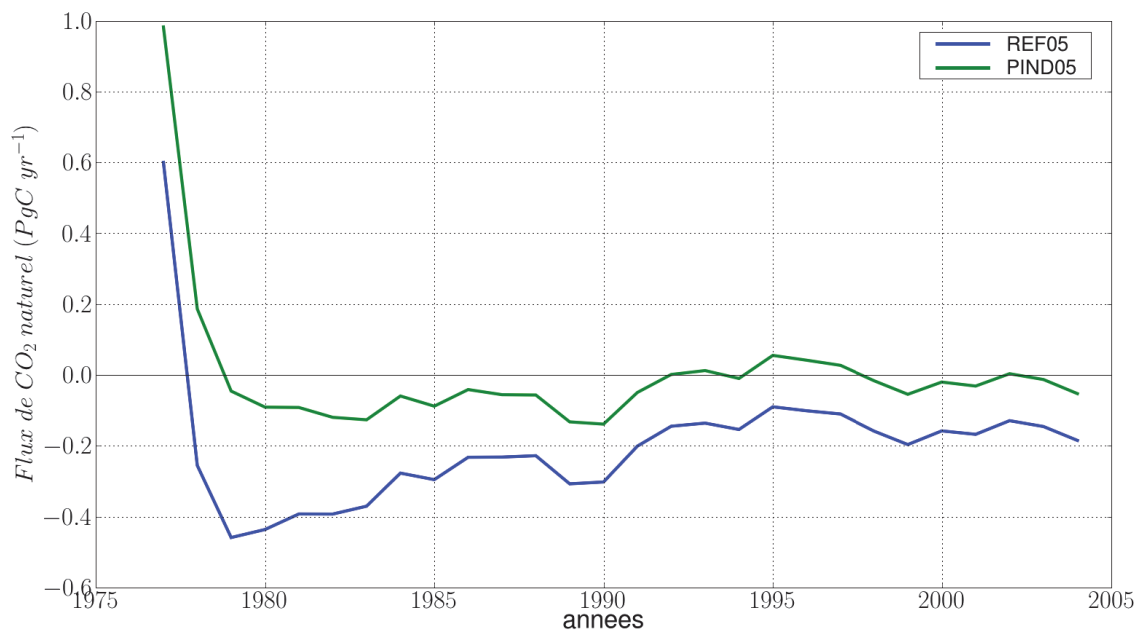


FIG. 5 – Séries temporelles des flux de CO_2 naturel annuels intégrés au sud de 31°S pour les simulations REF05 et PIND05. Les deux simulations diffèrent seulement par l'initialisation des champs de DIC. Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO_2 vers l'atmosphère.

tion d'expériences de sensibilité aux phases positives du SAM. Cette méthode implique un effet cumulé de la perturbation liée au SAM dans le système océanique. Elle représente l'une des deux méthodes - avec celle fondée sur la régression des champs sur l'index du SAM -, utilisées généralement dans les études de la réponse de l'océan au SAM. La comparaison de nos résultats avec ceux issus d'autres études utilisant une méthode de régression nous ont montré des résultats différents dans le diagnostic des processus pilotant la réponse des flux de CO_2 au SAM. S'il n'est pas certain que ces divergences de résultats tiennent à l'utilisation de deux méthodes différentes, il convient d'admettre qu'aucune évaluation conjointe de ces méthodes n'a été effectuée afin de déterminer laquelle est la plus adéquate à traiter la question de la réponse de l'océan à la tendance du SAM.

Les différentes initialisations des champs de DIC qu'il m'a été donné d'utiliser dans ces travaux de thèse m'ont conduit à constater que le modèle est très sensible à cette initialisation. En effet, deux simulations du cycle naturel du carbone ont été réalisées dans lesquelles le champ de DIC est initialisé soit à partir de GLODAP (REF05), soit à partir de l'estimé préindustriel issu des travaux de *Khatiwala et al. (2009)* (PIND05). La Figure 5 présente la série temporelle des flux de CO_2 annuels moyens intégrés sur le domaine austral dans les simulations REF05 et PIND05. L'initialisation des DIC est ici responsable d'une différence d'un peu moins de $0,2 \text{ PgC yr}^{-1}$ entre les flux de CO_2 simulés par les deux simulations, soit une différence du même ordre que celle trouvée entre les deux simulations où le paramètre de la pente initiale de la courbe P-I avait été divisé par un facteur 2 (voir chapitre 2, section 2.4.2). Ce constat a été effectué à la fin de mes travaux de thèse et son origine n'a donc pas eu le temps d'être davantage creusée.

Limites des schémas classiques de la circulation australe

La description des champs dynamiques et biogéochimiques ainsi que la compréhension des mécanismes qui les pilotent se heurtent, me semble-t-il, à deux obstacles que forme la représentation classique de la circulation de l’océan Austral.

Le caractère circumpolaire de la circulation australe incite à représenter les champs en moyenne zonale. Or, nous avons constaté au cours de ces travaux les grandes disparités régionales qui existent dans les champs dynamiques et biogéochimiques. Citons plus particulièrement l’intensification des flux de CO₂ naturel dans trois secteurs de la Divergence Antarctique en réponse au SAM, la pénétration localisée du CO₂ anthropique au sein des AAIW et SAMW, ou encore la réponse dipolaire de la glace de mer et des flux de CO₂ au SAM. Le caractère circumpolaire de la circulation australe est également à la base des théories qui fondent notre compréhension actuelle de cette circulation, et qui reposent essentiellement sur l’hypothèse d’un ACC parfaitement zonal. Or, l’ACC n’est de toute évidence pas un écoulement parfaitement zonal. Ainsi, si ces théories ont permis sans aucun doute une meilleure compréhension de la circulation australe, elles induisent également un biais conceptuel dans la représentation de cette circulation. Les liens classiquement établis entre pentes des isopycnes, ACC et MOC en sont une illustration.

L’utilisation de la circulation d’overturning méridien (MOC) en coordonnées sigma est un diagnostic classique pour représenter la circulation résiduelle dans l’océan Austral. Toutefois, sa validité n’est effective qu’en dehors des couches de surface. Ce diagnostic n’est donc pas représentatif des processus dans la couche de mélange, qui sont susceptibles d’être très différents de ceux de l’océan intérieur, du fait de la structure en densité de la couche de mélange et de sa dynamique saisonnière. Les diagnostics permettant de déterminer ces processus sont généralement intégrés dans la couche de mélange. Ainsi, peu d’études font le lien entre couche de mélange et océan intérieur, les diagnostics pour analyser l’un ou l’autre des deux réservoirs étant la plupart du temps découplés. Assembler représentations en surface et dans l’océan intérieur n’est donc, au final, pas chose aisée. Nous l’avons vu par exemple dans notre étude sur la réponse des flux de CO₂ naturel au SAM. Une solution particulièrement adaptée à l’océan Austral, qui permettrait de réconcilier ces deux vues, serait peut-être d’effectuer des diagnostics au sein des masses d’eau (*Iudicone et al.*, 2011), ces dernières établissant un lien entre océan de surface et intérieur.

Perspectives

Dans la même direction

De nombreuses pistes mériteraient d’être explorées dans la perspective de la poursuite des travaux entamés durant cette thèse.

Une exploitation plus pertinente des simulations ainsi que la mise en place de futures expériences nécessitent tout d’abord de se pencher plus avant sur des points méthodologiques inhérents au comportement du modèle et à la stratégie d’expérience adoptée. L’impact de la distribution initiale des DIC sur les solutions du modèle, et notamment sur les flux de CO₂, que nous avons évoqué plus haut, semble être un point crucial pour la communauté des modélisateurs. Il s’agirait en particulier de comprendre dans quelle mesure les valeurs de concentration de surface et la structure spatiale des DIC à l’initialisation influent sur les solutions calculées par le modèle.

Une quantification de la dérive ainsi que des potentielles variabilités internes du modèle pourrait être menée, notamment si l'on souhaitait exploiter le signal de tendance dans nos simulations. Une telle étude permettrait de connaître les variables et les régions les plus affectées par la dérive du modèle, ce qui contribuerait également à une meilleure connaissance de la façon dont celui-ci s'ajuste. En outre, une comparaison des variabilités internes des modèles de résolution $0,5^\circ$ et $0,25^\circ$, ainsi qu'une étude de l'impact de l'initialisation sur les différences entre les solutions proposées par ces deux modèles, pourrait s'avérer utile pour améliorer notre compréhension des analyses effectuées en comparant des modèles de résolution différente.

Par ailleurs, l'amélioration du réalisme des simulations nécessiterait d'approfondir les causes des deux principaux biais du modèle. Une première étape serait sans doute d'affiner la comparaison modèle/observations du cycle saisonnier de la couche de mélange, et ce notamment aux hautes latitudes pour lesquelles nous n'avons pas d'idées précises des performances du modèle. Les climatologies actuelles étant lacunaires dans la représentation du cycle saisonnier de la couche de mélange dans les zones saisonnièrement recouvertes de glace de mer, il pourrait être intéressant de se tourner vers les données collectées par les éléphants de mer. Une seconde étape serait de travailler sur les paramétrisations du modèle en effectuant notamment des tests de sensibilité à différentes paramétrisations ou jeux de paramètres pour améliorer la représentation de la dynamique de la couche de mélange et de la croissance du phytoplancton dans l'océan Austral.

Enfin, les résultats obtenus via l'approche par sensibilité adoptée dans mes travaux de thèse mériteraient d'être comparés, au sein du même système de modélisation, avec ceux obtenus en utilisant une approche par régression. Une telle comparaison nous permettrait sans doute de pouvoir appréhender dans quelle mesure ces deux méthodes peuvent conduire à des résultats différents et éventuellement de préconiser l'une ou l'autre de ces deux méthodes selon la problématique abordée.

Une des perspectives stimulantes de ces travaux de thèse serait de reproduire le jeu de simulations utilisé dans l'étude de la réponse des flux de CO_2 au SAM à une résolution de $0,25^\circ$ (BIOPERIANT025). L'apport d'une description plus fine de la bathymétrie et des zones côtières devrait conduire à une meilleure représentation spatiale des régions de source et de puits de carbone naturel dans l'océan Austral. Par ailleurs, la résolution d'une part plus importante du spectre de la méso-échelle permettrait peut-être de mieux comprendre les rôles respectifs des tourbillons transitoires et stationnaires dans le transport de DIC.

Enfin, dans ces travaux, la réponse du système océanique à la tendance du SAM a été étudiée en appliquant une perturbation correspondant aux phases positives du SAM gardée constante dans le temps. Or, les travaux de *Marshall* (2003) ont montré que la tendance du SAM n'est significative que durant l'été et l'automne. Au cours de ces travaux de thèse, nous avons diagnostiqué que la diffusion verticale ainsi que l'entraînement à la base de la couche de mélange jouaient un rôle primordial dans l'augmentation de la concentration des DIC dans la couche de mélange. Ces processus sont étroitement liés à la dynamique de la couche de mélange dont la variabilité est essentiellement saisonnière. Ainsi, l'application d'une anomalie constante dans le temps comme nous l'avons fait ici, pourrait conduire à surestimer l'effet des processus particulièrement actifs en hiver, tels que la diffusion verticale, et ainsi à potentiellement surestimer la réponse des flux de CO_2 au SAM. Une telle hypothèse pourrait notamment être vérifiée en reproduisant le jeu de

simulations que nous avons réalisé au cours de ces travaux de thèse en remplaçant l'anomalie de vitesse de vent saisonnièrement constante par une anomalie seulement effective en été et automne. Dans la même optique d'affiner le forçage synthétique associé au SAM dans nos tests de sensibilité, il pourrait également être intéressant d'appliquer une tendance décennale aux anomalies de vitesse de vent, afin de reproduire la tendance actuelle du SAM. Le forçage synthétique mis en place au cours de mes travaux de thèse pourrait être facilement adapté pour de telles expériences.

Les premiers résultats concernant la fraction anthropique sont encourageants pour l'exploitation de simulations régionales dans la compréhension des mécanismes à l'œuvre dans la séquestration du carbone anthropique dans l'océan Austral. En dépit des défauts inhérents à la stratégie d'initialisation et à la période des simulations, notre approche semble être adéquate pour mener des études de processus, et notamment quantifier les contributions relative de la circulation d'Ekman et de la circulation tourbillonnaire dans la séquestration du carbone anthropique dans l'océan intérieur et dans son transport vers les basses latitudes. Une telle étude pourrait notamment être menée en introduisant simultanément deux traceurs de DIC dans une même simulation, un reproduisant la fraction naturelle et l'autre totale, afin que les processus turbulents résolus par le modèle affectent les deux traceurs de manière similaire.

Ouverture

L'augmentation des émissions de CO₂ anthropique dans l'atmosphère a fait apparaître trois facteurs de stress majeurs dans l'océan Austral. Réchauffement de l'atmosphère induit par les gaz à effet de serre et accroissement du trou d'ozone dans l'hémisphère sud sont à l'origine d'une tendance positive du SAM qui se traduit par un renforcement des vents aux hautes latitudes. Ce renforcement entraîne notamment une intensification du mélange et donc une diminution de la stratification, ainsi qu'un refroidissement de la surface océanique par augmentation de l'évaporation. D'un autre côté, le réchauffement climatique induirait une augmentation des précipitations, une potentielle fonte partielle de la calotte glaciaire antarctique ainsi que le réchauffement des eaux de surface (*IPCC*, 2007). Ces processus conduisent tous à augmenter la stratification des couches de surface dans l'océan Austral. Aussi, une des questions majeures pour l'évolution de la dynamique australe est celle de savoir dans quelle mesure la stratification pourrait compenser les changements de vent liés au SAM. Le troisième facteur de stress est l'acidification de l'océan causée par l'augmentation de la dissolution de CO₂ anthropique à la surface de l'océan (*IPCC*, 2007).

Ces trois facteurs induisent chacun des mécanismes susceptibles de contribuer à réduire l'efficacité du puits de carbone austral. Ainsi, le renforcement des vents lié à la tendance du SAM pourrait entraîner une intensification de la remontée des eaux riches en DIC au niveau de la Divergence Antarctique. C'est sur ce premier point que se sont concentrés mes travaux de thèse. Ensuite, la stratification pourrait causer une diminution du taux de formation des masses d'eau ainsi que celle de l'efficacité de la pompe biologique. Enfin, l'acidification de l'océan conduit à une diminution de la capacité tampon des eaux de surface (*Doney et al.*, 2009).

Le processus d'acidification de l'océan est particulièrement à l'œuvre dans les régions polaires comme l'océan Austral en raison de l'absorption de grandes quantités de CO₂ anthropique (*Orr et al.*, 2005), induisant une fragilisation des organismes calcificateurs

et par conséquent de tous les réseaux trophiques supérieurs (*Smith et al.*, 2007; *Tortell et al.*, 2008). Domaine de recherche assez nouveau, l'acidification des océans est une des conséquences majeures du changement climatique répertoriées dans les rapports de l'IPCC. L'étude de ce phénomène dans notre jeu de simulations australes pourrait ainsi constituer une piste de recherche intéressante.

En outre, le réchauffement de la surface océanique induirait une diminution de la concentration en oxygène dans l'océan via les processus de solubilité et de stratification (*Gruber*, 2011). Cette diminution de l'oxygène est susceptible d'avoir également un impact majeur sur les écosystèmes marins. Aussi, de manière analogue à l'étude de la réponse des flux de CO₂ à l'intensification des vents associée au SAM, l'étude de la réponse des flux d'O₂ à l'augmentation de la température de l'air pourrait être envisagée en utilisant la même stratégie de sensibilité que celle adoptée dans mes travaux de thèse.

Annexes

Annexe A

Contributions au monitoring DRAKKAR

A.1 Introduction

Dans le cadre du projet DRAKKAR, un système de suivi des simulations, le « *monitoring DRAKKAR* », a été mis en place. Dans le cadre de cette thèse, j'ai contribué au développement du monitoring DRAKKAR d'une part en adaptant les diagnostics du monitoring au suivi des simulations australes et d'autre part en créant un volet biogéochimie pour le suivi des simulations couplées avec le modèle PISCES. Cette annexe décrit la mise en place de ces deux contributions.

A.2 Cadre méthodologique et objectifs

Avant de présenter ce travail, une brève description du cadre méthodologique dans lequel s'inscrit le monitoring DRAKKAR s'impose.

La réalisation des diagnostics du monitoring DRAKKAR se fonde principalement sur deux outils :

1. **Les *cdftools***¹ : ce sont des programmes écrits en Fortran 90 permettant la réalisation de diagnostics (statistiques, calcul de quantités dérivées des sorties standards, extraction d'informations, etc) sur les sorties standards des simulations DRAKKAR. Ce jeu de programmes est en accès libre et doit être installé sur la machine de production de la simulation.
2. ***chart et coupe***² : ce sont des outils graphiques de visualisation de données en carte 2D et en section verticale, respectivement. Ces logiciels doivent être installés sur la machine de production de la simulation.

Enfin, la visualisation de séries temporelles s'effectue via le logiciel *Matlab* sur la machine locale de l'utilisateur.

Le monitoring DRAKKAR a été mis en place dans le cadre du suivi des simulations

¹<http://www-meom.hmg.inpg.fr/Web/>, « section Outils, données, résultats », lien : « Outil de diagnostic CDFTOOLS », développés et maintenus par J.-M. Molines, ingénieur-chercheur au LEGI-MEOM.

²<http://www-meom.hmg.inpg.fr/WEB.CHART/>, développés par Jean-Marc Molines et Anne de Miranda

globales ORCA. Concrètement, les diagnostics étant effectués sur les moyennes annuelles des sorties des simulations, ils sont ensuite concaténés au fur et à mesure afin de produire une animation. Les diagnostics sont regroupés en différentes catégories :

1. **GLOBAL** : cartes de température, salinité, énergie cinétique tourbillonnaire (EKE), hauteur de surface (SSH), flux de chaleur et d'eau douce, ainsi que des cartes de différence de certaines de ces quantités par rapport à la climatologie de *Levitus et al.* (1998).
2. **SECTIONS** : sections verticales (à latitude ou longitude constante) de température, salinité ou vitesse.
3. **ICE** : cartes de concentration et d'épaisseur de glace de mer en Arctique et Antarctique.
4. **DWBC** : sections verticales de vitesse des courants de bord en certaines latitudes.
5. **MXL** : cartes de profondeur de couche de mélange (MLD) en mars et septembre selon différents critères de définition de la MLD (critères de température ou de densité).
6. **OVT** : cellule de circulation méridienne (MOC) en coordonnée verticale z .
7. **TIME_SERIES** : variabilité interannuelle du transport de masse, de chaleur et de sel en différentes sections (ex : Passage de Drake); variabilité interannuelle du volume, de l'extension et de la surface de la glace de mer en mars et septembre; variabilité interannuelle de la moyenne globale de température, salinité et SSH, etc.

Dans le cadre de la réalisation des simulations dynamiques dans la configuration PER-
RIANT ainsi que de la mise en place d'une nouvelle configuration BIOPERIANT, l'utilisa-
tion du monitoring DRAKKAR se montre indispensable. Toutefois, ayant principalement
été développé pour des configurations globales, il s'avère nécessaire d'adapter le moni-
toring aux configurations régionales PERIANT et BIOPERIANT afin de disposer d'un
outil de suivi et de diagnostic efficace. Pour cela, d'une part, les diagnostics du monitoring
existant ont été adaptés aux régions australes et d'autre part, une partie biogéochimique
a été développée au sein du monitoring afin de disposer également d'un suivi des variables
biogéochimiques des simulations couplées au modèle PISCES. Par ailleurs, de nouveaux
diagnostics ont également été introduits dans les parties dynamique et biogéochimique du
monitoring.

La réalisation des séries temporelles du monitoring nécessite l'utilisation du logiciel
Matlab. Ce logiciel payant n'est pas installé sur les machines de production, ce qui im-
plique pour l'utilisateur de devoir télécharger les données nécessaires à la réalisation des
séries temporelles sur sa machine locale ainsi que de disposer lui-même de ce logiciel. Afin
de remédier à cet inconvénient, il a été décidé de porter les programmes de réalisation des
séries temporelles écrits en langage *Matlab* vers le langage *python*. En effet, *python* étant
un langage libre, il est possible de l'installer facilement sur les machines de production
de simulations. Pour cela, j'ai repris le travail effectué par Raphaël Dussin en 2008, l'ai
adapté à la configuration PERIANT et introduit de nouveaux diagnostics.

A.3 Développement

Outils supplémentaires

L'introduction de nouveaux diagnostics a parfois nécessité le développement de nouveaux outils et notamment de nouveaux cdftools.

* *Adaptation de cftools existants*

Le cdftool « cdfmocsig » permet de calculer la cellule de circulation méridienne (MOC) en coordonnées σ . Ce programme a été repris et modifié afin d'introduire deux nouvelles options :

- Le choix de la profondeur de référence pour la coordonnée de densité potentielle sigma (0, 1000 ou 2000 m).
- La possibilité de prendre en compte la vitesse induite par les tourbillons dans le calcul du transport de volume si la paramétrisation de *Gent et McWilliams* (1990) a été utilisée dans la simulation.

Le cdftool « cdfpendep » permet de calculer la profondeur de pénétration d'un traceur passif (i.e. ratio de l'inventaire d'un traceur sur sa concentration de surface). Ce programme a été repris et son application étendue aux traceurs biogéochimiques du code PISCES.

* *Développement de nouveaux cdftools*

Trois nouveaux cdftools ont été créés :

- « cdffracinv » permet de calculer la fraction d'inventaire (i.e. le ratio entre l'inventaire d'un traceur en un point de grille et l'inventaire total).
- « cdfzonalintdeg » permet de calculer la somme d'un traceur dans la direction zonale par degré de latitude.
- « cdfspice » permet de calculer la « *spiciness*³ » d'après la définition de *Flament* (2002).

Contribution au monitoring des simulations dynamiques

Pour les simulations dynamiques, le monitoring DRAKKAR existant a principalement fait l'objet d'une adaptation des outils de visualisation aux régions australes. De nouveaux diagnostics ont cependant été introduits.

* *Adaptation du monitoring aux régions australes*

Afin de disposer d'une vue représentative de l'océan Austral, un ensemble de dix sections a été choisi pour la visualisation de la température et la salinité dans la partie « SECTIONS » du monitoring. Ces sections méridiennes ont été sélectionnées en fonction des sections figurant dans l'atlas WOCE⁴ de l'océan Austral en tenant également compte d'une répartition la plus homogène possible en longitude (voir tableau A.1). Pour ces sections, la vorticité potentielle grande échelle pour les mois de mars et septembre

³La spiciness est une variable qui représente la variation de salinité et température le long d'une isopycne donn e. Une masse d'eau chaude et sal e est spicy ; au contraire, une masse d'eau froide et peu sal e est faiblement spicy. Cette variable augmente donc avec la salinité et la température et permet de condenser l'information.

⁴World Ocean Circulation Experiment, <http://woceatlas.tamu.edu/>

TAB. A.1 – Ensemble des dix sections choisies pour le monitoring des simulations australes (configuration PERIANT). La colonne « WOCE » indique le nom des sections figurant dans l’atlas WOCE de l’océan Austral qui ont servi à sélectionner certaines des sections du monitoring.

Nom	Région	Longitude	WOCE
ATLS	Atlantique Sud	0°	S2
AFRS	Afrique du Sud	30°E	I6
KERG	Iles Kerguelen	70°E	-
AUST	Australie Est	115° E	I9
ADEL	Terre Adélie	140°E	S3
CAMP	Plateau de Campbell	170°W	P15
ROSS	mer de Ross	0°	S2
PACS	Pacifique Sud	90°W	P19
DRAK	Passage de Drake	65°W	S1
WEDD	mer de Weddell	42°W	-

ainsi que la densité potentielle ont été ajoutées par rapport au monitoring standard. La représentation de la densité potentielle s’inspire de l’atlas WOCE avec un calcul effectué avec une référence en surface pour les profondeurs entre 0 m et 1000 m, une référence à 2000 m pour les profondeurs entre 1000 m et 3000 m et une référence à 3000 m pour les profondeurs au-delà de 3000 m. En outre, toujours en accord avec l’atlas WOCE, un zoom de la section est effectué entre la surface et 1000 m pour l’ensemble des variables.

La Figure A.1 présente un exemple de visualisation de la salinité moyenne sur la période 1995-2004 d’une simulation réalisée dans la configuration PERIANT05 pour deux des dix sections sélectionnées dans le monitoring austral.

La partie « TIME_SERIES » du monitoring standard a également fait l’objet d’une adaptation pour les régions australes. Pour cela, cinq sections méridiennes (Passage de Drake, Afrique du Sud, Iles Kerguelen, Sud de Australie et Plateau de Campbell) ont été retenues par rapport au monitoring standard, ou nouvellement introduites, pour le calcul des séries temporelles des transports de masse, de chaleur et de sel. Les mêmes diagnostics sont effectués pour les sections zonales situées à la frontière nord (30°S) de chacun des trois bassins (i.e. Afrique-Australie, Australie-Amérique et Amérique-Afrique) afin de contrôler les quantités échangées à la frontière ouverte du domaine.

** Introduction de nouveaux diagnostics*

En suivant l’exemple du monitoring standard, trois régions particulières de l’océan Austral font l’objet d’un zoom afin de mieux visualiser les solutions du modèle en ces endroits :

- **Le Passage de Drake** (longitude : 20°W-100°W ; latitude : 30°S-70°S)
- **Les îles Kerguelen** (longitude : 30°E-110°E ; latitude : 30°S-70°S)
- **Le Sud de l’Australie et le Plateau de Campbell** (longitude : 100°E-180°W ; latitude : 30°S-70°S)

Dans ces trois régions, les mêmes diagnostics que ceux présentés à l’échelle du bassin austral (section « GLOBAL » du monitoring) sont reproduits. La Figure A.2 donne un

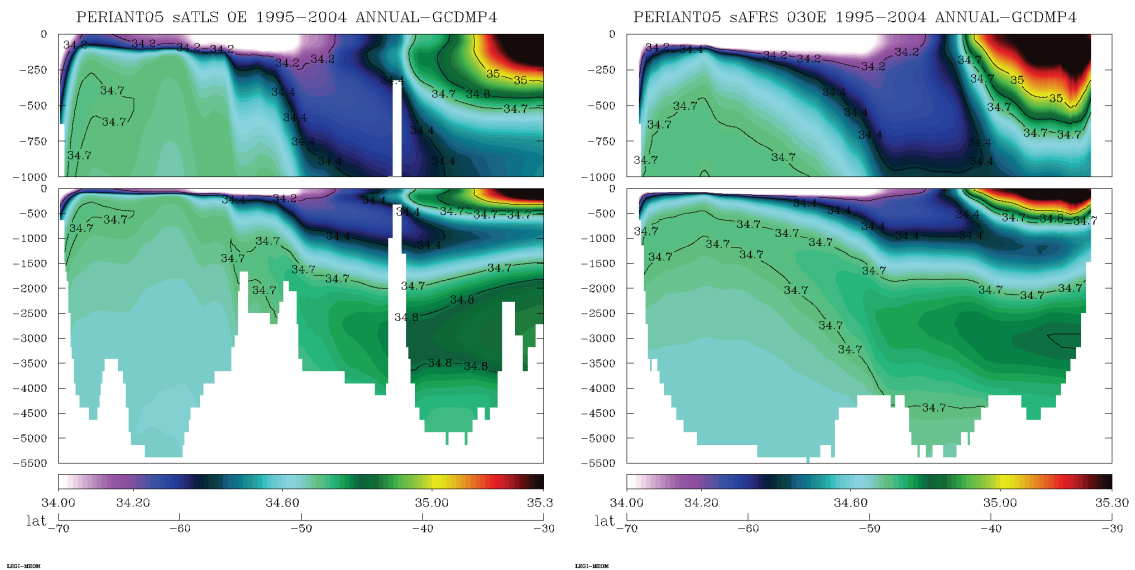


FIG. A.1 – Coupes méridiennes (30°S - 70°S) de salinité (psu) moyenne (1995-2004) dans les secteurs de l'Atlantique Sud (0°E) et de la mer de Ross (170°W) réalisées dans le cadre du monitoring d'une simulation dans la configuration PERIANT05.

aperçu de la moyenne sur la période 1995-2004 de l'EKE tracée en ces trois régions pour une simulation dans la configuration PERIANT025.

Des vues circumpolaires à latitude constante ont également été introduites dans le monitoring austral, présentant l'avantage de compléter les vues zonales classiques. Pour cela, quatre latitudes ont été sélectionnées : 40°S (nord du domaine), 48°S et 60°S (parties nord et sud de l'ACC) et 70°S (régions avoisinant l'Antarctique, en particulier mers de Weddell, de Ross, d'Admunsen et de Bellinghausen). Pour chacune de ces latitudes, température, salinité, vorticité potentielle au mois de mars et septembre, et densité potentielle sont tracées ; la densité potentielle s'inspirant ici également de la représentation effectuée dans l'atlas WOCE. La Figure A.3 présente une vue circumpolaire de la densité potentielle à 48°S dans une simulation réalisée dans la configuration PERIANT025.

Une représentation de la cellule de circulation méridienne (MOC) en coordonnées de densité potentielle référencée à 2000 m (σ_2) est ajoutée à la représentation classique dans la coordonnée z . Dans le monitoring austral, la MOC peut être soit calculée à partir des sorties moyenne à 5 jours (représentant généralement les sorties les plus hautes fréquences des simulations), soit directement à partir des moyennes annuelles. Dans le premier cas, l'ensemble des MOC calculées pour chaque sortie haute fréquence est ensuite moyenné sur l'année pour présenter une MOC moyenne annuelle dans le monitoring, comme pour le second cas. Le premier cas permet ainsi de représenter la MOC totale (circulation eulérienne moyenne plus circulation induite par les tourbillons transitoires), alors que le second cas présente seulement la circulation eulérienne moyenne (voir chapitre 5 pour plus de détails sur l'analyse de la MOC).

Enfin, d'une manière générale, en plus des animations constituées de l'enchaînement des diagnostics annuels, le monitoring contient désormais une partie « MEAN », reproduction du monitoring standard avec des sorties moyennées sur une période interannuelle.

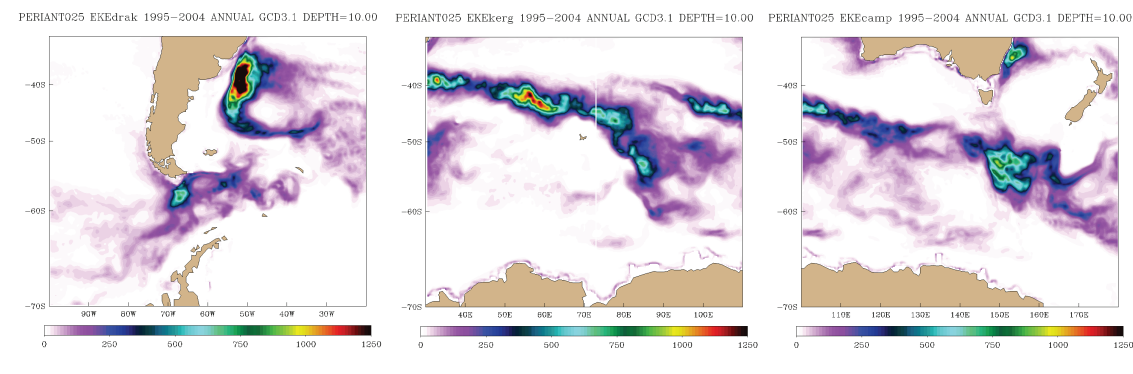


FIG. A.2 – Moyenne (1995-2004) de l'EKE à 10 m (en cm^2s^{-2}) dans trois régions de l'océan Austral : le Passage de Drake, les îles Kerguelen et le sud de l'Australie-Plateau de Campbell pour une simulation dans la configuration PERIANT025.

Développement de la partie biogéochimique

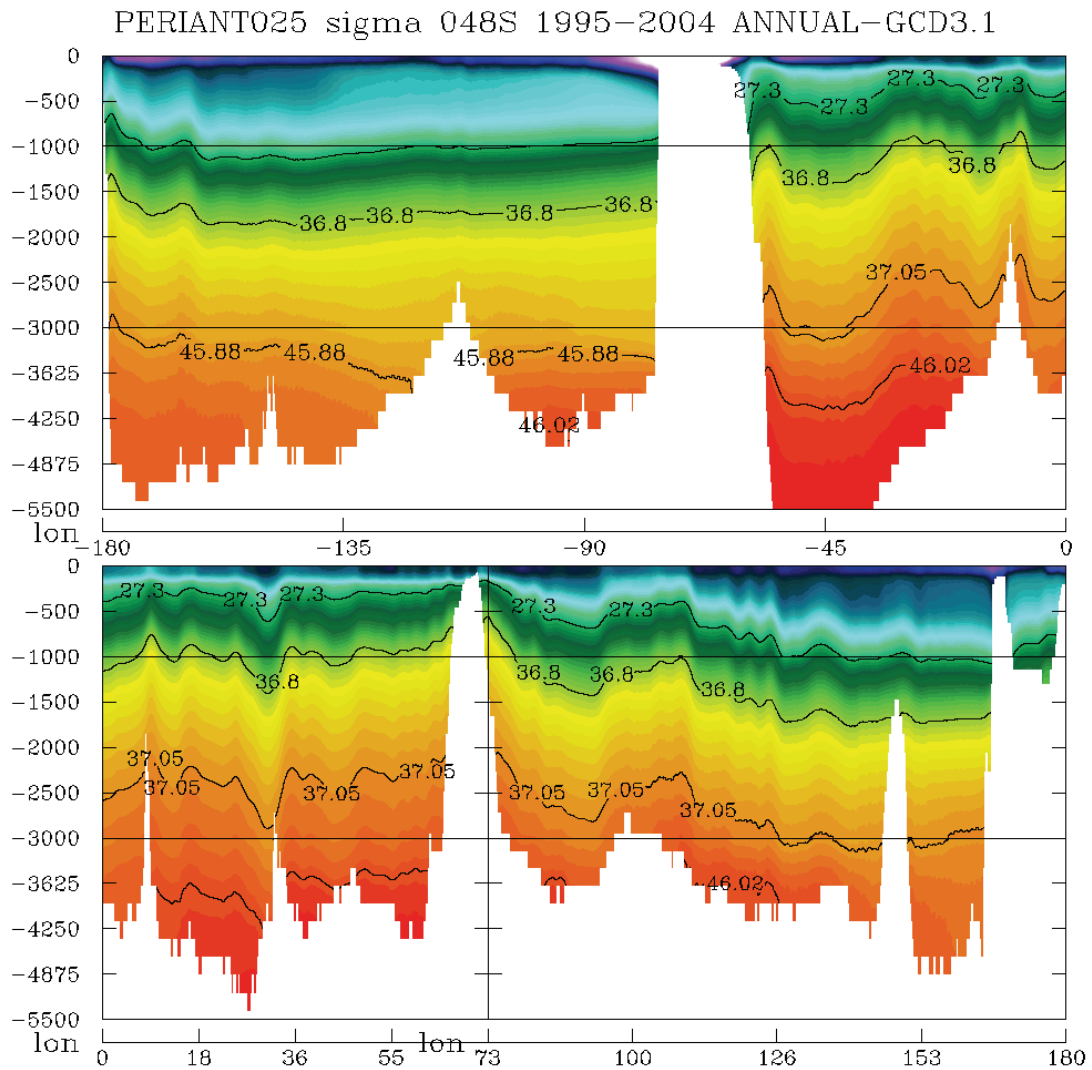
Pour les simulations couplées dynamique-biogéochimie, une partie axée sur le suivi des variables biogéochimiques a été développée en se basant sur le nouveau monitoring austral. Cette partie est adaptée aux sorties du code PISCES mais peut facilement faire l'objet d'un portage vers d'autres codes comme LOBSTER.

Les représentations figurant dans les parties « GLOBAL » du monitoring austral ont été reprises pour les variables biogéochimiques suivantes : DIC, alcalinité, NO_3 , O_2 , PO_4 , Si, DOC et fer, ainsi que pour les variables biologiques suivantes : production primaire des diatomées, production primaire du nanophytoplancton et chlorophylle. Sont également visualisés les flux de CO_2 , les flux d' O_2 et la ΔpCO_2 . La partie « SECTIONS » du monitoring austral a également été reprise pour les huit variables biogéochimiques citées ci-dessus qui sont tracées sur les dix sections dont nous avons parlé plus haut.

Pour la partie « TIME_SERIES », des séries temporelles interannuelles de bilan 3D intégré sur le domaine austral pour chacun des huit traceurs cités ci-dessus ont été ajoutées afin de suivre la dérive de ces traceurs dans les simulations. Les séries temporelles interannuelles des flux de CO_2 et des flux d' O_2 intégrés sur le domaine austral ainsi qu'intégrés entre 45°S et 90°S sont également présentées. La Figure A.4 montre un aperçu des séries temporelles de flux de CO_2 et d' O_2 intégrés entre 45°S et 90°S dans une simulation du cycle naturel de carbone réalisée dans la configuration BIOPERIANT05.

La partie « MEAN » du monitoring austral regroupant les diagnostics pour les moyennes interannuelles est également complétée par la visualisation des variables biogéochimiques et biologiques. Dans cette partie est ajoutée de surcroît une comparaison aux climatologies utilisées la plupart du temps pour initialiser les champs des variables biogéochimiques ; ce, afin de suivre l'éventuelle dérive du modèle tant en surface qu'en profondeur. La Figure A.5 présente la comparaison des concentrations d'alcalinité en surface et de Si sur une section traversant la mer de Weddell entre une simulation du cycle naturel de carbone réalisée dans la configuration BIOPERIANT05 et respectivement, la climatologie GLODAP (*Key et al.*, 2004) et la climatologie WOA 2001 (World Ocean Atlas, *Conkright et al.* (2002)).

Une nouvelle partie « CFC » a été ajoutée dans le monitoring austral afin de suivre l'absorption des CFC11 par l'océan dans les simulations, notamment par le tracé de cartes



LEGI-MEOM

FIG. A.3 – Moyenne (1995-2004) de la densité potentielle (en kg m^{-3}) à 48°S pour une simulation dans la configuration PERIANT025. La densité potentielle est calculée avec une référence en surface pour les profondeurs entre 0 m et 1000 m, une référence à 2000 m pour les profondeurs entre 1000m et 3000 m et une référence à 3000 m pour les profondeurs au-delà de 3000 m, chaque changement de profondeur de référence étant séparé par un trait horizontal.

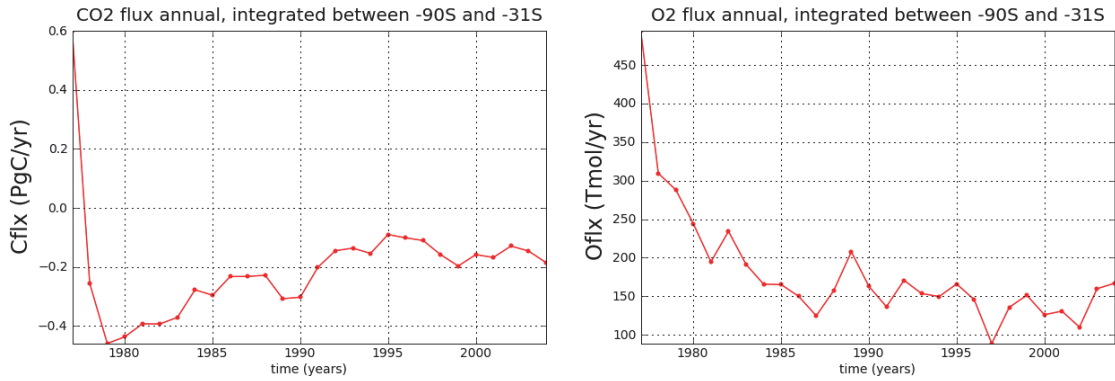


FIG. A.4 – Séries temporelles interannuelles des flux de (gauche) CO_2 en PgC yr^{-1} et (droite) O_2 en Tmol yr^{-1} pour une simulation du cycle naturel de carbone réalisée dans la configuration *BIOPERIANT05*.

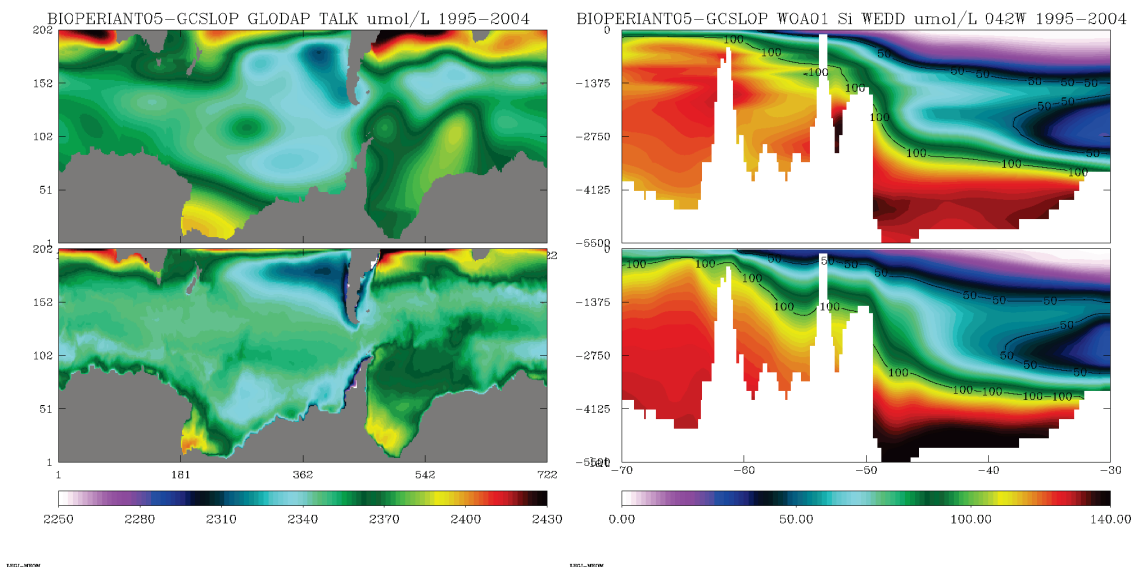


FIG. A.5 – (Gauche) Comparaison des champs moyens (1995-2004) de concentration d'alcalinité ($\mu\text{mol L}^{-1}$) en surface entre (haut) la climatologie *GLODAP* et (bas) une simulation du cycle naturel de carbone réalisée dans la configuration *BIOPERIANT05*. (Droite) Comparaison des champs moyens (1995-2004) de concentration de Si ($\mu\text{mol L}^{-1}$) dans une section traversant la mer de Weddell (42°W) entre (haut) la climatologie *WOA* (2001) et (bas) une simulation du cycle naturel de carbone réalisée dans la configuration *BIOPERIANT05*.

de fraction d'inventaire et de profondeur de pénétration.

Enfin, une nouvelle partie « PROFILES » qui sera prochainement implémentée de façon standard dans le monitoring austral a été testée. Cette partie contient des animations de profils verticaux moyens⁵ sur le domaine pour chacun des huit traceurs biogéochimiques cités ci-dessus et permet de suivre, d'une part l'éventuelle dérive de la concentration des traceurs sur la verticale et d'autre part, la variabilité interannuelle des gradients verticaux de ces traceurs en surface et subsurface.

A.4 Conclusion

Un travail d'adaptation et de développement d'un outil de suivi continu des simulations DRAKKAR, le monitoring DRAKKAR, a été initié dès le début de la thèse. Ce monitoring dans sa version australe a notamment permis de suivre les simulations dynamiques de sensibilité effectuées dans les configurations PERIANT05 et PERIANT025 ainsi que d'aider à la mise en place puis au suivi des simulations réalisées dans la nouvelle configuration BIOPERIANT05. Une utilisation systématique et encore plus large du monitoring DRAKKAR constituerait une formidable base de données pour la comparaison, le développement et l'évaluation des simulations effectuées dans le système NEMO. Ceci est d'autant plus réalisable que le « *package DMONTOOLS*⁶ », regroupant les outils de monitoring, a récemment été créé notamment dans le but de faciliter l'utilisation du monitoring et est désormais accessible librement.

⁵<http://meolipc.hmg.inpg.fr/DRAKKAR/BIOPERIANT05/BIOPERIANT05-GCD3.2/PROFILES/> pour voir des exemples de ces animations.

⁶Package DMONTOOLS créé par R. Dussin, J.-M. Molines et J. Le Sommer, site web : <https://servforge.legi.grenoble-inp.fr/projects/DMONTOOLS>

Annexe B

Gestion des frontières ouvertes (OBC)

B.1 Introduction

La stratégie de gestion de l'information à la frontière nord de nos configurations est celle des frontières ouvertes et a été introduite dans le chapitre 1, section 1.3.3. Nous présentons ici le développement du module du code TOP permettant de gérer les frontières ouvertes pour les traceurs passifs puis son évaluation dans les simulations dynamiques avec CFC11 (famille B). Nous utiliserons parfois l'acronyme anglais OBC (Open Boundary Conditions) pour désigner d'une manière générale les conditions aux frontières ouvertes pour des raisons pratiques de concision du propos.

B.2 Implémentation du module de frontières ouvertes dans TOP

Le module de gestion des frontières ouvertes est inclus de manière standard dans le code OPA, permettant ainsi d'apporter des informations sur les variables dynamiques (\vec{U} , θ et S) à la frontière nord de notre domaine. Ce n'est pas le cas du module TOP, dont la version standard ne propose aucune stratégie aux frontières ouvertes. Dans un tel cas, les traceurs passifs voient donc au cours de la simulation un « mur » à la frontière nord et s'accumulent à cette frontière au gré de la circulation. Ce défaut de stratégie fait ainsi rapidement apparaître des concentrations aberrantes à la frontière du domaine. Ces anomalies de concentration se propagent en retour vers l'intérieur du domaine par voies advectives et diffusives.

L'utilisation conjointe du module TOP et d'une configuration régionale nous a donc conduit à adopter une stratégie de gestion des frontières ouvertes. Afin d'assurer la cohérence du code, cette stratégie a été calquée sur celle utilisée pour les variables dynamiques dans OPA puis a été adaptée aux spécificités des variables biogéochimiques.

Implémentation et difficultés

Pour rappel (voir chapitre 1, section 1.3.3), la stratégie utilisée ici est celle des frontières ouvertes radiatives décrites dans *Treguier et al.* (2001) et résumée dans les équations (1.27)

et (1.28) qui sont implémentées dans OPA. Les codes TOP et OPA étant écrits de manière indépendante, la première étape du travail a consisté à dupliquer l'ensemble des routines écrites pour les variables de la dynamique, et à les adapter aux traceurs passifs dans TOP. On peut noter ici que cette méthode est peu satisfaisante car la duplication de routines expose le système NEMO à une désynchronisation des routines dans le code. En effet, le développement des codes OPA et TOP étant réalisé de manière indépendante, une quelconque mise à jour dans OPA d'une routine dupliquée dans TOP, ne verra pas la mise à jour automatique de la routine jumelle dans TOP. Ce problème est toutefois temporaire ; la prochaine version de NEMO devant traiter l'ensemble des traceurs actifs et passifs en même temps, les duplications de routines ne seront plus nécessaires.

Dans une seconde étape, le bon fonctionnement des nouvelles routines de gestion des frontières ouvertes de TOP a été testé dans des simulations dynamiques courtes contenant un ou plusieurs traceurs couleurs. Des simulations longues modélisant les CFC11 ont ensuite été réalisées et l'effet des frontières ouvertes radiatives sur ces traceurs évaluées (voir section B.3). Enfin, dans la dernière étape du travail, le code PISCES a été « branché » au reste du système et une simulation lancée afin de voir encore une fois le bon fonctionnement ainsi que l'impact de la stratégie aux frontières ouvertes sur les variables biogéochimiques.

Cependant, contrairement aux simulations modélisant des traceurs couleur ou les CFC11, d'importantes anomalies de concentrations dans les variables biogéochimiques sont apparues à la frontière ouverte, et ce, dès les premiers pas de temps de la simulation. Les résultats des maints tests et diagnostics qui ont été réalisés ont montré que les frontières ouvertes de la dynamique ainsi que l'advection horizontale des traceurs passifs étaient en cause. En effet, seuls les tests dans lesquels, d'une part les frontières ouvertes de la dynamique, et d'autre part l'advection horizontale des traceurs passifs ont été « coupées » ont donné des résultats dépourvus de toute anomalie dans les concentrations de traceurs.

Une investigation approfondie de ce problème puis la recherche d'une solution nécessitant de nombreuses heures de calcul et de temps humain que nous ne pouvions alors dépenser, il a été décidé de trouver une solution palliative (et donc temporaire) à ce problème. Aussi, pour les traceurs passifs, la solution trouvée est la suivante :

1. la frontière ouverte est « spécifiée¹ » au lieu de « radiative ».
2. l'information extérieure au domaine est imposée à la frontière du domaine sur deux points de grille au lieu d'un point de grille dans le code standard.

Les tests qui ont suivi et qui ont servi à éprouver cette stratégie montrent son efficacité ainsi que l'absence de tout impact sur les solutions du modèle à l'intérieur du domaine.

Adaptation du module au contexte biogéochimique

Maintenant que la méthode de gestion des frontières ouvertes est en place, il s'agit de s'intéresser pour chacun des traceurs passifs aux informations extérieures dont on dispose à la frontière. Comme nous l'avons déjà abordé dans le chapitre précédent (chapitre 1, section 1.3.3), le contexte de modélisation en biogéochimie conduit à une grande pluralité des cas pour les informations sur les variables biogéochimiques. En effet, alors que nous disposons déjà de simulations dynamiques globales compatibles avec nos simulations régionales, qui nous permettent donc de disposer d'informations aux frontières ouvertes

¹Rappel : une frontière spécifiée ne tient pas compte du caractère entrant ou sortant de l'information. L'information extérieure au modèle régional est simplement imposée à la frontière.

à une haute fréquence (moyenne à 5 jours) pour les variables dynamiques, tel n'est pas encore le cas pour les variables biogéochimiques. Toutefois, des simulations globales compatibles avec nos simulations régionales² devraient bientôt nous permettre de disposer de champs haute fréquence aux frontières ouvertes pour les variables biogéochimiques. C'est pourquoi le module de gestion de frontières ouvertes, développé pour le code TOP, prend d'ores et déjà en compte ce type d'informations extérieures.

D'une manière générale, nous sommes confrontés à trois cas qui dépendent du type d'information dont on dispose pour une variable donnée :

1. *Aucune information* : le champ calculé par le modèle à la frontière ouverte au premier pas de temps est enregistré dans un fichier. Ce fichier est ensuite traité comme un fichier contenant un champ climatologique. On bascule donc dans le cas 2 après l'initialisation de la simulation.
2. *Informations constantes dans le temps* : ce cas désigne généralement l'utilisation de climatologie. L'information aux frontières ouvertes est acquise à partir d'un fichier contenant la climatologie. Si la climatologie est mensuelle, une interpolation entre les différents mois est effectuée dans le code.
3. *Informations variables dans le temps* : ce cas désigne généralement l'utilisation de sorties de simulations globales, mais également l'utilisation d'estimés issus d'observations. Les sorties haute fréquence de simulations globales sont stockées dans des fichiers annuels. La mise à jour des fichiers et des champs, ainsi que l'interpolation temporelle des champs est gérée par le code au cours de la simulation.

Dans le cas 1, un champ doit être construit par le modélisateur pour l'initialisation de la variable. S'il s'agit d'une variable biogéochimique décrite dans PISCES, cette variable est initialisée à une constante dont la valeur est fixée de manière standard dans le code.

B.3 Impact des frontières ouvertes radiatives sur les CFC11

Un certain nombre d'études s'est déjà penché sur l'effet des frontières ouvertes radiatives sur les solutions dynamiques d'un modèle régional (e.g. *Treguier et al.*, 2001; *Penduff et al.*, 2000). Cependant, l'utilisation de telles frontières sur des traceurs passifs n'a peu ou pas été documentée. Dans notre contexte de modélisation, cette question est bien évidemment cruciale ; l'impact des frontières sur les solutions du modèle à l'intérieur du domaine pouvant remettre en cause la qualité, voire l'exploitabilité de la simulation.

Cet impact est étudié ici dans deux simulations dynamiques avec CFC11 qui utilisent les frontières ouvertes radiatives pour les traceurs passifs. Les CFC11 étant des traceurs biologiquement et chimiquement neutres, il est ainsi plus aisé d'évaluer l'impact direct des frontières ouvertes sur la pénétration et la circulation de traceurs passifs³.

Jeu de simulations

Un jeu de deux simulations de résolution 0,5° modélisant la dynamique et les CFC11 a été réalisé dont les caractéristiques principales sont présentées dans le tableau B.1. Ces deux simulations diffèrent uniquement par les valeurs des temps de rappel τ_o et τ_i

²réalisées au LSCE

³les termes sources et puits des traceurs biogéochimiques et biologiques peuvent en effet rendre la tâche plus ardue.

TAB. B.1 – Caractéristiques principales des simulations dynamiques de résolution $0,5^\circ$ modélisant les CFC11. L'isotherme $1,5^\circ\text{C}$, calculé à partir de la climatologie de *Levitus et al.* (1998), est utilisé comme valeur seuil pour déterminer la couverture de glace de mer lors de l'initialisation des simulations. La simulation ORCA05-G70.114, basée sur une configuration DRAKKAR globale, fournit le champ d'initialisation des CFC11 et les conditions à la frontière nord pour les CFC11 et les variables dynamiques.

<i>Généralités</i>	
Version NEMO	3.2
Configuration	PERIANT05
Période	1958-1994
<i>Initialisation</i>	
θ, S	Climatologie de <i>Levitus et al.</i> (1998)
\vec{U}	$\vec{0}$
Glace de mer	isotherme $1,5^\circ\text{C}$ (<i>Levitus et al.</i> , 1998)
CFC11	ORCA05-G70.114 (1959)
<i>OBC</i>	
$\theta, S, \vec{U}, \text{CFC11}$	ORCA05-G70.114

intervenant dans les équations (1.27) et (1.28) décrivant la méthode des frontières ouvertes radiatives. La première simulation que nous appellerons *OBC1* utilise les valeurs $\tau_o = 3000$ jours et $\tau_i = 1$ jour. Elle correspond à une paramétrisation standard préconisée par *Treguier et al.* (2001). La valeur très petite de τ_i induit une forte contrainte des solutions du modèle régional vers les solutions du modèle global, alors que la valeur de τ_o laisse de la liberté au modèle régional lorsque l'information est sortante. La seconde simulation que nous appellerons *OBC2* utilise les valeurs $\tau_o = 30$ jours et $\tau_i = 10$ jours. Les valeurs τ_o et τ_i sont ici moins dispersées que celles de la simulation *OBC1*, induisant une contrainte vers les solutions du modèle global de même ordre quelque soit le sens du flux d'information.

Effet des frontières ouvertes sur la pénétration des CFC11

Les deux simulations *OBC1* et *OBC2* permettent ici (i) de tester l'impact des frontières ouvertes radiatives sur les solutions du modèle régional par comparaison aux solutions du modèle global et (ii) d'évaluer l'effet des valeurs des temps de rappel utilisés dans la méthode de frontières ouvertes radiatives en comparant les deux simulations régionales entre elles.

La Figure B.1 présente une comparaison des inventaires et profondeur de pénétration de CFC11 entre la simulation globale utilisée pour forcer les frontières ouvertes des simulations régionales *OBC1* et *OBC2* et ces mêmes simulations. D'une manière générale, les structures spatiales des inventaires et de la profondeur de pénétration des CFC11 sont très similaires entre la simulation globale et les simulations régionales. Les différences les plus importantes se situent dans le Pacifique Sud ainsi qu'au niveau des zones côtières et saisonnièrement englacées. L'amplitude des quantités présentées est généralement similaire pour la simulation globale et les simulations régionales, en particulier pour ce qui est de la

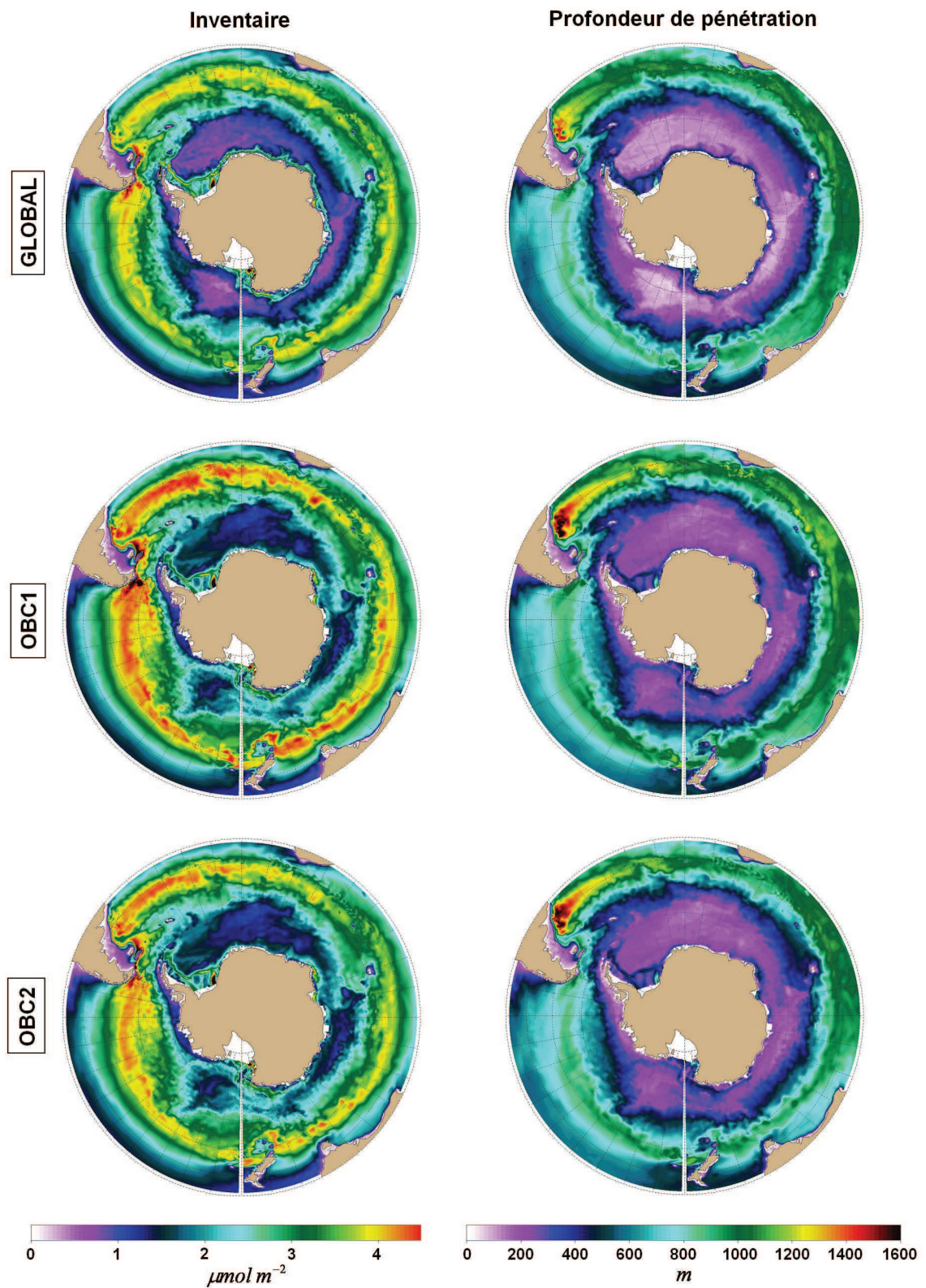


FIG. B.1 – Comparaison de (gauche) l'inventaire de CFC11 en $\mu\text{mol m}^{-2}$ et de (droite) la profondeur de pénétration en mètres entre (haut) la simulation globale ORCA05-G70.114, (milieu) la simulation régionale OBC1 et (bas) la simulation régionale OBC2 pour l'année 1994.

profondeur de pénétration. L'utilisation de frontières ouvertes peut donc avoir un impact à la fois sur la structure spatiale ainsi que sur l'intensité de l'absorption de traceurs passifs par l'océan. Cet impact sur les traceurs passifs est probablement induit par les anomalies de circulation barotrope, conséquences de l'ajustement barotrope inhérent à l'utilisation des frontières ouvertes. Toutefois, l'impact sur l'absorption de traceurs passifs semble assez mineur tant en termes de structures spatiales que d'amplitude.

Si l'on compare maintenant les simulations régionales entre elles, l'on peut constater que seule l'amplitude des champs examinés ici est différente, les structures spatiales étant identiques. La simulation OBC1 montre un inventaire de CFC11 ainsi qu'une profondeur de pénétration plus importants. Ces différences sont d'origine dynamique : la simulation OBC1 présente un transport de l'ACC plus intense qui conduit donc à une absorption et une pénétration de traceurs également plus importantes. Les valeurs des temps de rappel τ_o et τ_i utilisées dans le calcul des frontières ouvertes radiatives a donc un impact sur l'intensité de l'absorption de traceurs passifs par l'océan. Les différences induites par des valeurs de temps de rappel différentes sont ici de l'ordre de 10% au maximum, soit d'une manière générale inférieures aux incertitudes que l'on a actuellement sur l'amplitude de l'absorption de traceurs passifs par l'océan.

Les valeurs de temps de rappel τ_o et τ_i qui sont utilisées pour les autres simulations effectuées dans le cadre de cette thèse sont celles de OBC1, malgré une meilleure représentation de l'intensité de l'absorption de CFC11 dans OBC2 (en comparaison à la simulation globale). Ce choix est à la fois conservatif et justifié notamment par une meilleure représentation de la variabilité du transport de l'ACC dans OBC1.

Annexe C

Campagne océanographique dans l'océan Austral

La campagne océanographique ANT-XXVII/2 à laquelle j'ai participé s'est déroulée à bord du navire de recherche allemand le *Polarstern* durant l'été austral 2010-2011. Le *Polarstern* est un brise-glace de 118 m affrété par l'institut Alfred Wegener pour la recherche polaire (AWI) basé à Bremerhaven en Allemagne. Cette campagne a regroupé 53 scientifiques de 9 nationalités différentes, sous la direction d'Erberhard Fahrbach, chef scientifique de la mission.

Itinéraire

Le *Polarstern* est parti le 28 novembre 2010 du Cap (Afrique du Sud) et a rejoint le méridien de Greenwich via un transect sud-ouest suivant la trace des satellites Topex/Jason-1 (Figure C.1). Du 20 au 22 décembre 2010, le navire a fait escale sur l'ice-shelf d'Ekström afin de ravitailler la base antarctique allemande *Neumayer III*. Le 22 décembre 2010, le *Polarstern* est reparti en direction de la mer de Weddell au travers de laquelle il a effectué un transect entre Cap Norvegia et l'île de Joinville. Le 8 janvier 2011, le navire a traversé le Détroit Antarctique puis effectué une série de transects perpendiculairement à la côte oueste de la Péninsule Antarctique. Le 21 janvier 2011, le *Polarstern* a fait escale dans la baie Marguerite sur l'île d'Adélaïde afin de ravitailler la base antarctique britannique de Rothera, exploitée par le British Antarctic Survey (BAS) avec lequel AWI a des accords logistiques en Antarctique. Le *Polarstern* est reparti le même jour pour finir la série de transects, et après une courte escale à la base antarctique de Port Lockroy le 30 janvier 2011, a pris la direction du Passage de Drake. La campagne s'est terminée le 5 février 2011 à Punta Arenas (Chili).

Objectifs scientifiques

Les différents travaux de recherche menés à bord du *Polarstern* durant la campagne océanographique ANT-XXVII/2 regroupent une grande diversité de disciplines scientifiques ayant un intérêt majeur dans les régions polaires. L'Antarctique demeure probablement une des seules régions au monde dans laquelle il reste des espèces à découvrir mais également des zones entières à explorer. Aussi, si la grande majorité des sujets d'étude se focalisent actuellement sur la problématique du changement climatique, certains ont

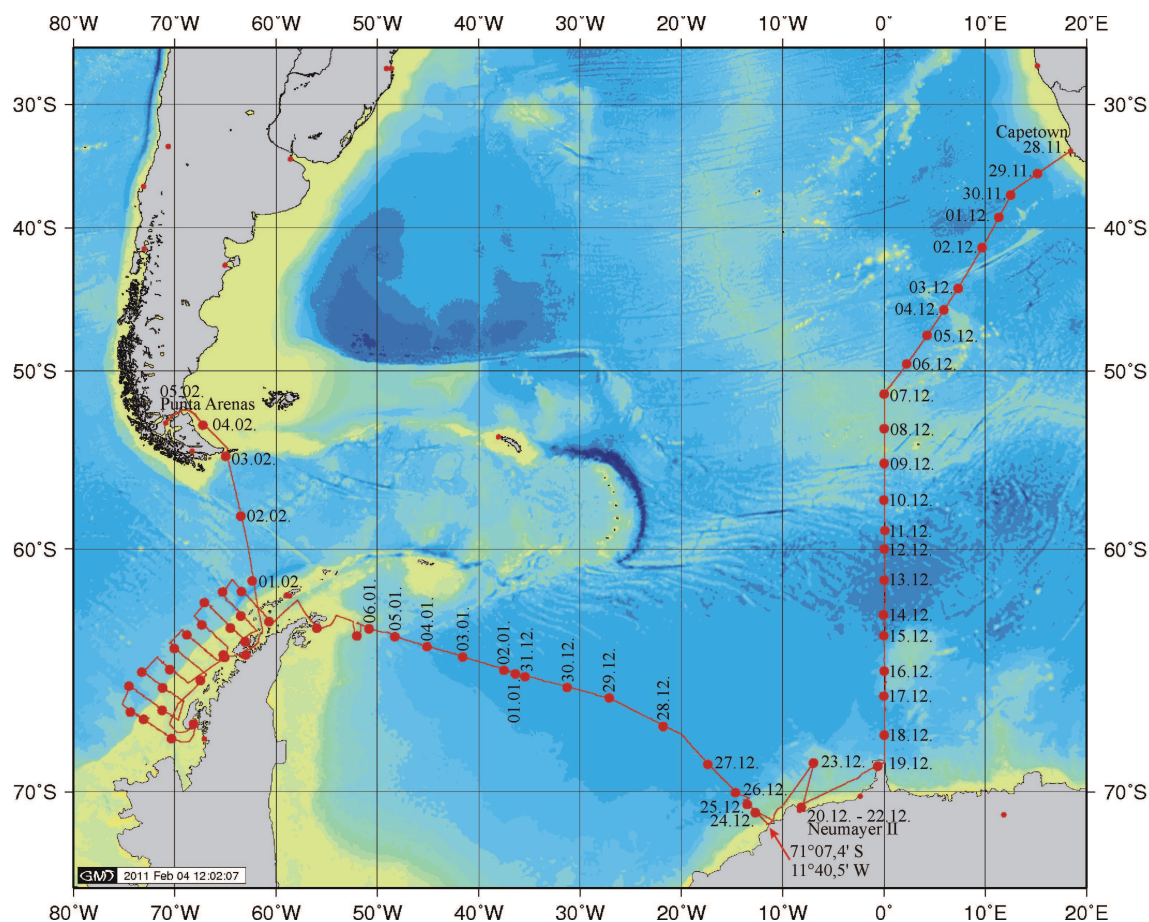


FIG. C.1 – Itinéraire de la campagne océanographique ANT-XXVII/2 à bord du Polarstern. Départ du Cap (Afrique du Sud) le 28 novembre 2010 et arrivée à Punta Arenas (Chili) le 5 février 2011, via l'Antarctique.

simplement pour objectif de répertorier la biodiversité ou la circulation océanique.

Les principaux sujets de recherche abordés durant cette campagne sont listés ci-dessous.

Physique

- Océanographie physique
- Mesure des gaz rares (CFC, SF6 et rapport isotopique $3\text{He}/4\text{He}$)
- Observations de la glace de mer (programme ASPeCt)

Chimie

- Cycle du carbone
- Oxygène
- Nutriments
- Polluants organiques persistants (POPs)

Biologie

- Observations des mammifères marins
- Détection des mammifères marins (MAPS)
- Distribution et dynamique des populations de krill et amphipodes
- Etude des *Salpa Thompsoni*
- Etude de l'hyperbenthos
- Effet du CO₂ et du fer sur la croissance du phytoplancton
- Distribution des gaz biogéniques

Annexe D

Liste des abbréviations

AAO : Oscillation Antarctique (Antarctic Oscillation, Southern Annular Mode)
AABW : Eaux antarctiques de fond (Antarctic Bottom Waters)
AAIW : Eaux Antarctiques Intermédiaires (Antarctic Intermediate Water)
ACC : Courant circumpolaire antarctique (Antarctic Circumpolar Current)
AD : Divergence antarctique (Antarctic Divergence)
ASW : Eaux antarctique de plateau (Antarctic Shelf Waters)
AWI : Alfred Wegner Institute
AZ : zone antarctique (Antarctic Zone)
BAS : British Antarctic Survey
CFC11 : isotope 11 des Chlorofluorocarbones
CNES : Centre National d'Etudes Spatiales
CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique
COD : Carbone Organique Dissous
COP : Carbone Organique Particulaire
CORE : Common Ocean-ice Reference Experiments
DIC : Carbone inorganique dissous (Dissolved Inorganic Carbon)
DOM : Matière organique dissoute (Dissolved Organic Matter)
ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
DMSP : Defense Meteorological Satellite Program
EKE : Energie cinétique turbulente (Eddy Kinetic Energy)
ERA : ECMWF Re-Analysis
 $f\text{CO}_2$: fugacité du dioxyde de carbone
GIEC : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GLODAP : Global Ocean Data Analysis
IMBER : Integrated Marine Biogeochemistry and Ecosystem Research
IOCCP : International Ocean Carbon Coordination Project
IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL : Institut Pierre-Simon Laplace
JGOFS : U.S Joint Global Ocean Flux Study
LIM : Louvain-la-Neuve sea-Ice Model
MLD : Profondeur de couche de mélange (Mixed Layer Depth)
MOC : Meridional Overturning Circulation
NADW : Eaux atlantiques de fond (North Atlantic Deep Waters)
NASA : National Aeronautics and Space Administration

NCEP : National Centers for Environmental Prediction
NEMO : Nucleus for European Modelling of the Ocean
NERC : National Environment Research Council
NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
NODC : National Oceanographic Data Center
NSDIC : National Snow and Ice Data Center
OACES : Ocean-Atmosphere Exchange Study
OBC : Conditions aux frontières ouvertes (Open Boundary Conditions)
OCMIP : Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project
OPA : Ocean PARallélisé
PAR : Rayonnement photosynthétiquement actif (Photosynthetically Active Radiation)
PISCES : Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies
POM : Matière organique particulaire (Particulate Organic Matter)
PDO : Oscillation décennale Pacifique (Pacific Decadal Oscillation)
pCO₂ : pression partielle du dioxyde de carbone
PF : Front polaire (Polar Front)
PFZ : Zone polaire frontale (Polar Front Zone)
POC : Carbone organique particulaire (Particulate Organic Carbon)
POOZ : Zone libre de glace en permanence (Permanent Open Ocean Zone)
SAM : Mode annulaire austral (Southern Annular Mode, Antarctic Oscillation)
SAF : Front subantarctique (SubAntarctique Front)
SAMW : Eaux modales subantarctiques (SubAntarctique Mode Water)
SAZ : Zone subantarctique (SubAntarctique Zone)
SIZ : Zone saisonnièrement couverte de glace (Seasonal Ice Zone)
SOCAT : Surface Ocean CO₂ Atlas
SOLAS : Surface Ocean Lower Atmosphere Study
SSS : Salinité de surface (Sea Surface Salinity)
SST : Température de surface (Sea Surface Temperature)
STF : Front subtropical (SubTropical Front)
STZ : zone subtropicale (SubTropical Zone)
UKMO : United Kingdom Meteorological Office
WOA : World Ocean Atlas
WOCE : World Ocean Circulation Experiment

Annexe E

Tableau de correspondance des simulations

TAB. E.1 – Tableau de correspondance des simulations. Chaque simulation est nommée selon la nomenclature Drakkar « CONFIG-CASE », où « CONFIG » correspond à la configuration modèle utilisée (ex : PERIANT05) et « CASE » est le nom de l'expérience réalisée (ex : GCDMP4). Pour plus de concision et de clarté, les simulations ont été renommées dans ce manuscrit de thèse.

Référence manuscrit	Noms courts	Noms longs
Chapitre 2 section 2.3	aucun rappel $\tau = 1$ mois $\tau = 3$ mois $\tau = 6$ mois $\tau = 1$ an	PERIANT05-GC3.0 PERIANT05-GCdmpH4 PERIANT05-GCdmpH1 PERIANT05-GCdmpH2 PERIANT05-GCdmpH3
Chapitre 2 Figure 2.6	-	PERIANT05-GCDMP4
Chapitre 2 section 2.4.1	REF05 GM05	PERIANT05-GCDMP4 PERIANT05-GCDG3.1
Chapitre 2 section 2.4.2	REFA4 REFA2	BIOPERIANT05-GCREFF BIOPERIANT05-GCSLOP
Chapitre 2 section 2.5	REF WIND+ WIND++ WIND+++ SAM+ SAM++ SAM+++	PERIANT05-GCDMP4 PERIANT05-GCWIND3 PERIANT05-GCWIND2 PERIANT05-GCWIND4 PERIANT05-GCWIND5 PERIANT05-GCWIND6 PERIANT05-GCWIND7
Chapitre 3 section 3.3.1	REF05 REF025	PERIANT05-GCDMP4 PERIANT025-GCD3.1
Chapitre 3 section 3.3.2	CFC05 CFC025	PERIANT05-GCCFC2 PERIANT025-GCCFC
Chapitre 3 section 3.3.3	HIST05	BIOPERIANT05-GCHISK
Chapitre 5	REF05 WIND05+ WIND05++ WIND05+++ SAM05+ SAM05++ SAM05+++ REF025 WIND025+++ SAM025+++	PERIANT05-GCDMP4 PERIANT05-GCWIND3 PERIANT05-GCWIND2 PERIANT05-GCWIND4 PERIANT05-GCWIND5 PERIANT05-GCWIND6 PERIANT05-GCWIND7 PERIANT025-GCD3.1 PERIANT025-GCWIND4 PERIANT025-GCWIND7
Chapitre 6	REF05 SAM05+++	BIOPERIANT05-GCSLOP BIOPERIANT05-GCWIND7C
Chapitre 4	HIST05 PIND05	BIOPERIANT05-GCHISK BIOPERIANT05-GCPIND
Annexe B	OBC1 OBC2	PERIANT05-GCCFC2 PERIANT05-GCCFC

Bibliographie

Bibliographie

- Anderson, R. F., S. Ali, L. I. Bradtmiller, S. H. H. Nielsen, M. Q. Fleisher, B. E. Anderson, et L. H. Burckle, Wind-driven Upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂, *Science*, *323*, 1443–1448, 2009.
- Andrews, D. G., et M. E. McIntyre, Generalised Eliassen-Palm and Charney-Drazin theorems for waves on axisymmetric mean flows in compressible atmospheres, *Journal of Atmospheric Science*, *35*, 175–185, 1978.
- Arakawa, A., Computational design for long term numerical integration of the equations of fluid motion, two dimensional incompressible flow, part i., *Journal of Computational Physics*, *1*, 119–149, 1966.
- Arblaster, J., et G. Meehl, Contributions of external forcings to Southern Annular Mode trends, *Journal of Climate*, *19*, 2896–2905, 2006.
- Arrigo, K. R., G. van Dijken, et M. Long, Coastal Southern Ocean : A strong anthropogenic CO₂ sink, *Geophysical Research Letters*, *35*, L21,602, 2008.
- Asselin, R., Frequency filter for time integrations, *Monthly Weather Review*, *100*, 487–490, 1972.
- Aumont, O., Pisces biogeochemical model, 2005, PISCES technical documentation.
- Aumont, O., et L. Bopp, Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies, *Global Biogeochemical Cycles*, *20*, GB2017, 2006.
- Aumont, O., J. C. Orr, P. Monfray, W. Ludwig, P. Amiotte-Suchet, et J.-L. Probst, Riverine-driven interhemispheric transport of carbon, *Global Biogeochemical Cycles*, *15*, 393–405, 2001.
- Barbero, L., J. Boutin, L. Merlivat, N. Martin, T. Takahashi, S. C. Sutherland, et R. Wanninkhof, Importance of water mass formation regions for the air-sea CO₂ flux estimate in the Southern Ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, *25*, GB1005, 2011.
- Barnier, B., G. Madec, T. Penduff, J.-M. Molines, A.-M. Treguier, J. L. Sommer, A. Beckmann, A. Biastoch, C. Böning, J. Dengg, C. Derval, E. Durand, S. Gulev, E. Remy, C. Talandier, S. Theetten, M. Maltrud, J. McClean, et B. D. Cuevas, Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy permitting resolution, *Ocean Dynamics*, *4*, DOI 10.1007/s10,236–006–0082–1, 2006.
- Barnola, J.-M., D. Raynaud, Y. Korotkevich, et C. Lorius, Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂, *Nature*, *329*, 408–418, 1987.

- Beckmann, A., et R. Döscher, A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models, *Journal of Physical Oceanography*, *27*, 581–591, 1997.
- Biastoch, A., C. Böning, J. Getzlaff, J. Molines, et G. Madec, Causes of Interannual-Decadal Variability in the Meridional Overturning Circulation of the Midlatitude North Atlantic Ocean, *Journal of Climate*, *21*, 6599–6615, 2008.
- Blanke, B., et P. Delecluse, Variability of the tropical atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics, *Journal of Physical Oceanography*, *23*, 1363–1388. 35, 1993.
- Borges, A., B. Tilbrook, N. Metzl, A. Lenton, et B. Delille, Inter-annual variability of the carbon dioxide oceanic sink south of Tasmania, *Biogeosciences*, *5*, 141–155, 2008.
- Bourdallé-Badie, R., et A.-M. Treguier, A climatology of runoff for the global ocean-ice model ORCA025, *Mercator-Ocean Technical note*, pp. MOO–RP–425–365–MER, 2006.
- Boutin, J., L. Merlivat, C. Henocq, et N. Martin, Air-sea CO₂ flux variability in frontal regions of the southern ocean from CARbon Interface Ocean Atmosphere drifters, *Limnology and Oceanography*, *53*, 2062–2079, 2008.
- Boyd, P., et M. Ellwood, The biogeochemical cycle of iron in the ocean, *Nature Geoscience*, *3*, NGE0964, 2010.
- Brewer, P., Direct observation of the oceanic CO₂ increase, *Geophysical Research Letters*, *5*, 997–1000, 1978.
- Brodeau, L., B. Barnier, T. Penduff, A.-M. Treguier, S. Gulev, et T. J. McDougall, An ERA-40 based atmospheric forcing for global ocean circulation models, *Ocean Modelling*, *31*, 88–104, 2010.
- Böning, C., A. Dispert, M. Visbeck, S. Rintoul, et F. Schwarzkopf, The response of the Antarctic Circumpolar Current to recent climate change, *Nature Geoscience*, 2008.
- Cai, W., P. H. Whetton, et D. J. Karoly, The Response of the Antarctic Oscillation to Increasing and Stabilized Atmospheric CO₂, *Journal of Climate*, *16*, 1525–1538, 2003.
- Cailleau, S., Validation de méthodes de contrainte aux frontières d’un modèle océanique : application à un modèle hauturier de l’atlantique nord et à un modèle régional du golfe de Gascogne, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2004.
- Carmack, E., Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front, *Voyage of Discovery*, pp. 15–37, 1977.
- Chen, C., et F. Millero, Gradual increase of oceanic CO₂, *Nature*, *277*, 205–206, 1979.
- Chen, F., W.-J. Cai, C. Benitez-Nelson, et Y. Wang, Sea surface pCO₂-SST relationships across a cold-core cyclonic eddy : Implications for understanding regional variability and air-sea gas exchange, *Geophysical Research Letters*, *34*, L10,603, 2007.

- Conkright, M. E., R. A. Locarnini, H. E. Garcia, T. D. O'Brien, T. P. Boyer, C. Stephens, et J. I. Antonov, World Ocean Database 2001 : Objective analyses, data statistics and figures, 2002.
- Cunningham, S. A., S. G. Alderson, B. A. King, et M. A. Brandon, Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage, *Journal of Geophysical Research*, 108, N0.C5, 8084, 2003.
- Dai, A., et K. E. Trenberth, Estimates of freshwater discharge from continents : Latitudinal and seasonal variations, *Journal of Hydrometeorology*, 3, 660–687, 2002.
- de Baar, H., J. de Jong, D. Bakker, C. Veth, U. Bathmann, et B. Löscher, Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean, *Nature*, 373, 412–415, 1995.
- De Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, et D. Iudicone, Mixed layer depth over the global ocean : an examination of profile data and a profile-based climatology, *Journal of Geophysical Research*, 109, C12,003, 2004.
- Dickson, A., An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total inorganic carbon from titration data, *Deep-Sea Research*, 28A, 609–623, 1981.
- Dickson, A. G., et C. Goyet, *Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water, version 2*, DOE, ORNL/CDIAC-74 ed., 1994.
- Doney, S. C., B. Tilbrook, S. Roy, N. Metzl, C. L. Quere, M. Hood, R. A. Feely, et D. Bakker, Surface-ocean co₂ variability and vulnerability, *Deep-Sea Research II*, 56, 504–511, 2009.
- Dong, S., J. Sprintall, S. T. Gille, , et L. Talley, Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles, *Journal of Geophysical Research*, 113, C06,013, 2008.
- Döös, K., et D. J. Webb, The Deacon Cell and the Other Meridional Cells of the Southern Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 24, 429–442, 1994.
- Drakkar Group, Eddy-permitting Ocean Circulation Hindcasts of past decades, *CLIVAR Exchanges*, 12, 8–10, 2007.
- Dufour, C., Variabilité des propriétés thermohalines des masses d'eaux modales et intermédiaires dans l'ACC au sud de l'Australie, Master's thesis, Institut des Sciences de l'Ingénieur de Toulon et du Var, Université du Sud-Toulon-Var, 2008.
- Dufour, C. O., J. L. Sommer, T. Penduff, B. Barnier, et M. H. England, Structure and causes of the pulsation mode in the antarctic circumpolar current south of australia, *Journal of Physical Oceanography*, 41, 253–268, 2011.
- Dufour, C. O., J. Le Sommer, J. D. Zika, M. Gehlen, J. C. Orr, P. Mathiot, et B. Barnier, Intensification of an eddying Southern Ocean Meridional Overturning due to the Southern Annular Mode, *Journal of Climate*, en révision.

- Duhaut, T. H. A., et D. N. Straub, Wind Stress Dependence on Ocean Surface Velocity : Implications for Mechanical Energy Input to Ocean Circulation, *Journal of Physical Oceanography*, *36*, 202–211, 2006.
- Dutay, J.-C., J. Bullister, S. C. Doney, J. C. Orr, R. G. Najjar, K. Caldeira, J.-M. Campin, H. Drange, M. Follows, Y. Gao, N. Gruber, M. W. Hecht, A. Ishida, F. Joos, K. Lindsay, G. Madec, E. Maier-Reimer, J. C. Marshall, R. Matear, P. Monfray, A. Mouchet, G. K. Plattner, J. L. Sarmiento, R. Schlitzer, R. D. Slater, I. J. Totterdell, M.-F. Weirig, Y. Yamanaka, et A. Yool, Evaluation of ocean model ventilation with CFC-11 : Comparison of 13 global ocean models., *Ocean Modelling*, *4*, 89–120, 2002.
- Eden, C., et H. Dietze, Effects of mesoscale eddy/wind interactions on biological new production and eddy kinetic energy, *Journal of Geophysical Research*, *114*, C05,023, 2009.
- Esbensen, S. K., et J. Kushnir, The heat budget of the global oceans : An atlas based on estimates from marine surface observations, *Climate Research Institute, Oregon State Univ.*, *29*, 1981.
- Farneti, R., T. L. Delworth, A. J. Rosati, S. M. Griffies, et F. Zeng, The Role of Mesoscale Eddies in the Rectification of the Southern Ocean Response to Climate Change, *Journal of Physical Oceanography*, *40*, 1539–1557, 2010.
- Fichefet, T., et M. M. Maqueda, Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *Journal of Geophysical Research*, *102*, 12,609–12,646, 1997.
- Flament, P., A state variable for characterizing water masses and their diffusive stability : spiciness, *Progress in Oceanography*, *54*, 493–501, 2002.
- Fyfe, J. C., et O. A. Saenko, Simulated changes in the extratropical southern hemisphere winds and currents, *Geophysical Research Letters*, *33*, L06,701, 2006.
- Geider, R., H. MacIntyre, et T. Kana, Dynamic model of phytoplankton growth and acclimation : responses of the balanced growth rate and the chlorophyll a : carbon ratio to light, nutrient-limitation and temperature, *Marine Ecology Progress Series*, *148*, 187–200, 1997.
- Geider, R. J., H. L. MacIntyre, et T. M. Kana, A dynamic model of photoadaptation in phytoplankton, *Limnology and Oceanography*, *41*, 1–15, 1996.
- Geider, R. J., H. L. MacIntyre, et T. M. Kana, A dynamic regulatory model of phytoplanktonic acclimation to light, nutrients, and temperature, *Limnology and Oceanography*, *43(4)*, 679–694, 1998.
- Gent, P. R., et J. C. McWilliams, Isopycnal Mixing in Ocean Circulation Models, *Journal of Physical Oceanography*, *20*, 150–155, 1990.
- Gloor, M., N. Gruber, J. Sarmiento, C. Sabine, R. Feely, et C. Rödenbeck, A first estimate of present and preindustrial air-sea CO₂ flux patterns based on ocean interior carbon measurements and models, *Geophysical Research Letters*, *30(1)*, 1010, 2003.

- Gnanadesikan, A., et R. W. Hallberg, On the Relationship of the Circumpolar Current to Southern Hemisphere Winds in Coarse-Resolution Ocean Models, *Journal of Physical Oceanography*, *30*, 2013–2034, 2000.
- Gouretski, V., et K. Koltermann, WOCE global hydrographic climatology, a technical report, *Berichte des BSH*, *35*, 2004.
- Griffies, S. M., A. Biastoch, C. Böning, F. Bryan, G. Danabasoglu, E. P. Chassignet, M. H. England, R. Gerdes, H. Haak, R. W. Hallberg, W. Hazeleger, J. Jungclaus, W. G. Large, G. Madec, A. Pirani, B. L. Samuels, M. Scheinert, A. S. Gupta, C. A. Severijns, H. L. Simmons, A. M. Treguier, M. Winton, S. Yeager, et J. Yin, Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs), *Ocean Modelling*, *26*, 1–46, 2009.
- Gruber, N., Warming up, turning sour, losing breath : ocean biogeochemistry under global change, *Philosophical Transactions of the Royal Society*, *369*, 1980–1996, 2011.
- Gruber, N., J. Sarmiento, et T. Stocker, An improved method to detect anthropogenic CO₂ in the oceans, *Global Biogeochemical Cycles*, *10*, 809–837, 1996.
- Gruber, N., M. Gloor, S. E. M. Fletcher, S. C. Doney, S. Dutkiewicz, M. J. Follows, M. Gerber, A. R. Jacobson, F. Joos, K. Lindsay, D. Menemenlis, A. Mouchet, S. A. Müller, J. L. Sarmiento, et T. Takahashi, Oceanic sources, sinks, and transport of atmospheric CO₂, *Global Biogeochemical Cycles*, *23*, GB1005, 2009.
- Gurney, K. R., R. M. Law, A. S. Denning, P. J. Rayner, D. Baker, P. B. and Lori Bruhwiler, Y.-H. Chen, P. Ciais, S. Fan, I. Y. Fung, M. Gloor, M. Heimann, K. Higuchi, J. John, T. Maki, S. Maksyutov, K. Masarie, P. Peylin, M. Prather, B. C. Pak, J. Randerson, J. Sarmiento, S. Taguchi, T. Takahashi, et C.-W. Yuen, Towards robust regional estimates of CO₂ sources and sinks using atmospheric transport models, *Nature*, *415*, 626–630, 2002.
- Hall, A., et M. Visbeck, Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice and ocean resulting from the Annular Mode, *Journal of Climate*, *15*, 3043–3057, 2002.
- Hallberg, R., et A. Gnanadesikan, An exploration of the role of transient eddies in determining the transport of a zonally reentrant current, *Journal of Physical Oceanography*, *31*, 3312–3330, 2001.
- Hallberg, R., et A. Gnanadesikan, 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*, 2232–2252, 2006.
- Hanawa, K., et L. Talley, *Ocean circulation and climate*, International Geophysics Series, Academic Press, New York, 2001.
- Hervieux, G., Etude numérique des interactions courant-topographie : application au gyre sub-polaire, aux seuils de Gibraltar et des mers nordiques, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2007.

- Hibler, W., A dynamic thermodynamic sea ice model, *Journal of Physical Oceanography*, *31*, 815–846, 1979.
- Hogg, A., M. P. Meredith, J. R. Blundell, et C. Wilson, Eddy heat flux in the southern ocean : Response to variable wind forcing, *Journal of Climate*, *21*, 608–620, 2008.
- Hogg, A. M., An Antarctic Circumpolar Current driven by surface buoyancy forcing, *Geophysical Research Letters*, 2010.
- Holland, M. M., C. M. Bitz, et E. C. Hunke, Mechanisms Forcing an Antarctic Dipole in Simulated Sea Ice and Surface Ocean Conditions, *Journal of Climate*, *18*, 2052–2066, 2005.
- Holte, J., et L. Talley, A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to argo data and subantarctic mode water formation, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *26*, 1920–1939, 2009.
- Holte, J., J. Gilson, L. Talley, et D. Roemmich, Argo mixed layers, *Scripps Institution of Oceanography/UCSD*, 2010.
- Hoppema, M., Weddell Sea turned from source to sink for atmospheric CO₂ between pre-industrial time and present, *Global and Planetary Change*, *40*, 219–231, 2004.
- Hurrell, J. W., J. J. Hack, D. Shea, J. M. Caron, et J. Rosinski, A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the community atmosphere model, *Journal of Climate*, *21*, 5145–5153, 2008.
- Hutchinson, D., A. Hogg, et A. Blundell, Southern ocean response to relative velocity wind stress forcing, *Journal of Physical Oceanography*, *40*, 326–339, 2010.
- IPCC, . S. f. P., In : Climate Change 2007 : The physical science basis. contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], *Tech. rep.*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 2007.
- Ito, T., M. Woloszyn, et M. Mazloff, Anthropogenic carbon dioxide transport in the Southern Ocean driven by Ekman flow, *Nature*, *463*, 80–83, 2010.
- Iudicone, D., K. B. Rodgers, I. Stendardo, O. Aumont, G. Madec, L. Bopp, O. Mangoni, et M. R. d’Alcala’, Water masses as a unifying framework for understanding the Southern Ocean carbon cycle, *Biogeosciences*, *8*, 1031–1052, 2011.
- Ivchenko, V., K. Richards, et D. Stevens, The Dynamics of the Antarctic Circumpolar Current, *Journal of Physical Oceanography*, *26*, 753–774, 1996.
- Jackett, D., et T. J. McDougall, Minimal adjustment of hydrographic data to achieve static stability, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *12*, 381–389, 1995.
- Jackett, D. R., et T. J. McDougall, A neutral density variable for the world’s oceans, *Journal of Physical Oceanography*, *27*, 237–263, 1997.

- Jacobs, S., H. Hellmer, C. Doake, A. Jenkins, et R. Frolich, Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica, *Journal of Glaciology*, *38*, 375–387, 1992.
- Jones, D. C., T. Ito, et N. S. Lovenduski, The transient response of the Southern Ocean pycnocline to changing atmospheric winds, *Geophysical Research Letters*, *38*, L15,604, 2011.
- Jourdain, N., Simulations climatiques régionales couplées atmosphère-océan-glace de mer en Antarctique, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier (Grenoble 1), LGGE, 2007.
- Juza, M., Modélisation numérique et observations de l’océan global : développement des interfaces, évaluation de simulations et de réseaux d’observations, investigations dynamiques, Ph.D. thesis, Université de Grenoble, LEGI, 2011.
- Karsten, R., H. Jones, et J. Marshall, The role of eddy transfer in setting the stratification and transport of a circumpolar current, *Journal of Physical Oceanography*, *32*, 39–54, 2002.
- Key, R. M., A. Kozyr, C. L. Sabine, K. Lee, R. Wanninkhof, J. L. Bullister, R. A. Feely, F. J. Millero, C. Mordy, et T.-H. Peng, A global ocean carbon climatology : Results from Global Data Analysis Project (GLODAP), *Global Biogeochemical Cycles*, *18*, GB4031, 2004.
- Khatiwala, S., F. Primeau, et T. Hall, Reconstruction of the history of anthropogenic CO₂ concentrations in the ocean, *Nature Letters*, *462*, 346–350, 2009.
- Killworth, P. D., et N. R. Edwards, A turbulent bottom boundary layer code for use in numerical ocean models, *Journal of Physical Oceanography*, *29*, 1221–1238, 1999.
- Klinger, B. A., et C. Cruz, Decadal response of global circulation to Southern Ocean zonal wind stress perturbation, *Journal of Physical Oceanography*, *39*, 1888–1904, 2009.
- Kurahashi-Nakamura, T., A. Abe-Ouchi, et Y. Yamanaka, Effects of physical changes in the ocean on the atmospheric pCO₂ : glacial-interglacial cycles, *Climate Dynamics*, *35*, 713–719, 2010.
- Lachkar, Z., Rôle des tourbillons de méso-échelle océaniques dans la distribution et les flux air-mer de CO₂ anthropique à l’échelle globale, Ph.D. thesis, Thèse de Doctorat de l’Université Paris VI, 2007.
- Lachkar, Z., J. Orr, J.-C. Dutay, et P. Delecluse, Effects of mesoscale eddies on global ocean distributions of CFC-11, CO₂ and $\Delta^{14}\text{C}$, *Ocean Science*, *3*, 461–482, 2007.
- Lachkar, Z., J. C. Orr, et J.-C. Dutay, Seasonal and mesoscale variability of oceanic transport of anthropogenic CO₂, *Biogeosciences*, *6*, 2509–2523, 2009a.
- Lachkar, Z., J. C. Orr, J.-C. Dutay, et P. Delecluse, On the role of mesoscale eddies in the ventilation of antarctic intermediate water, *Deep-Sea Research I*, *56*, 909–925, 2009b.
- Large, W. G., et S. G. Yeager, Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models, *NCAR technical note*, p. 22p, 18, 20, 37, 40, 45, 66, 67, 68, 79, 80, 84, 92, 93, 100, 121, 122, 137, 138, 144, 154, 221, 2004.

- Le Quéré, C., S. Harrison, I. Prentice, E. Buitenhuis, O. Aumont, L. Bopp, H. Claustre, L. C. da Cunha, R. Geider, X. Giraud, C. Klaas, K. Kohfeld, L. Legendre, M. Manizza, T. Platt, R. Rivkin, S. Sathyendranath, J. Uitz, A. Watson, et D. Wolf-Gladrow, Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models, *Global Change Biology*, *11*, 2016–2040, 2005.
- Le Quéré, C., C. Rödenbeck, E. T. Buitenhuis, T. J. Conway, R. Lagenfelds, A. Gomez, C. Labuschagne, M. Ramonet, T. Nakazawa, N. Metzl, N. Gillett, et M. Heimann, Saturation of the Southern Ocean CO_2 sink due to recent climate change, *Science*, *316*, 1735, 2007.
- Le Quéré, C., T. Takahashi, E. T. Buitenhuis, C. Rödenbeck, et S. C. Sutherland, Impact of climate change and variability on the global oceanic sink of CO_2 , *Global Biogeochemical Cycles*, *24*, GB4007, 2010.
- Lee, K., L. T. Tong, F. J. Millero, C. L. Sabine, A. G. Dickson, C. Goyet, G.-H. Park, R. Wanninkhof, R. A. Feely, et R. M. Key, Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans, *Geophysical Research Letters*, *33*, L19,605, 2006.
- Lee, M.-M., A. C. Coward, et A. J. G. Nurser, Spurious diapycnal mixing of the deep waters in an eddy-permitting global ocean model, *Journal of Physical Oceanography*, *32*, 1522–1535, 2002.
- Lee, M. M., J. G. Nurser, I. Stevens, et J.B.Sallée, Subduction over the Southern Indian Ocean in a high-resolution atmosphere-ocean coupled model, *Journal of Climate*, *24*, 3830–3849, 2011.
- Lefebvre, W., et H. Goose, 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, 2005.
- Lefebvre, W., H. Goose, R. Timmermann, et T. Fichefet, Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice -ocean system, *Journal of Geophysical Research*, *109*, 2004.
- Lengaigne, M., C. Menkes, O. Aumont, T. Gorgues, L. Bopp, J.-M. André, et G. Madec, Influence of the oceanic biology on the tropical Pacific climate in a coupled general circulation model, *Climate Dynamics*, *28*, 503–516, 2007.
- Lenton, A., et R. J. Matear, Role of the Southern Annular Mode (SAM) in Southern Ocean CO_2 uptake, *Global Biogeochemical Cycles*, *21*, 2007.
- Lenton, A., F. Codron, L. Bopp, N. Metzl, P. Cadule, A. Tagliabue, et J. Le Sommer, Stratospheric ozone depletion reduces ocean carbon uptake and enhances ocean acidification, *Geophysical Research Letters*, *36*, L12,606, 2009.
- LeVeque, R. J., *Finite Volume Methods for Hyperbolic Problems*, Cambridge University Press, 2002.
- Levitus, S., T. Boyer, M. Conkright, T. O'Brien, J. Antonov, C. Stephens, L. Stathoplos, D. Johnson, et R. Gelfeld, World ocean database 1998, *NOAA Atlas NESDID 18*, US Government Printing Office, Washington, DC, *40*, 150, 1998.

- Lombard, A., G. Garric, et T. Penduff, Regional patterns of observed sea level change : Insights from a $1/4^\circ$ global ocean/sea-ice hindcast, *Ocean Dynamics*, *59*(3), 433–449, 2009.
- Longhurst, A., Seasonal cycles of pelagic production and consumption, *Progress In Oceanography*, *36*, 77–167, 1995.
- Lovenduski, N., N. Gruber, S. Doney, et I. Lima, Enhanced CO_2 outgassing in the Southern Ocean from a positive phase of the southern annular mode, *Global Biogeochemical Cycles*, *21*, 2007.
- Lovenduski, N., N. Gruber, et S. Doney, Toward a mechanistic understanding of the decadal trends in the Southern Ocean carbon sink, *Global Biogeochemical Cycles*, *22*, GB3016, 2008.
- Lovenduski, N. S., et N. Gruber, Impact of the Southern Annular Mode on Southern Ocean circulation and biology, *Geophysical Research Letters*, *32*, 2005.
- Ludwig, W., J. L. Probst, et S. Kempe, Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion, *Global Biogeochemical Cycles*, *10*, 23–41, 1996.
- Lévy, M., A. Estublier, et G. Madec, Choice of an advection scheme for biogeochemical models, *Geophysical Research Letters*, *28*, 3725–3728, 2001.
- Lévy, M., P. Klein, A.-M. Tréguier, D. Iovino, G. Madec, S. Masson, et K. Takahashi, Modifications of gyre circulation by sub-mesoscale physics, *Ocean Modelling*, *34*, 1–15, 2010.
- Madec, G., NEMO ocean engine, *Note du Pole de Modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27 ISSN No 1288-1619.*, 2008.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, C., et Lévy, OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual, *Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No11, 91pp.*, 1998.
- Mahadevan, A., M. Lévy, et L. Mémerly, Mesoscale variability of sea surface pCO_2 : What does it respond to?, *Global Biogeochemical Cycles*, *18*, GB1017, 2004.
- Mainsant, G., Impact du mode annulaire austral sur les flux air-mer dans l’océan austral : caractérisation des incertitudes dues à la glace de mer, Ph.D. thesis, Université de Grenoble, LEGI-LGGE, thèse en cours.
- Marshall, G. J., Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses, *Journal of Climate*, *16*, 4134–4143, 2003.
- Marshall, G. J., P. A. Stott, J. Turner, W. M. Connolley, J. C. King, et T. A. Lachlan-Cope, Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the southern hemisphere, *Geophysical Research Letters*, *31*, 2004.
- Marshall, J., et T. Radko, Residual-mean solutions for the antarctic circumpolar current and its associated overturning circulation, *Journal of Physical Oceanography*, *33*, 2341–2354, 2003.

- Mathiot, P., Influence du forçage atmosphérique sur le représentation de la glace de mer et des eaux de plateau en Antarctique dans une étude de modélisation numérique, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2009.
- McCartney, M., Subantarctic mode water, *In : A Voyage of Discovery : George Deacon 70th Anniversary Volume*, M. V. Angel, editor, *Supplement to Deep-Sea Res.*, Pergamon Press, Oxford, pp. 103–119, 1977.
- McGillicuddy, D. J., L. A. Anderson, N. R. Bates, T. Bibby, K. O. Buesseler, C. A. Carlson, C. S. Davis, C. Ewart, P. G. Falkowski, S. A. Goldthwait, D. A. Hansell, W. J. Jenkins, R. Johnson, V. K. Kosnyrev, J. R. Ledwell, Q. P. Li, D. A. Siegel, et D. K. Steinberg, Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms, *Science*, *316*, 1021–1026, 2007.
- McIntosh, P., et T. J. McDougall, Isopycnal averaging and the residual mean circulation, *Journal of Physical Oceanography*, *26*, 1655U–1660, 1996.
- McNeil, B. I., R. J. Matear, R. M. Key, J. L. Bullister, et J. L. Sarmiento, Anthropogenic CO₂ uptake by the ocean based on the global chlorofluorocarbon data set, *Science*, *299*, 235–239, 2003.
- McNeil, B. I., N. Metzl, R. M. Key, R. J. Matear, et A. Corbiere, An empirical estimate of the Southern Ocean air-sea CO₂ flux, *Global Biogeochemical Cycles*, *21*, GB3011, 2007.
- Meredith, M. P., et A. M. Hogg, Circumpolar response of Southern Ocean eddy activity to a change in the Southern Annular Mode, *Geophysical Research Letters*, *33*, 2006.
- Meredith, M. P., A. C. N. Garabato, A. M. C. Hogg, et R. Farneti, Sensitivity of the overturning circulation in the southern ocean to decadal changes in wind forcing, *Journal of Climate*, *in press*, 2011.
- Metzl, N., B. Tilbrook, et A. Poisson, The annual fCO₂ cycle and the air-sea CO₂ flux in the sub-Antarctic Ocean, *Tellus*, *51B*, 849–861, 1999.
- Metzl, N., C. Brunet, A. Jabaud-Jan, A. Poisson, et B. Schauer, Summer and winter air-sea CO₂ fluxes in the Southern Ocean, *Deep-Sea Research I*, *53*, 1548–1563, 2006.
- Middelburg, J. J., K. Soetaert, P. M. J. Herman, et C. Heip, Denitrification in marine sediments : A model study, *Global Biogeochemical Cycles*, *10*, 661–673, 1996.
- Mikaloff-Fletcher, S., N. Gribler, A. Jacobson, M. Gloor, S. Doney, D. Dutkiewicz, M. Gerber, M. Follows, F. Joos, K. Lindsay, D. Menemenlis, A. Mouchet, S. Müller, et J. Sarmiento, Inverse estimates of the oceanic sources and sinks of natural CO₂ and the implied oceanic carbon transport, *Global Biogeochemical Cycles*, *21*, GB1010, 2007.
- Mikaloff-Fletcher, S. E., N. Gruber, A. R. Jacobson, S. C. Doney, S. Dutkiewicz, M. Gerber, M. Follows, F. Joos, K. Lindsay, D. Menemenlis, A. Mouchet, S. A. Müller, et J. L. Sarmiento, Inverse estimates of anthropogenic CO₂ uptake, transport, and storage by the ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, *20*, GB2002, 2006.
- Molinelli, E., The Antarctic influence on Antarctic Intermediate Water, *Journal of Marine Research*, *39*, 267–293, 1981.

- Monod, J., *Recherches sur la Croissance des Cultures Bactériennes*, Hermann, Paris, 1942.
- Moore, J. K., S. C. Doney, et K. Lindsay, Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model, *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB4028, 2004.
- Murnane, R., J. Sarmiento, et C. Le Quéré, Spatial distribution of air-sea CO₂ fluxes and the interhemispheric transport of carbon by the oceans, *Global Biogeochemical Cycles*, 13, 287–305, 1999.
- Nakicenovic, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenham, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T. Y. Jung, T. Kram, E. L. L. Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor, et Z. Dadi, IPCC Special Report on Emission Scenarios, *Tech. rep.*, Cambridge University Press, 599 pp., 2000.
- Neftel, A., H. Friedli, E. Moor, H. Lötscher, H. Oeschger, U. Siegenthaler, et B. Stauffer, Historical CO₂ record from the Siple Station ice core, *In Trends : A Compendium of Data on Global Change. Oak Ridge National Laboratory, ORNL/CDIAC-65, 11-14.*, pp. 11–14, 1994.
- Oke, P. R., et M. R. England, Oceanic Response to Changes in the Latitude of the Southern Hemisphere Subpolar Westerly Winds, *Journal of Climate*, 17, 1040–1054, 2004.
- Orr, J., Global ocean storage of anthropogenic carbon, *Final EU Report, EC Environment and Climate Programme 2nd edition*, LSCE, CEA Saclay, France, 2003.
- Orr, J. C., *Recent and future changes in ocean carbonate chemistry , chapter 3 in Ocean Acidification*, Oxford University Press, 2011.
- Orr, J. C., E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, P. Monfray, J. L. Sarmiento, J. R. Toggweiler, N. K. Taylor, J. Palmer, N. Gruber, C. L. Sabine, C. L. Quéré, R. M. Key, et J. Boutin, Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models, *Global Biogeochemical Cycles*, 15, 43–60, 2001.
- Orr, J. C., S. Pantoja, et H.-O. Portner, Introduction to special section : The ocean in a high-CO₂ world, *J. Geophys. Res.*, 110, 2005.
- Orsi, A., et T. Whitworth, Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Volume 1 : Southern Ocean, *International WOCE Project Office, Southampton, U.K.*, 2004.
- Orsi, A., T. W. III, et J. W. Nowlin, On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current, *Deep-Sea Research, Part II*, 42, 641–673, 1995.
- Orsi, A., G. Johnson, et J. Bullister, Circulation, mixing, and reduction of Antarctic Bottom Water, *Progress in Oceanography*, 43, 55–109, 1999.
- Pacanowski, R. C., et A. Gnanadesikan, Transient response in a z-level ocean model that resolves topography with partial cells, *Monthly Weather Review*, 126, 3248–3270, 1998.

- Penduff, T., B. Barnier, et A. C. de Verdière, Self-adapting open boundaries for a sigma coordinate model of the eastern north atlantic, *Journal of Geophysical Research*, *105*, 11,279–11,297, 2000.
- Penduff, T., M. Juza, L. Brodeau, G. C. Smith, B. Barnier, J.-M. Molines, A.-M. Treguier, et G. Madec, Impact of global ocean model resolution on sea-level variability with emphasis on interannual time scales, *Ocean Science*, *6*, 269–284, 2010.
- Petit, J., J. Jouzel, D. Raynaud, N. Barkov, J. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davisk, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzmank, et M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 42000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, *399*, 429–436, 1999.
- Pfeil, B., A. Olsen, et D. B. et al., A uniform, quality controlled, Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT), *Earth System Science Data*, *en préparation*, 2011.
- Renner, A., K. Heywood, et S. Thorpe, Validation of three global ocean models in the Weddell Sea, *Ocean Modelling*, *30*, 1–15, 2009.
- Rintoul, S. R., et S. Sokolov, Baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia (WOCE repeat section SR3), *Journal of Geophysical Research*, *106*, 2815–2832, 2001.
- Robinson, A., et J. C. McWilliams, The baroclinic instability of the open ocean, *Journal of Physical Oceanography*, *4*, 281–294, 1974.
- Roquet, F., et C. Wunsch, On the Patterns of Wind-Power Input to the Ocean Circulation, *Journal of Physical Oceanography*, submitted.
- Sabine, C., M. Key, K. Johnson, F. Millero, A. Poisson, J. Sarmiento, D. Wallace, et C. Winn, Anthropogenic CO₂ inventory of the Indian Ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, *13*, 179–198, 1999.
- Sabine, C., 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, et A. Rios, The ocean sink for anthropogenic CO₂, *Science*, *305*, 367–370, 2004.
- Sallée, J.-B., Les eaux modales de l’océan austral, Ph.D. thesis, Université de Toulouse, LEGOS, 2007.
- Sallée, J.-B., K. Speer, et R. Morrow, Response of the Antarctic Circumpolar Current to Atmospheric Variability, *Journal of Climate*, *21*, 3020–3039, 2008.
- Sallée, J., R. Matear, A. Lenton, et S. Rintoul, The physical transport of anthropogenic carbon into the Southern Ocean interior, *Nature Biogeosciences*, *submitted*, 2011.
- Sallée, J. B., et S. R. Rintoul, Parameterization of eddy-induced subduction in the Southern Ocean surface-layer, *Ocean Modelling*, *39*, 146–153, 2011.
- Sallée, J.-B., K. Speer, et S. Rintoul, Zonally asymmetric response of the Southern Ocean mixed-layer depth to the Southern Annular Mode, *Nature Geoscience*, *812*, 2010.

- Sarmiento, J. L., et N. Gruber, *Ocean Biogeochemical Dynamics*, 2006.
- Sarmiento, J. L., J. C. Orr, et U. Siegenthaler, A perturbation simulation of CO₂ uptake in an Ocean General Circulation Model, *J. Geophys. Res.*, *97*, 3621–3645, 1992.
- Sarmiento, J. L., C. Le Quéré, et S. W. Pacala, Limiting future atmospheric carbon dioxide, *Global Biogeochemical Cycles*, *9*, 121–137, 1995.
- Sen Gupta, A., et M. H. England, Coupled ocean-atmosphere-ice response to variations in the Southern Annular Mode, *Journal of Climate*, *19*, 4457–4486, 2006.
- Siegenthaler, U., et F. Joos, Use of a simple model for studying oceanic tracer distributions and the global carbon cycle, *Tellus*, *44B*, 186–207, 1992.
- Sloyan, B. M., et S. R. Rintoul, The Southern Ocean limb of the global deep overturning circulation, *Journal of Physical Oceanography*, *31*, 143–173, 2001.
- Smith, W. O. J., D. Ainley, et R. Cattaneo-Vietti, Trophic interactions within the Ross Sea continental shelf ecosystem, *Philosophical Transactions of the Royal Society, series B*, *362*, 95–111, 2007.
- Speer, K., S. R. Rintoul, et B. Sloyan, The diabatic Deacon Cell, *Journal of Physical Oceanography*, *30*, 3212–3222, 2000.
- Spence, P., J. C. Fyfe, A. Montenegro, et A. J. Weaver, Southern Ocean response to strengthening winds in an eddy-permitting global climate model, *Journal of Climate*, 2010.
- Straub, D., On the transport and angular momentum balance of channel models of the Antarctic Circumpolar Current, *Journal of Physical Oceanography*, *23*, 776–782, 1993.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. G. G. D. W. Chipman, et S. C. Sutherland, Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans : A comparative study, *Global Biogeochem. Cycles*, *7(4)*, 843–878, 1993.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R. A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson, et Y. Nojiri, Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects, *Deep-Sea Res. Part II : Topical Studies in Oceanography*, *49*, 1601 – 1622, 2002, the Southern Ocean I : Climatic Changes in the Cycle of Carbon in the Southern Ocean.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R. A. Feely, D. W. Chipman, B. Hales, G. Friederich, F. Chavez, C. Sabine, A. Watson, D. C. Bakker, U. Schuster, N. Metzl, H. Yoshikawa-Inoue, M. Ishii, T. Midorikawa, Y. Nojiri, A. Kortzinger, T. Steinhoff, M. Hoppema, J. Olafsson, T. S. Arnarson, B. Tilbrook, T. Johannessen, A. Olsen, R. Bellerby, C. Wong, B. Delille, N. Bates, et H. J. de Baar, Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans, *Deep-Sea Research II*, *56*, 554–577, 2009.
- Talley, L., Some aspects of ocean heat transport by the shallow, intermediate and deep overturning circulations, *In Mechanisms of Global Change at Millennial Time Scales*, *112*, 1–22. American Geophysical Union., 1999.

- Talley, L. D., Shallow, intermediate and deep overturning components of the global heat budget, *Journal of Physical Oceanography*, *33*, 530–560, 2003.
- Tegen, I., et I. Fung, Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *Journal of Geophysical Research*, *100*, 18,707–18–726, 1995.
- Thiel, M., E. Macaya, E. Acuna, W. E. Arntz, et H. B. et al., The Humboldt Current System of Northern and Central Chile, *Oceanography and Marine Biology : An Annual Review*, *45*, 195–344, 2007.
- Thompson, D. W. J., et S. Solomon, Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science*, *296*, 895–899, 2002.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, et G. C. Hegerl, Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II : Trends, *J. Climate*, *13*, 1018–1036, 2000.
- Toggweiler, J. R., et B. Samuels, New radiocarbon constraints on the upwelling of abyssal water to the ocean's surface, *The Global Carbon Cycle, edited by M. Heimann, NATO ASI Ser., Ser. I*, *15*, 333–366, 1993.
- Toggweiler, J. R., J. L. Russell, et S. R. Carson, Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages, *Paleoceanography*, *21*, PA2005, 2006.
- Tortell, P. D., C. Payne, Y. Li, S. Trimborne, B. Rost, W. Smith, J. C. Riesselman, R. Dunbar, P. Sedwick, et G. DiTullio, CO₂ sensitivity of Southern Ocean phytoplankton, *Geophysical Research Letters*, *35*, L04,605, 2008.
- Treguier, A.-M., B. Barnier, A. D. Miranda, J. Molines, N. Grima, M. Imbard, G. Madec, et C. Messenger, An eddy-permitting model of the Atlantic circulation : Evaluating open boundary conditions, *Journal of Geophysical Research*, *106(C10)*, 22 115–22 129, 2001.
- Treguier, A. M., M. H. England, S. R. Rintoul, G. Madec, J. L. Sommer, et J.-M. Molines, Southern Ocean overturning across streamlines in an eddy simulation of the Antarctic Circumpolar Current, *Ocean Sciences*, *3*, 491–507, 2007.
- Treguier, A.-M., J. L. Sommer, J.-M. Molines, et B. D. Cuevas, Response of the Southern Ocean to the Southern Annular Mode : interannual variability and multidecadal trend, *Journal of Physical Oceanography*, *40*, 1659–1668, 2010.
- Uitz, J., Y. Huot, F. Bruyant, M. Babin, et H. Claustre, Relating phytoplankton photo-physiological properties to community structure on large scales, *Limnology and Oceanography*, *53*, 614–630, 2008.
- Vialard, J., et P. Delecluse, 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, 1998.
- Visbeck, M., A station-based Southern Annular Mode index from 1884 to 2005, *Journal of Climate*, *22*, 940–950, 2009.
- Visbeck, M., J. Marshall, T. Haine, et M. Spall, Specification of Eddy Transfer Coefficients in Coarse-Resolution Ocean Circulation Models, *Journal of Physical Oceanography*, *27*, 381–402, 1997.

- Watson, A. J., et A. C. N. Garabato, The role of Southern Ocean mixing and upwelling in glacial-interglacial atmospheric CO₂ change, *Tellus B*, 58, 73–87, 2006.
- Weiss, R. F., et B. Price, Nitrous oxide solubility in water and seawater, *Marine Chemistry*, 8, 347–359, 1980.
- Wetzel, P., A. Winguth, et E. Maier-Reimer, Sea-to-air CO₂ flux from 1948 to 2003 : A model study, *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB2005, 2005.
- Whanninkhof, R., Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *J. Geophys. Res.*, 97, 7373–7382, 1992.
- Whitworth, T., Monitoring the Transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 2045–2057, 1983.
- Whitworth, T., et R. Peterson, Volume transport of the Antarctic Circumpolar Current, *Journal of Physical Oceanography*, 15, 810–816, 1985.
- Winton, M., R. Hallberg, et A. Gnanadesikan, Simulation of Density-Driven Frictional Downslope Flow in Z-Coordinate Ocean Models, *Journal of Physical Oceanography*, 28, 2163–2174, 1998.
- Woloszyn, M., M. Mazloff, et T. Ito, Testing an eddy-permitting model of the Southern Ocean carbon cycle against observations, *Ocean Modelling*, 2011.
- Yang, X., R. Huang, J. Wang, et D. Wang, Delayed baroclinic response of the Antarctic Circumpolar Current to surface wind stress, *Science in China Series D : Earth Sciences*, 51, 1036–1043, 2008.
- Zeebe, R., et D. Wolf-Gladrow, *Equilibrium. In : CO₂ in Seawater : Equilibrium, Kinetics, Isotopes*, Elsevier, Amsterdam, 2001.
- Zika, J. D., J. Le Sommer, et C. O. Dufour, Localized acceleration of the antarctic circumpolar current, *Journal of Physical Oceanography*, en révision.
- Zika, J. D., J. Le Sommer, C. O. Dufour, J.-M. Molines, B. Barnier, P. Brasseur, R. Dussin, T. Penduff, D. Iudicone, A. Lenton, G. Madec, P. Mathiot, E. Schuckburgh, et F. Vivier, Vertical eddy fluxes in the southern ocean, *Journal of Physical Oceanography*, submitted.

Table des figures

1	<i>Climatologie annuelle de flux air-mer de CO₂ en gC m⁻² an⁻¹ pour l'année de référence 2000 (Takahashi et al., 2009). Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère.</i>	4
2	<i>Carte de l'Antarctique et de l'océan Austral en projection stéréographique (source : Australian Antarctic Division : http://data.aad.gov.au/aadc/mapcat). Les principaux reliefs topographiques sont indiqués ainsi qu'un des fronts constituant le courant circumpolaire antarctique (ACC) : le front polaire (PF), et le maximum d'extension de glace de mer.</i>	5
3	<i>Schéma de la circulation dynamique méridienne dans l'océan Austral impliquant la remontée et la plongée de masses d'eau (Speer et al., 2000). Les eaux profondes Nord-Atlantique (NADW) pénètrent dans l'océan Austral et remontent progressivement vers la surface par mélange avec des eaux moins denses au fur et à mesure qu'elles progressent vers le Sud. Au cours de leur trajet, les NADW s'enrichissent en DIC par reminéralisation du carbone organique par les bactéries. Lorsqu'elles affleurent vers 60°S, ces eaux présentent des concentrations en DIC très élevées qui induisent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère. La circulation se sépare ensuite en deux branches. Une branche se dirige vers le Sud et conduit à la formation d'eaux très denses dans les zones côtières antarctiques par perte de chaleur vers l'atmosphère et apport de sel lié à la formation de la glace de mer. Ces eaux denses s'écoulent le long des reliefs topographiques formant ainsi les AABW qui progressent vers le nord et tapissent les profondeurs abyssales. L'autre branche se dirige vers le Nord et conduit à la formation des eaux antarctiques intermédiaires (AAIW) et subantarctiques modales (SAMW). Au cours de leur formation, ces eaux absorbent du CO₂ anthropique qu'elles entraînent ensuite par subduction vers l'océan intérieur. Ces quantités de carbone sont ainsi transportées par les AAIW et SAMW vers le nord et isolées de l'atmosphère pour de longues durées.</i>	6
4	<i>Comparaison de l'absorption de CO₂ anthropique par l'océan intégrée zonalement et exprimée en PgC par degré de latitude entre 16 modèles océaniques globaux testés dans le cadre du projet OCMIP2 (Orr, 2003). Les solutions proposées par les 16 modèles divergent le plus dans l'océan Austral (sud de 30°S) en raison notamment des différences entre les transports océaniques résolus par ces modèles.</i>	7

5	<i>Série temporelle saisonnière de l'index du SAM (mise à jour de Marshall (2003)). Le SAM présente une structure annulaire centrée sur l'Antarctique avec des basses pressions au niveau du continent antarctique et des hautes pressions aux moyennes latitudes. Une phase positive du SAM correspond à une réduction de pression aux hautes latitudes et une augmentation aux moyennes latitudes. L'index du SAM peut donc être mesuré par différence de pression à la surface de la mer entre moyenne latitudes (45°S) et hautes latitudes (60°S). Un réseau de mesures de pression dans différentes bases australes est donc utilisé ici pour calculer un index du SAM.</i>	8
6	<i>Schéma du fonctionnement des pompes physique et biologique. DIC : carbone organique dissous, T : température, S : salinité, COD : carbone organique dissous, COP : carbone organique particulaire. A noter que l'échelle verticale n'est pas respectée car la majorité des processus ayant trait au cycle du carbone se déroule en surface.</i>	11
7	<i>Schéma de la circulation méridienne moyenne dans l'océan Austral divisée en deux cellules de recirculation : une cellule de surface et sub-surface et une cellule profonde (voir Figure 3 pour plus de détails). La circulation totale est le résultat de la compétition entre (i) la circulation induite par les puissants vents zonaux qui correspond à un transport d'Ekman vers le nord tendant à raidir les pentes des isopycnes et induisant la remontée (upwelling) de masses d'eau au niveau de la Divergence Antarctique (environ 60°S) et (ii) la circulation induite par les tourbillons de méso-échelle tendant à aplanner la pente des isopycnes. Seul le transport tourbillonnaire vers le sud est représenté sur ce schéma. L'intensité de l'upwelling résultant de cette compétition entre les deux circulations contrôle la remontée de DIC vers la surface et par conséquent l'intensité du dégazage de CO₂ naturel au niveau de la Divergence Antarctique. Notons que ce schéma classique de la circulation méridienne fait abstraction des processus à l'œuvre dans l'apport de DIC dans la couche de mélange et qui sont susceptibles d'être différents des processus advectifs représentés ici.</i>	12
1.1	<i>Architecture de PISCES. La matière organique dissoute DOM est constituée du réservoir de carbone organique dissous (DOC). La matière détritique particulaire PM est divisée en deux classes de taille : les petites (sPM) et les grosses particules (bPM). Pour plus de clarté, la figure ne présente pas les échanges air-mer d'O₂ et de CO₂.</i>	35
1.2	<i>Evolution du rapport de mélange de CO₂ dans l'air (en ppm) depuis la période préindustrielle jusqu'en 2099 (ligne continue). Les valeurs correspondant à la période 2000-2099 (démarquées par un trait vertical en pointillés) sont issues des prévisions des modèles de l'IPCC conformément au scénario A2 (Nakicenovic et al., 2000)</i>	39
1.3	<i>Bathymétrie de la configuration régionale PERIANT05 (en mètres). Le nombre de points de grille est indiqué en abscisse et ordonnée du domaine (722 × 202 points). Le découpage du domaine en mailles correspond au découpage en 528 processeurs sur la machine Jade du CINES (voir plus loin). Les mailles barrées sont des processeurs « terre » qui ne participent donc pas aux calculs.</i>	41

2.1	<i>Sections verticales à 140°E de salinité moyenne pour l'année 1958 (gauche) et 1968 (droite) dans la simulation DRAKKAR globale ORCA025-G70. La ligne continue blanche indique l'isopycne 34,7 kg m⁻³.</i>	54
2.2	<i>Séries temporelles du transport annuel (en Sv) sur la période 1958-2004 au niveau du Passage de Drake pour les simulations DRAKKAR globales de résolution 2° (ORCA2-G70), 0,5° (ORCA05-G70.112) et 0,25° (ORCA025-G70) (Figure réalisée par J.-M. Molines).</i>	55
2.3	<i>Schémas explicatifs représentant (a) les deux principales causes potentiellement à l'origine de la mauvaise représentation des propriétés thermohalines des AABW, et (b) la solution proposée pour pallier de problème : le rappel des propriétés thermohalines des AABW.</i>	56
2.4	<i>Masque M (cf. equation (2.1)) (a) à 2500 m de profondeur et (b) le long d'une section méridienne de longitude 50°W (secteur de la mer de Weddell).</i>	58
2.5	<i>(a) Evolution du volume annuel (en m³) des AABW entre 1991 et 2000 dans le jeu de simulations testant la sensibilité de la méthode de rappel des propriétés thermohalines des AABW au temps de rappel τ_r appliqué. Les AABW sont ici définies comme les masses d'eau pour lesquelles $\sigma_2 \geq 37,16$ kg m⁻³. Evolution du transport annuel (en Sv) (b) au Passage de Drake et (c) au sud des Kerguelen dans le même jeu de simulations.</i>	60
2.6	<i>Cellule de circulation méridienne (MOC) en coordonnées de densité potentielle σ_2 pour la période 1995-2004 dans une simulation PERIANT05. Les isocontours continus rouges correspondent à une circulation dans le sens horaire et les isocontours pointillés bleus correspondent à une circulation dans le sens anti-horaire. La circulation est exprimée en Sv. La ligne continue noire montre la limite supérieure des classes de densité pour lesquelles le rappel s'exerce avec un coefficient $M \geq 0,2$, correspondant à un rappel des propriétés thermohalines des AABW avec un temps de rappel de dix ans.</i>	61
2.7	<i>Hauteur moyenne (1995-2004) de la surface de la mer (SSH) en mètres pour (gauche) la simulation REF05 et (droite) la simulation GM05.</i>	64
2.8	<i>Evolution du transport annuel (en Sv) (a) au Passage de Drake et (b) au sud des Kerguelen dans les simulations (bleu) REF05 et (vert) GM05.</i>	65
2.9	<i>MOC (exprimée en Sv) en coordonnées σ_2 sur la période 1995-2004 pour les simulations REF05 et GM05. (Haut) La MOC correspond à la MOC totale (circulation eulérienne moyenne + circulation induite par les tourbillons transitoires), calculée à partir des sorties du modèle moyennées sur 5 jours. Dans GM05, le calcul du transport prend en compte la vitesse induite par les tourbillons (\vec{U}^*, equation (2.5)). (Bas) La MOC correspond à la MOC moyenne (circulation eulérienne moyenne) dans GM05, calculée à partir des sorties moyennées sur 1995-2004, où le transport est calculé à partir de \vec{U} seulement (GM05(V)), et à partir de \vec{U}^* seulement (GM05(EIV)). Les valeurs positives indiquent une circulation dans le sens des aiguilles d'une montre, et les valeurs négatives une circulation dans les sens inverse des aiguilles d'une montre.</i>	66
2.10	<i>Courbe de productivité en fonction de l'irradiance à 15-25°C pour différents groupes de phytoplancton (Geider et al., 1997) (extrait de Le Quéré et al. (2005)).</i>	68

2.11	<i>Cycles saisonniers moyens (1995-2004) de (a) la chlorophylle de surface (en mg m^{-3}) et (b) des flux air-mer de CO_2 (en $\text{mol m}^{-2} \text{yr}^{-2}$) intégrés au sud de 31°S pour les simulations (bleu) REFA4 et (vert) REFA2. (b) : Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO_2 vers l'atmosphère. . . .</i>	70
2.12	<i>Composante zonale et méridienne du champ de régression de la vitesse des vents sur l'index du SAM (en $\text{m s}^{-1} \text{std}^{-1}(\text{SAM})$).</i>	73
2.13	<i>Profil latitudinal moyen de la tension de vent zonale en moyenne sur la période 1995-2004 (en N m^{-2}) pour la simulation REF (ligne continue), WIND+, WIND++ et WIND+++ (lignes tiretées) et SAM+, SAM++ et SAM+++ (lignes pointillées).</i>	75
3.1	<i>SST moyenne (en $^\circ\text{C}$, 1995-2004) pour les simulations de référence REF05 et REF025 et la climatologie de Hurrell et al. (2008). Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts.</i>	82
3.2	<i>Sections méridiennes (145°E : sud de l'Australie, section S3 de l'Atlas WOCE, Orsi et Whitworth (2004)) de densité potentielle pour les simulations de référence REF05, REF025 en moyenne sur la période 1995-2004, et de l'atlas WOCE. La densité potentielle, exprimée en kg m^{-3}, est référencée en surface (σ_0) pour les profondeurs entre 0 et 1000 m, à 2000 m pour les profondeurs entre 1000 et 3000 m, et à 4000 m pour les profondeurs au-delà de 3000 m (les zones sont séparées par des lignes horizontales).</i>	84
3.3	<i>Idem Figure 3.2 pour la section P19 (90°W : Pacifique Sud) de l'atlas WOCE (Orsi et Whitworth, 2004).</i>	86
3.4	<i>Profondeurs de couches de mélange (MLD) moyennes (1995-2004) en été (haut) et hiver (bas), pour les simulations REF05, REF025, « BM08 », i.e. la climatologie saisonnière de De Boyer Montégut et al. (2004) réactualisée en 2008, et « HT10 », i.e. la climatologie d'extrema de Holte et al. (2010) (voir le texte pour plus de détails sur le calcul des profondeurs de couches de mélange).</i>	87
3.5	<i>Série temporelle du transport annuel au Passage de Drake (en Sv) pour les simulations de référence REF05 et REF025.</i>	89
3.6	<i>Energie cinétique tourbillonnaire (EKE, en $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$) moyenne (1992-2002) à 10 m de profondeur pour les simulations de référence REF05, REF025 et les données satellite Topex/Poseidon. Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts.</i>	90
3.7	<i>Concentration de glace de mer moyenne (1995-2004) au mois de (haut) février, lorsque l'étendue de glace de mer est minimale, et (bas) septembre, lorsque l'étendue de glace de mer est maximale, pour les simulations REF05, REF025 et les données satellite SSM/I. La concentration est exprimée en % indiquant en chaque point la proportion englacée au sein d'une maille de la grille.</i>	91
3.8	<i>Evolution temporelle de la fraction molaire atmosphérique de CFC11 dans l'hémisphère sud entre 1930 et 2008, exprimée en ppt (partie par trillion). Les données proviennent du programme de recherche sur les halocarbones mené par le laboratoire de recherche sur le système terre de la NOAA. Les lignes verticales en pointillées délimitent la période de nos simulations. . . .</i>	92

3.9	<i>(Haut) Concentration en surface (en pmol kg⁻¹), (milieu) inventaire de CFC11 (en mol m⁻²), et (bas) profondeur de pénétration (en m) pour les simulations de référence CFC05 et CFC025, et la climatologie GLODAP (Key et al., 2004). Pour les simulations, les concentrations de CFC11 sont présentées en moyenne sur l'année 1994 et les inventaires de CFC11 sont présentés en moyenne sur les cinq jours centrés autour du 31 décembre 1994. Pour les simulations, l'inventaire de CFC11 a été calculé à partir de la concentration de CFC11 en multipliant le champ par la masse volumique de l'eau de mer. Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts.</i>	94
3.10	<i>Intégrale zonale de l'inventaire de CFC11 (en Mmol deg⁻¹) dans l'océan Austral (sud de 30°S) pour les simulations de référence CFC05, CFC025 et la climatologie GLODAP (Key et al., 2004).</i>	95
3.11	<i>Cycle saisonnier moyen (1998-2004) de chlorophylle (en mg m⁻³) pour la simulation de référence HIST05 et pour les observations satellite SeaWiFs. Dans HIST05, la chlorophylle correspond à la somme de la chlorophylle des diatomés et du nanophytoplancton. Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts. Dans HIST05, les lignes blanches indiquent l'isocontour correspondant à 80% de concentration de glace de mer.</i>	99
3.12	<i>Concentration de surface moyenne (1995-2004) de (haut) DIC et (bas) alcalinité (en mol L⁻¹) en surface pour la simulation de référence HIST05 et la climatologie GLODAP (Key et al., 2004). Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts.</i>	102
3.13	<i>Concentration moyenne (1995-2004) de (haut) DIC, (milieu) alcalinité et (bas) alcalinité - DIC (en mol L⁻¹) en moyenne zonale pour (gauche) la simulation de référence HIST05 et (droite) la climatologie GLODAP (Key et al., 2004). Les lignes continues noires représentent des iso-concentrations.</i>	103
3.14	<i>(Haut) pCO₂ océanique et (bas) ΔpCO₂ (pCO₂^{oc}-pCO₂^{atm}) moyennes (1995-2004) exprimées en μatm pour la simulation de référence HIST05 et la climatologie de Takahashi et al. (2009). Les lignes continues noires représentent la position moyenne des fronts.</i>	104
3.15	<i>Comparaison des cycles saisonniers de (de haut en bas et de gauche à droite) : pCO₂^{oc} (en μatm), SST (en °C), SSS (en psu), flux air-mer de CO₂ (en mol m⁻² yr⁻¹), vitesse de transfert gazeux (en m s⁻¹) et fraction de glace pour la simulation de référence HIST05 et la climatologie de (Takahashi et al., 2009). Pour les flux de CO₂, des valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère.</i>	106
3.16	<i>Comparaison entre (gauche) l'étude de Barbero et al. (2011) et (droite) la simulation de référence HIST05 (moyenne 1995-2004) pour un mois de l'été austral (janvier) pour les variables : (a) MLD en (m), (b) SST (en °C), (c) SSS (en psu), (d) DIC de surface (en μ mol kg⁻¹) et (d) pCO₂^{oc} (en μatm).</i>	108
3.17	<i>Idem Figure 3.16 pour un mois de l'hiver austral (juillet).</i>	109

3.18	<i>Comparaison entre un mois de l'été austral (janvier, panneaux de gauche) et un mois de l'hiver austral (juillet, panneaux de droite) pour les flux de CO₂ (en mmol m⁻² jour⁻¹) dans le Pacifique Sud, issue (partie supérieure) de l'article de Barbero et al. (2011) et (partie inférieure) de la simulation de référence HIST05. Partie supérieure : résultats issus de (a) McNeil et al. (2007), (b) Boutin et al. (2008), (c) Takahashi et al. (2009), (d) Barbero et al. (2011) pour l'année 2005. Partie inférieure : moyenne sur la période 1995-2004. Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère.</i>	110
3.19	<i>Comparaison des cycles saisonniers moyens de flux de CO₂ (en PgC yr⁻¹) entre (gauche) McNeil et al. (2007), Boutin et al. (2008), Takahashi et al. (2009) et Barbero et al. (2011) et (droite) la simulation de référence HIST05. Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère.</i>	111
3.20	<i>Comparaison des profils latitudinaux moyens entre un mois de l'été austral (janvier 2000) et un mois de l'hiver austral (août 2000) pour la SST (en °C), la fugacité de CO₂ ou la pCO₂ océanique (en µatm), les DIC (en µmol kg⁻¹) et l'alcalinité (µmol kg⁻¹) issus de (gauche) Metzl et al. (2006) et (droite) la simulation de référence HIST05.</i>	112
3.21	<i>Comparaison des cycles saisonniers moyens de pCO₂^{oc} (en µatm), SST (en °C) et SSS entre (partie gauche) la STZ et (partie droite) la SAZ au sud de la Tasmanie. Pour chaque zone, les figures de gauche sont issues de l'article de Borges et al. (2008) (voir texte pour plus de détails) et les figures de droite de la simulation de référence HIST05. Dans les panneaux présentant la pCO₂^{oc} de l'article de Borges et al. (2008), les lignes continues indiquent la pression partielle de CO₂ atmosphérique.</i>	113
3.22	<i>(a) Séries temporelles de l'anomalie de pCO₂^{oc} (en noir) intégrée dans la zone du Passage de Drake. La variabilité de la pCO₂^{oc} est décomposée en contribution de DIC, d'alcalinité, de SST et de SSS, également exprimée en anomalie par rapport à leur moyennes temporelles respectives. (b) Série temporelle de la MLD (en m) intégrée dans la zone du Passage de Drake. Les figures de gauche sont issues de l'article de Woloszyn et al. (2011) et les figures de droite de la simulation de référence HIST05. Figure en haut, à gauche : la ligne continue noire correspond à la simulation discutée dans l'article de Woloszyn et al. (2011) et les points noirs correspondent aux observations in situ réalisées au niveau du Passage de Drake.</i>	116
3.23	<i>Décomposition de la variabilité saisonnière de pCO₂^{oc} en contribution de DIC, alcalinité, SST et SSS (en µatm) pour chaque zone interfrontale (AZ, PFZ, SAZ et STZ) et l'océan Austral (SO). La variabilité saisonnière est considérée comme la différence entre le mois d'août (hiver) et de février (été).</i>	118
3.24	<i>Moyenne zonale des changements hiver-été de pCO₂^{oc} et décomposition de ces changements en contributions de DIC, alcalinité, SST et SSS (en µatm) (Figure publiée dans McNeil et al. (2007)). Les variables discutées dans l'étude de McNeil et al. (2007) proviennent de mesures in situ réalisées au sud de 40°S à partir de 1986. La méthode est la même que celle appliquée pour l'analyse de nos simulations et dont les résultats sont présentés dans la Figure 3.23.</i>	119

- 4.1 *Découpage de l'océan en différentes régions d'après Mikaloff-Fletcher et al. (2006). Le trait rouge indique la frontière nord du domaine de notre configuration (BIOPERIANT). 129*
- 4.2 *Flux air-mer moyen (1995-2004) de CO₂ historique (blanc, simulation HIST05), naturel (gris, simulation PIND05) et anthropique (noir, historique-naturel) en PgC yr⁻¹ intégrés dans les zones géographiques définies dans l'étude de Mikaloff-Fletcher et al. (2006). De gauche à droite : « Polar Southern Ocean » (sud de 58°S), « South Sub-Polar Pacific and Indian » (44°S-58°S), « South Sub-Polar Atlantic » (44°S-58°S) et « South Atlantic Mid-latitude » (31°S-44°S). Voir également la Figure 4.1. Les barres rouges délimitent les estimations minimales et maximales obtenues en compilant les résultats des études suivantes : Lovenduski et al. (2007) (modèle), Mikaloff-Fletcher et al. (2006, 2007) (inversions océaniques), Gloor et al. (2003) (inversions océaniques). Pour les flux de CO₂ historique, la compilation de données comprend également l'étude de Takahashi et al. (2009) (estimations à partir de pCO₂ observée). Les barres sont centrées sur le barycentre des extrema. 131*
- 4.3 *Panneau du haut : Flux air-mer (1995-2004) de CO₂ historique (simulation HIST05), naturel (simulation PIND05) et anthropique (historique-naturel) en mol m⁻² yr⁻¹. Les contours indiquent la position moyenne des fronts STF, SAF et PF. Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère. Panneaux du milieu et du bas : flux air-mer de CO₂ issus d'inversions océaniques publiées dans l'étude de Gruber et al. (2009) et d'un modèle couplé océan-biogéochimie-écologie publié dans l'étude de Lovenduski et al. (2007). A noter que les palettes de couleur sont similaires avec un minimum et maximum identiques entre les trois études, excepté pour la carte des flux de CO₂ anthropique de l'étude de Lovenduski et al. (2007). A noter également que la frontière nord du domaine diffère selon les trois études : 30°S pour notre étude et 20°S pour l'étude de Gruber et al. (2009) et de Lovenduski et al. (2007). 133*
- 4.4 *Flux air-mer de CO₂ historique (blanc, simulation HIST05), naturel (gris, simulation PIND05) et anthropique (noir, historique-naturel), intégrés dans les quatre zones interfrontales sur la période 1995-2004 et exprimés en PgC yr⁻¹. Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère. 134*
- 4.5 *Série temporelle (1980-2004) de la moyenne annuelle des flux air-mer de CO₂ historique, naturel et anthropique en PgC yr⁻¹. Les droites continues indiquent la tendance des séries temporelles sur la période 1980-2004, alors que les droites en tiretées indiquent la tendance des séries temporelles sur la période 1995-2004 (voir tableau 4.2 pour plus de détails). Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO₂ vers l'atmosphère. 137*

5.1	(a) Regression pattern ($m s^{-1} std^{-1}(SAM)$) of 1980-2001 monthly averaged ERA-40 zonal winds onto the 1980-2001 monthly SAM index. Contours range from -1.4 to 1.4 with an interval of 0.2. Continuous contours correspond to positive values and dashed contours to negative values. The SAM index comes from NCEP products. (b) 1995-2004 mean zonal wind stress ($N m^{-2}$) for the 0.5° series of experiments : REF05 simulation (solid line), WIND05+, WIND05++ and WIND05+++ simulations (dashed lines) and SAM05+, SAM05++ and SAM05+++ simulations (dotted lines).	149
5.2	1992-2002 mean EKE in $(cm/s)^2$ (a-d) at 10 m depth the simulations and (e) from TOPEX-POSEIDON satellite data. Satellite data have been regridded to 0.25° resolution for comparison. Mean PF and SAF positions (a-d) for 1995-2004 computed in simulations following Sallée et al. (2008) and (e) from Orsi et al. (1995). (b,d) : Black contours correspond to front locations in REF05 (resp. REF025) and red contours to front locations in SAM05+++ (resp. SAM025+++).	151
5.3	Time series of annual mass transport at Drake Passage (in Sv) for the DRAKKAR global simulation at 0.5° (grey solid line), the DRAKKAR global simulation at 0.25° (black solid line), the regional reference simulation at 0.5° (dash grey line) and the regional reference simulation at 0.25° (black dashed line).	152
5.4	Mean salinity (1995-2004) along the $115^\circ E$ cross-section in the REF05 simulation (top panel) and the REF025 simulation (bottom panel) with a zoom on the upper 1000 m. Solid black contours indicate some surface referenced isopycnals. The colorbar indicates salinity in psu units.	153
5.5	(a) 1995-2004 mean mass transport at Drake Passage (in Sv) and (b) maximum of the 1995-2004 subpolar cell between $40^\circ S$ and $55^\circ S$ (in Sv) plotted against 1995-2004 mean zonal wind stress in $N m^{-2}$, for REFxxx simulations (circles), WINDxxx simulations (triangles) and SAMxxx simulations (squares). 0.5° simulations are in black and 0.25° simulations are in grey.	156
5.6	MOC (in Sv) in σ_2 potential density coordinates : (left) the total circulation Ψ_{tot} , (middle) the Eulerian-mean circulation $\bar{\Psi}$ and (right) the transient eddy-induced circulation Ψ^* for (from top to bottom) REF05, WIND05+++ , SAM05+++ , REF025, WIND025+++ and SAM025+++ experiments. Red cells correspond to clock-wise flows and blue cells to counter-clockwise flows. (Top left panel, in grey) Names of the four different cells as described in Section 3.2.	158
5.7	MOC (in Sv) in σ_2 potential density coordinates : (left) the Eulerian mean circulation zonally averaged $\langle \bar{\Psi} \rangle$, (right) the standing eddy-driven circulation Ψ_{SE} for (from top to bottom) SAM05+++ and SAM025+++ experiments. Red cells correspond to clock-wise flows and blue cells to counter-clockwise flows.	162
5.8	Percentage of the water depth restored with a time scale of less than ten years. That is to say a total restoring coefficient $\frac{M(x,y,z)}{\tau} > 3.17 \cdot 10^{-9} s^{-1}$, corresponding to a mask coefficient $M(x,y,z) \geq 0.2$ and a restoring time scale $\tau = 2$ years.	165

6.1	<i>Regression pattern ($m s^{-1} std^{-1}$ (SAM)) of 1980-2001 monthly averaged ERA-40 zonal wind velocities onto the 1980-2001 monthly SAM index (NCEP product). Positive values indicate a strengthening of wind velocities and negative values a weakening. Dotted contours indicate latitude lines ranging from 30°S to 90°S with a step of 10°.</i>	174
6.2	<i>(Top) Climatologies of sea surface temperature (SST) from NODC (Levitus) World Ocean Atlas 1998, and of pre-industrial DIC and alkalinity concentrations at the surface from GLODAP compared to (bottom) 1995-2004 averaged outputs of REF05 simulation. Levitus and GLODAP dataset have been regridded to the 0.5° model grid for comparison with model results. Black contours indicate mean STF, SAF and PF positions computed from (top) Orsi et al. (1995) and (bottom) outputs of REF05 following Sallée et al. (2008).</i>	176
6.3	<i>Mean (1995-2004) sea-air CO₂ fluxes in (left) REF05 and (right) the anomaly (SAM05+++ - REF05) in mol m⁻² yr⁻¹. Black contours correspond to mean front positions in REF05 and grey contours to mean front positions in SAM05+++. Positive fluxes indicate ocean outgassing.</i>	178
6.4	<i>Mean (1995-2004) sea-air CO₂ flux values (white) from REF05 simulation and (grey) from the response to +1 standard deviation of the SAM (grey) in PgC yr⁻¹ integrated over the different interfrontal regions and the entire Southern Ocean (SO). Positive fluxes indicate ocean outgassing.</i>	179
6.5	<i>Contributions to sea-air CO₂ flux response to the SAM as described in equation (6.3), in PgC yr⁻¹std⁻¹ (SAM) and integrated into the different interfrontal regions. The Total contribution corresponds to the sum of all the contributions for a given region. Positive fluxes indicate ocean outgassing.</i>	180
6.6	<i>Maps of contributions of the five drivers to the anomaly of the sea-air CO₂ flux response to positive phases of the SAM as detailed in equation (6.3), in mol m⁻² yr⁻¹. Black contours indicate the mean front positions from REF05 simulation. Positive fluxes indicate greater ocean outgassing or less ocean uptake in response to a positive SAM.</i>	181
6.7	<i>Mixed-layer 1995-2004 time-averaged cumulated tendencies for each process integrated over the interfrontal zones in mol m⁻³ for (top) REF05 and (bottom) the anomaly (SAM05+++ - REF05). <i>xad</i>, <i>yad</i> and <i>zad</i> are respectively the zonal, meridional and vertical advection tendency terms, <i>res</i> is the entrainment/detrainment tendency term, <i>ldf</i> and <i>zdf</i> are respectively the lateral and vertical diffusion tendency terms, <i>for</i> is the dilution/concentration tendency term, <i>sms</i> is the sources minus sinks tendency term following equation (6.4), and <i>tot</i> is the total tendency term. Positive values indicate a gain of DIC concentration. Scale of processes is different in the bottom panel.</i>	184
6.8	<i>Total transport (top) of DIC by density classes in PgC yr⁻¹ and its three contributions (defined in section 3.5) for (left) REF05 and (right) the anomaly (SAM05+++ - REF05). Red cells correspond to clockwise fluxes and blue cells to counter-clockwise fluxes.</i>	187

6.9	<i>1995-2004 zonal mean in (top) DIC, (middle) alkalinity and (bottom) alkalinity minus DIC concentrations in $\mu\text{mol L}^{-1}$ for (left) REF05 simulation and (right) the anomaly (SAM05+++ - REF05). Black contours indicate isolines of concentrations.</i>	189
7.1	<i>Moyenne (1995-2004) des flux air-mer, de l'inventaire sur la colonne d'eau (en mol m^{-2}) et de la profondeur de pénétration (en m) du CO_2 anthropique. Seules les positions moyennes du PF et du SAF ont été indiquées (ligne noires) pour plus de clarté.</i>	200
7.2	<i>(Haut) Concentration moyenne (en $\mu\text{mol L}^{-1}$), (milieu) inventaire moyen (en mol m^{-2}) de CO_2 anthropique et (bas) épaisseur (en m) des (gauche) SAMW, (milieu) AAIW et (droite) AABW. La concentration moyenne est calculée sur l'isosurface $\sigma_0 = 26,8 \text{ kg m}^{-3}$ et $\sigma_0 = 27,3 \text{ kg m}^{-3}$ pour les SAMW et AAIW respectivement, et sur l'isosurface $\sigma_2 = 37,16 \text{ kg m}^{-3}$ pour les AABW. L'inventaire moyen est calculé dans une couche d'épaisseur $\pm 0,2 \text{ kg m}^{-3}$ autour de la surface isopycnale de référence pour les SAMW et de celle égale à $\sigma_0 = 27,2 \text{ kg m}^{-3}$ pour les AAIW, et sur les couches d'eaux de densité $\sigma_2 > 37,16 \text{ kg m}^{-3}$ pour les AABW (voir le texte pour la définition des masses d'eau).</i>	202
7.3	<i>Série temporelle mensuelle de l'inventaire total de CO_2 anthropique (en PgC) au sein des SAMW (bleu) et des AAIW (vert) au sud de 31°S. Les SAMW et AAIW sont définies selon les critères décrits dans la légende de la Figure 7.2.</i>	204
7.4	<i>Moyenne zonale (1995-2004) : (magenta) de l'inventaire (en mol m^{-2}) et (vert) des flux air-mer de CO_2 anthropique (en $\text{mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Les latitudes moyennes du PF et du SAF sont indiquées par les droites verticales en tiretets.</i>	206
5	<i>Séries temporelles des flux de CO_2 naturel annuels intégrés au sud de 31°S pour les simulations REF05 et PIND05. Les deux simulations diffèrent seulement par l'initialisation des champs de DIC. Les valeurs positives indiquent un dégazage de CO_2 vers l'atmosphère.</i>	215
A.1	<i>Coupes méridiennes (30°S-70°S) de salinité (psu) moyenne (1995-2004) dans les secteurs de l'Atlantique Sud (0°E) et de la mer de Ross (170°W) réalisées dans le cadre du monitoring d'une simulation dans la configuration PERIANT05.</i>	227
A.2	<i>Moyenne (1995-2004) de l'EKE à 10 m (en $\text{cm}^2 \text{ s}^{-2}$) dans trois régions de l'océan Austral : le Passage de Drake, les îles Kerguelen et le sud de l'Australie-Plateau de Campbell pour une simulation dans la configuration PERIANT025.</i>	228
A.3	<i>Moyenne (1995-2004) de la densité potentielle (en kg m^{-3}) à 48°S pour une simulation dans la configuration PERIANT025. La densité potentielle est calculée avec une référence en surface pour les profondeurs entre 0 m et 1000 m, une référence à 2000 m pour les profondeurs entre 1000m et 3000 m et une référence à 3000 m pour les profondeurs au-delà de 3000 m, chaque changement de profondeur de référence étant séparé par un trait horizontal.</i>	229

A.4	<i>Séries temporelles interannuelles des flux de (gauche) CO_2 en PgC yr^{-1} et (droite) O_2 en Tmol yr^{-1} pour une simulation du cycle naturel de carbone réalisée dans la configuration BIOPERIANT05.</i>	230
A.5	<i>(Gauche) Comparaison des champs moyens (1995-2004) de concentration d'alcalinité ($\mu\text{mol L}^{-1}$) en surface entre (haut) la climatologie GLODAP et (bas) une simulation du cycle naturel de carbone réalisée dans la configuration BIOPERIANT05. (Droite) Comparaison des champs moyens (1995-2004) de concentration de Si ($\mu\text{mol L}^{-1}$) dans une section traversant la mer de Weddell (42°W) entre (haut) la climatologie WOA (2001) et (bas) une simulation du cycle naturel de carbone réalisée dans la configuration BIOPERIANT05.</i>	230
B.1	<i>Comparaison de (gauche) l'inventaire de CFC11 en $\mu\text{mol m}^{-2}$ et de (droite) la profondeur de pénétration en mètres entre (haut) la simulation globale ORCA05-G70.114, (milieu) la simulation régionale OBC1 et (bas) la simulation régionale OBC2 pour l'année 1994.</i>	237
C.1	<i>Itinéraire de la campagne océanographique ANT-XXVII/2 à bord du Polarstern. Départ du Cap (Afrique du Sud) le 28 novembre 2010 et arrivée à Punta Arenas (Chili) le 5 février 2011, via l'Antarctique.</i>	240

Liste des tableaux

1.1	Caractéristiques du jeu de forçage DFS3. Les précipitations P comprennent la pluie et la neige qui sont délivrées séparément dans DFS3. Les apports d'eau douce R proviennent d'une compilation de données effectuée par <i>Bourdallé-Badie et Treguier</i> (2006) dans le cadre du projet DRAKKAR basée sur la climatologie de <i>Dai et Trenberth</i> (2002) à laquelle a été ajoutée l'estimation des apports côtiers antarctiques de <i>Jacobs et al.</i> (1992). H_{ref} correspond à la hauteur de référence à laquelle est fournie la variable.	31
1.2	Notations et noms des paramètres utilisés dans les equations 1.20, 1.21, 1.22, 1.23, 1.18 et 1.19	36
1.3	Tableau récapitulatif de l'ensemble des paramètres spécifiques à la résolution et aux configurations utilisées ainsi que des paramètres ayant fait l'objet de tests ou de corrections durant les travaux de thèse. Le « coefficient GM » correspond à la paramétrisation de <i>Gent et McWilliams</i> (1990) ; un coefficient nul indiquant que la paramétrisation n'est pas activée. L'« épaisseur minimale » correspond au coefficient hicrit discuté dans la section 1.2.2. La « pente initiale courbe P-I » correspond au paramètre α^{φ} présenté dans la section 1.2.4 (tableau 1.2).	43
1.4	Informations extérieures appliquées à la frontière ouverte dans les simulations couplées pour les variables de PISCES. GLODAP (<i>Key et al.</i> , 2004) et World Ocean Atlas (WOA) 2001 (<i>Conkright et al.</i> , 2002) sont des atlas construits à partir d'observations <i>in situ</i>	45
1.5	Caractéristiques numériques et techniques des familles de simulations (A) dynamiques ; (B) dynamiques + CFC11 et (C) couplée dynamique-biogéochimique. 47	
2.1	Caractéristiques du jeu de simulations permettant de tester la sensibilité du modèle à la méthode de rappel pour différentes valeurs du temps de rappel τ_r . ORCA05-G70.112 est une simulation DRAKKAR globale de résolution $0,5^\circ$ (<i>Biastrich et al.</i> , 2008).	59
2.2	Caractéristiques du jeu de simulations permettant de tester la sensibilité du modèle à la paramétrisation GM90. ORCA05-G70.112 est une simulation DRAKKAR globale de résolution $0,5^\circ$ (<i>Biastrich et al.</i> , 2008).	63
2.3	Caractéristiques du jeu de simulations permettant de tester la sensibilité du modèle à la pente initiale α^{φ} de la courbe P-I. CFC05 est une simulation de la famille C (i.e. dynamique + CFC11) couvrant la période 1958 à 1994 (voir chapitre 3, section 3.3.2).	69

2.4	Description des paramètres du forçage synthétique utilisé dans la réalisation d'un jeu de simulations de sensibilité aux changement de vent. α and β sont les constantes définies dans l'équation (2.7); β est exprimée en déviation standard de l'index SAM dans lequel $1 \text{ std}(\text{SAM}) = 0,993$. Le champ de régression $\vec{P}_{\vec{U}_{ar}}$ utilisé dans l'ensemble des simulations est le même (voir le paragraphe précédent pour la construction de ce champ).	74
3.1	Caractéristiques des simulations de référence REF05 et REF025. ORCA05-G70.112 (<i>Biastoch et al.</i> , 2008) et ORCA025-G70 (<i>Barnier et al.</i> , 2006) sont des simulations DRAKKAR globales de résolution $0,5^\circ$ et $0,25^\circ$ respectivement.	82
3.2	Caractéristiques des simulations de référence CFC05 et CFC025. ORCA05-G70.114 (<i>Biastoch et al.</i> , 2008) et ORCA025-G70 (<i>Barnier et al.</i> , 2006) sont des simulations DRAKKAR globales de résolution $0,5^\circ$ et $0,25^\circ$ respectivement.	93
3.3	Caractéristiques de la simulation de référence HIST05. ORCA05-G70.114 est une simulation DRAKKAR globale de résolution $0,5^\circ$ (<i>Biastoch et al.</i> , 2008) et ORCA2 une simulation globale de résolution 2° (<i>Aumont et Bopp</i> , 2006).	97
4.1	Variabilité des séries temporelles des flux moyens (1 ^{ère} ligne) annuels et (2 ^{ème} ligne) mensuels de CO_2 historique, naturel et anthropique en PgC yr^{-1} calculée à partir de la déviation standard des séries temporelles dont la tendance a au préalable été ôtée.	135
4.2	Régression linéaire de la série temporelle des flux annuels de CO_2 historique, naturel et anthropique pour la période 1980-2004 et 1995-2004 (cf. Figure 4.5). α indique le coefficient de régression en $\text{PgC yr}^{-1}\text{dec}^{-1}$ et r^2 le coefficient de corrélation.	136
5.1	Comparison of grid types (second column) and grid sizes at 60°S (third column) of various model configurations. The Mercator grid is isotropic, i.e., dy is refined as dx decreases poleward. Note that the grid of the UVic ESCM $0.2^\circ \times 0.4^\circ$ model is strongly anisotropic ($22 \text{ km} \times 44 \text{ km}$). The last column indicates studies on the Southern Ocean sensitivity to winds cited in this paper.	147
5.2	(columns 2-4) Main characteristics of experiments : horizontal resolution used and corresponding parameters of the synthetic forcing applied. α and β are the constants defined in the equation(5.1) and $1 \text{ std}(\text{SAM}) = 0.993$. (columns 5-7) ACC mean position computed from the Polar Front (PF) and the Subantarctic Front (SAF) mean positions (the reader is referred to Section 3.1.1 for details on computation of front mean positions). An estimation of the shift of the ACC (in $^\circ$) under perturbed winds is computed from the difference between the ACC mean position of control experiments and of perturbed experiments. An estimation of the width of the ACC (in $^\circ$) is computed from the distance between the PF and the SAF mean positions.	150
6.1	Comparison of natural mean sea-air CO_2 fluxes between ocean inversions ^b , another model output ^c and REF05 (PgC yr^{-1}) in different regions. Positive values indicate ocean outgassing.	177

7.1	Estimations du puits de CO ₂ anthropique dans l’océan Austral d’après différentes études. Les études de <i>Mikaloff-Fletcher et al.</i> (2006); <i>Khatiwala et al.</i> (2009); <i>Sallée et al.</i> (2011) utilisent différentes méthodes de reconstructions de la part anthropique à partir d’observations. L’étude de <i>Ito et al.</i> (2010) utilise un modèle de résolution « eddy-permitting » (1/6°). La dernière colonne donne l’estimation issue de notre étude selon les critères temporels et géographiques utilisés dans les autres études. Pour la comparaison aux résultats de <i>Ito et al.</i> (2010), seule la dernière année de nos simulations (i.e. 2004) a été prise en compte. Les résultats de <i>Sallée et al.</i> (2011) sont évaluées pour la région au sud de 30°S sans la zone de glace permanente que nous avons quant à nous conservée dans notre calcul. Les estimations sont données en PgC yr ⁻¹	199
A.1	Ensemble des dix sections choisies pour le monitoring des simulations australes (configuration PERIANT). La colonne « WOCE » indique le nom des sections figurant dans l’atlas WOCE de l’océan Austral qui ont servi à sélectionner certaines des sections du monitoring.	226
B.1	Caractéristiques principales des simulations dynamiques de résolution 0,5° modélisant les CFC11. L’isotherme 1,5°C, calculé à partir de la climatologie de <i>Levitus et al.</i> (1998), est utilisé comme valeur seuil pour déterminer la couverture de glace de mer lors de l’initialisation des simulations. La simulation ORCA05-G70.114, basée sur une configuration DRAKKAR globale, fournit le champ d’initialisation des CFC11 et les conditions à la frontière nord pour les CFC11 et les variables dynamiques.	236
E.1	Tableau de correspondance des simulations. Chaque simulation est nommée selon la nomenclature Drakkar « CONFIG-CASE », où « CONFIG » correspond à la configuration modèle utilisée (ex : PERIANT05) et « CASE » est le nom de l’expérience réalisée (ex : GCDMP4). Pour plus de concision et de clarté, les simulations ont été renommées dans ce manuscrit de thèse. . .	246

Thèse de Doctorat

Titre :

Rôle des tourbillons de méso-échelle océanique dans la variabilité récente des flux air-mer de CO₂ dans l'océan Austral

Auteur :

Carolina Dufour

Etablissement :

Université de Grenoble

RÉSUMÉ

L'océan Austral joue un rôle crucial dans la régulation du système climatique en absorbant de grandes quantités de CO₂ atmosphérique. Toutefois de nombreuses incertitudes demeurent quant à l'évolution récente du puits de carbone austral notamment en raison du manque d'observations et des lacunes des modèles océaniques dans la représentation de processus dynamiques comme les tourbillons. Depuis quelques décennies notamment, l'efficacité du puits de carbone austral diminuerait en raison d'une intensification des vents liée à une tendance positive du Mode Annulaire Austral (SAM). L'objectif de ces travaux de thèse est de décrire et comprendre la variabilité spatiale et temporelle récente des flux air-mer de CO₂ dans l'océan Austral. Pour cela, des simulations de sensibilité aux phases positives du SAM sont réalisées dans une configuration régionale de l'océan Austral (sud de 30°S), basée sur un modèle couplé dynamique-biogéochimie forcé par l'atmosphère et résolvant partiellement la méso-échelle océanique. Dans l'océan Austral, la réponse des flux de CO₂ au SAM correspond à un dégazage intense de CO₂ dans la zone antarctique dû à une augmentation des concentrations de surface de carbone inorganique dissous (DIC). Cette augmentation est pilotée par la dynamique de la couche de mélange et alimentée par un transport méridien de DIC qui résulte essentiellement de la compétition entre circulation induite par les vents et par les méandres stationnaires. Ces travaux montrent l'apport d'une augmentation de la résolution numérique des modèles pour la simulation des flux de CO₂.

ABSTRACT

By taking up large amounts of atmospheric CO₂, the Southern Ocean helps to regulate the climate system. Southern Ocean carbon sink is poorly constrained, in part because data coverage is sparse and also because ocean models that have been used in such assessments fail to explicitly resolve key physical features such as mesoscale eddies. In recent decades, the growth of the Southern Ocean carbon sink may have been partly counteracted due to a loss of natural CO₂ from the ocean driven by an intensification of westerlies, related to a positive trend in the Southern Annular Mode (SAM). This thesis focuses on documenting and understanding recent spatial and temporal variability of air-sea CO₂ fluxes in the Southern Ocean. Sensitivity to positive phases of the SAM are tested by making simulations with a regional model of the Southern Ocean (south of 30°S) that couples biogeochemistry to the dynamics, is forced by atmosphere reanalysis data, and partially resolves the mesoscale. The resulting response of Southern Ocean CO₂ fluxes to the SAM is dominated by a strong CO₂ efflux to the atmosphere from the Antarctic Zone due to an increase in surface dissolved inorganic carbon (DIC). This increase is driven by the mixed-layer dynamics and is supplied by a meridional transport of DIC, a competition between the wind-driven circulation and the standing eddy-induced circulation. This work discusses the effect of increasing model resolution on simulated air-sea CO₂ fluxes.

MOTS CLÉS / KEY WORDS

flux air-mer de CO₂, océan Austral, tourbillons, Mode Annulaire Austral, modèle numérique dynamique-biogéochimie / air-sea CO₂ flux, Southern Ocean, eddies, Southern Annular Mode, numerical dynamics-biogeochemistry model.