



Rapport de TFE
Thèse de Master
2010-2011

A satellite image of the Antarctic ice sheet, showing the white and blue ice against a dark blue background of the surrounding ocean. The text is overlaid on the image.

Analyse de la variabilité
interannuelle
de la couche de mélange
de l'Océan Austral

Élève ingénieur : Céline Heuzé
Option Hydrodynamique et Génie Océanique
Master SMA - HGO

Encadrant : Frédéric Vivier
LOCEAN – IPSL , UMR 7159 CNRS
4 Place Jussieu, Paris

Table des matières

Glossaire	xi
Remerciements	xiii
Résumé - Abstract	xv
Introduction	1
0.1 Présentation du laboratoire	1
0.1.1 Le LOCEAN	1
0.1.2 L'équipe SURF	2
0.2 Etat des lieux de cette étude avant le début du stage	3
0.3 Objectifs du stage	3
I Préambule théorique	5
1 D'où viennent nos données ?	7
1.1 La naissance de l'océanographie moderne	7
1.2 Les outils de mesure "classiques"	8
1.3 La révolution ARGO	8
2 La circulation thermohaline	9
2.1 Qu'est-ce que la circulation thermohaline ?	9
2.1.1 Du sel et de la chaleur	9
2.1.2 Le grand tapis roulant	9
2.2 Le coin des océanographes	9
2.2.1 La formation des eaux profondes et leur diffusion	9
2.2.2 Upwelling	10
2.2.3 Les courants près de la surface	11
2.3 Circulation thermohaline et climat	11
2.3.1 Glace et gaz	11
2.3.2 Le climat Nantais n'a pas toujours été tempéré	12
2.3.3 THC et forçage anthropique	12
3 Couche de mélange	13
3.1 Les différentes couches de l'océan	13
3.2 Propriétés caractéristiques de la couche de mélange	13
3.2.1 Moteurs	13
3.2.2 Caractéristiques générales	14
3.2.3 En fonction des saisons	14
3.3 L'importance de la couche de mélange	14
4 Tout ce que vous avez toujours rêvé de savoir sur l'Antarctique	17
4.1 L'Antarctique : un monde à part	17
4.1.1 Quelques chiffres	18
4.1.2 Un continent bipolaire	19
4.1.3 Une terre de glaces	19
4.1.4 Un monde plein de surprises	20
4.2 L'Océan Austral	22
4.2.1 Caractéristiques géographiques	22

4.2.2	Un rôle unique pour le climat	23
4.2.3	Quelques mots sur la bathymétrie	23
4.2.4	Autant en emporte le vent	25
4.2.5	Température de surface et salinité	26
4.3	Le Courant Circumpolaire Antarctique (ACC)	27
4.3.1	Caractéristiques	27
4.3.2	La circulation de surface	27
4.3.3	Influence du fond et de la topographie	27
5	Les modes de variabilité de l’Océan Austral	29
5.1	El Niño-Southern Oscillation (ENSO)	29
5.1.1	Définition des phénomènes El Niño et La Niña	29
5.1.2	Causes	29
5.1.3	Effets	29
5.2	Southern Annular Mode (SAM)	30
5.2.1	Définition	30
5.2.2	Tendance et variabilité	31
5.2.3	Effets sur le climat	31
II	Codons !	33
6	Calcul des MLDs	35
6.1	Le -long- tri des données	35
6.1.1	Tri grâce au code de qualité	35
6.1.2	Tri de présence	36
6.1.3	Tri en fonction de la topographie	36
6.2	Les différentes méthodes de calcul	38
6.2.1	Calcul des températures et densités potentielles : la toolbox seawater de Matlab	38
6.2.2	Méthode du seuil	39
6.2.3	Méthode du gradient	39
6.2.4	Incertitude sur l’estimation de la MLD	40
6.2.5	La nouvelle méthode de Holte	40
6.3	Comparaison des résultats	41
6.3.1	Entre les paramètres choisis	41
6.3.2	Entre les méthodes du seuil et du gradient	41
6.3.3	Comparaison entre la méthode du seuil et la méthode de Holte	41
6.4	Conclusion sur les méthodes	44
7	Mapping, Analyse Objective et création de climatologies	47
7.1	Mapping	47
7.1.1	Qu’est-ce qu’une climatologie ?	47
7.1.2	Taille des cases et distances en km équivalentes	47
7.1.3	Médiane arrangée par le paramètre d’erreur	47
7.1.4	Deux nouvelles erreurs : ε_1 et ε_2	48
7.2	Théorie de l’analyse objective	48
7.2.1	Principe et but	48
7.2.2	Le théorème de Gauss-Markov	48
7.2.3	Les paramètres à régler	49
7.3	Analyse objective et problèmes associés	49
7.3.1	Influence du rayon de corrélation	49
7.3.2	Impact du rayon d’influence	51
7.3.3	Influence de l’erreur	51
7.3.4	Pré-remplissage	51
7.3.5	Demi-espace vide	51
7.4	Conclusion sur l’analyse objective	52

8	Variabilité interannuelle et influence des modes climatiques régionaux (SAM et ENSO)	55
8.1	Les anomalies	55
8.1.1	Anomalies	55
8.1.2	STD temporelle	55
8.2	Corrélation et régression avec SAM et ENSO	58
8.2.1	Background	58
8.2.2	Méthode	62
8.2.3	Résultats	62
III	Analysons !	67
9	L'impact des anomalies	69
9.1	Altimétrie	69
9.1.1	TOPEX/Poséidon	69
9.1.2	Causes de variations	69
9.2	Variations gravimétriques	70
9.2.1	GRACE	70
9.2.2	Les bassins résonants barotropes	70
9.2.3	Corrélation à l'altimétrie	70
9.3	Contenu thermique de la couche de mélange	71
9.3.1	Méthodologie	71
9.3.2	Corrélation avec la SSH	71
9.3.3	Corrélation température et SSH	72
9.4	Elévations stériques	74
9.4.1	Théorie	74
9.4.2	Méthode	74
9.4.3	Climatologies	76
9.4.4	Variabilité temporelle	76
9.4.5	Corrélation anomalies stériques - altimétrie	78
9.4.6	Corrélation anomalies stériques - altimétrie corrigée	80
9.4.7	Corrélation avec SAM et ENSO	81
9.5	Conclusions	81
10	Quels mécanismes génèrent les anomalies de salinité ?	85
10.1	Advection du champ de salinité par les anomalies de courant d'Ekman	85
10.1.1	Qu'est-ce qu'un flux d'Ekman ?	85
10.1.2	Méthode de calcul et formules	85
10.1.3	Dériver ou intégrer ?	89
10.1.4	Résultats	89
10.2	Anomalies de bilan hydrique	91
10.2.1	Climatologies des précipitations et de l'évaporation sur l'Austral	91
10.2.2	Méthode de calcul	91
10.2.3	Résultats	94
10.3	Amortissement	96
10.3.1	Schéma numérique de résolution	96
10.3.2	Résultats temporels	97
10.3.3	Corrélation du total	97
10.4	Conclusions	100
10.4.1	Processus dominant	100
10.4.2	Corrélation des forçages avec SAM/ENSO	100
	Conclusions	105
	ANNEXES	111
A	Algorithmes de calcul de la MLD	111
B	Corrélations et régressions avec SAM et ENSO supplémentaires	115

C	Campagne MOOSE-Lignes	123
C.1	informations générales	123
C.1.1	La vie à bord	123
C.1.2	Les règles de sécurité	124
C.1.3	Le trajet parcouru	125
C.2	Les manipulations	125
C.2.1	Les pieds dans l'eau	125
C.2.2	Dans le laboratoire	127
C.3	Objectifs de la campagne	128
	Bibliographie	130

Table des figures

1.1	Le commandant Cousteau	7
1.2	évolution de la couverture spatiale entre 1950 et 2010	8
2.1	Le tapis roulant océanique : circulation en surface et en profondeur	10
2.2	Représentation schématique de la THC, les principales zones de formation des eaux profondes sont en orange [19]	10
2.3	Carte schématique des courants provoqués par le vent	11
2.4	Changement de la SST en absence de circulation thermohaline [31]	12
3.1	Les trois couches principales de l'océan et leurs caractéristiques	14
3.2	MLD pour l'hiver boréal (haut) et l'hiver austral (bas)	15
4.1	Carte de l'Antarctique	17
4.2	Les cinq espèces de manchots présentes en Antarctique	18
4.3	Les cinq espèces de phoques de l'Antarctique	19
4.4	topographie du continent Antarctique : les tons bleus et violets sont sous le niveau de la mer	20
4.5	Concentration de delta deuterium, indicatrice de la température, en remontant le temps (en haut) et en s'enfonçant dans la glace (en bas) pour les forages de Vostok et EPICA. Plus l'indice delta deuterium est faible, plus la température est basse	21
4.6	Vallée sèche de McMurdo en Antarctique Occidental	21
4.7	Le Mont Erebus, volcan d'Antarctique	22
4.8	réseau de lacs et rivières sous la glace Antarctique	22
4.9	Carte simplifiée de l'Océan Austral, ses frontières et ses mers	23
4.10	L'Océan Austral, carrefour incontournable des masses d'eau mondiales	24
4.11	Bathymétrie simplifiée de l'Océan Austral [8]	24
4.12	Direction et intensité des vents dominant l'Austral [8]	25
4.13	Le fonctionnement d'une polynie au bord du continent Antarctique	25
4.14	Température de surface de l'Océan Austral à la fin de l'été (gauche) et de l'hiver (droite) 2006 [8]	26
4.15	Salinité moyenne de l'Océan Antarctique à 50m de profondeur [8]	26
4.16	Circulation de surface du Courant Circumpolaire Antarctique	27
5.1	fonctionnement du système couplé océan-atmosphère dans le Pacifique, réf NOAA	30
5.2	SAM index en Pa pour la période 1980-1999, réf UCL	31
6.1	les différentes étapes du tri pour janvier 2010 avec : en bleu les profils ayant passé avec succès le test de qualité, et en rouge ceux qui ont été éliminés	36
6.2	topographie mondiale, échelle 0.5° x 0.5°	37
6.3	données in situ et potentielles, écart avec la profondeur	38
6.4	algorithmes de température en fonction de la saison pour la méthode de Holte	40
6.5	Deux profils de janvier 2010 : comparaison de T, S et D et visualisation de l'erreur	42
6.6	Différence entre les MLDs obtenues par la méthode du seuil pour janvier 2010, entre la densité et la température : le bleu (resp. rouge) signifie que la MLD en densité est plus (resp. moins) profonde que celle en température	43
6.7	Écarts entre les MLDs obtenues par la méthode du seuil et la méthode du gradient pour mars 1988 dans l'Atlantique Austral	43
6.8	Moyennes zonales des MLDs en février, mai, août et novembre entre 30°S et 70°S : comparaison des méthodes du seuil et de Holte	44
6.9	Comparaison entre la méthode de Holte (en haut) et la méthode du seuil (en bas) pour la densité potentielle	45

7.1	présentation du problème : apparition d'une "montagne" (bordeau) et extension du creux (bleu foncé) en mer de Weddell après analyse objective	50
7.2	les deux méthodes de pré-remplissage testées	51
7.3	Climatologies de la profondeur de couche de mélange : janvier, avril, juillet et octobre	52
7.4	Climatologies de la température moyenne dans la couche de mélange : janvier, avril, juillet et octobre	53
7.5	Climatologies de la salinité moyenne dans la couche de mélange : janvier, avril, juillet et octobre	54
8.1	Evolution de la couverture spatiale des données : anomalies de température en janvier 1950, 2004 et 2010	55
8.2	Anomalies de MLD, Température et Salinité en janvier et juillet 2010	56
8.3	Variabilité intrinsèque aux anomalies de MLD, Température et Salinité, entre 2004 et 2010	57
8.4	Indice ENSO de 1950 à 2010 : valeurs mensuelles et moyennes annuelles	59
8.5	Indice SAM de 1950 à 2010 : valeurs mensuelles et moyennes annuelles	60
8.6	Régressions de SST sur SAM et ENSO, issues de Vivier et al, 2009 [32]	61
8.7	Régressions de SST et MLD sur SAM, issues de Sallée et al, 2010 [28]	61
8.8	Corrélation entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - valeurs mensuelles (voir tableau 8.1 pour la significativité)	63
8.9	Régression entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - valeurs mensuelles	64
9.1	Ecart-type des anomalies de données gravimétriques entre 2004 et 2010	70
9.2	Corrélation et régressions entre les anomalies altimétriques et gravimétriques entre 2004 et 2010	71
9.3	Corrélation et régressions entre les anomalies altimétriques et les anomalies de contenu thermique de la couche de mélange entre 2004 et 2010	72
9.4	Corrélation et régressions entre les anomalies altimétriques et les anomalies de température moyenne de la couche de mélange entre 2004 et 2010	73
9.5	Température et salinité moyennes dans la couche de mélange entre janvier 2004 et décembre 2010	75
9.6	Climatologies de l'élévation thermostérique calculées entre 2004 et 2010	76
9.7	Climatologies de l'élévation halostérique calculées entre 2004 et 2010	77
9.8	Comparaison des écarts-types temporels des élévations stériques	78
9.9	Corrélation et régressions entre les anomalies d'élévation thermostériques (gauche), halostériques (droite) et les anomalies d'altimétries entre 2004 et 2010	79
9.10	Corrélation et régressions entre les anomalies d'élévation thermostériques (gauche), halostériques (droite) et les anomalies d'altimétries corrigées de la gravimétrie entre 2004 et 2010 ; significativité de 0,29 dans les deux cas	80
9.11	Corrélation et régression entre l'élévation thermostérique η_T et les indices SAM et ENSO entre 2004 et 2010	82
9.12	Corrélation et régression entre l'élévation halostérique η_S et les indices SAM et ENSO entre 2004 et 2010	83
9.13	Corrélation entre $\eta_T + \eta_S$ d'une part et SSH - gravimétrie d'autre part ; significativité de 0,28	84
10.1	Spirale d'Ekman (gauche) et transport d'Ekman (droite)	86
10.2	Paramètre de Coriolis dans l'Océan Austral	86
10.3	Climatologie du transport d'Ekman suivant x (longitude) entre 2004 et 2010	87
10.4	Climatologie du transport d'Ekman suivant y (latitude) entre 2004 et 2010	88
10.5	Ecart-type des anomalies de flux d'Ekman, intégrées en temps	89
10.6	Corrélation et régressions entre les anomalies de salinité et les anomalies F_{Ek} intégrées en temps (gauche), intégrées puis détrendées (centre) et entre les anomalies de salinité dérivées en temps et les anomalies F_{Ek} (droite) ; significativités dans la table 10.1	90
10.7	Climatologie des précipitations entre 2004 et 2010	92
10.8	Climatologie des évaporations entre 2004 et 2010	93
10.9	Ecart-type des anomalies de bilan hydrique, intégrées en temps	94
10.10	Corrélation et régressions entre les anomalies de salinités et les anomalies F_{P-E} intégrées en temps (gauche), intégrées et détrendées (centre) et entre les anomalies de salinités dérivées en temps et les anomalies F_{P-E} (droite) ; significativités dans la table 10.2	95
10.11	Evolution temporelle des anomalies de salinité (noir) et des flux d'Ekman (vert) et hydrique (bleu) intégrés, en un point de l'Atlantique	96
10.12	Instabilité de la solution Leapfrog pour une période de retour de 8 mois	97
10.13	Variation temporelle des différents forçages intégrés et détrendés, prise à la latitude 38°S dans les trois océans	98

10.14	Corrélation et régressions entre les anomalies de salinité et les anomalies F_{tot} intégrées en temps (gauche), intégrées puis détrendées (centre) et entre les anomalies de salinité dérivées en temps et les anomalies F_{tot} (droite); significativités dans la table 10.3	99
10.15	Variance expliquée par les différents forçages - seules les valeurs positives ont été conservées . . .	101
10.16	Corrélation et régression entre le forçage d'Ekman et les indices SAM et ENSO entre janvier 2004 et décembre 2010; significativités indiquées table 10.4	102
10.17	Corrélation et régression entre le forçage hydrique et les indices SAM et ENSO entre janvier 2004 et décembre 2010; significativités indiquées table 10.4	103
10.18	Variabilité temporelle de la salinité filtrée et du total des forçages intégrés	106
10.19	corrélation entre les anomalies de salinité filtrées et la somme des forçages intégrés; significativité de 0,46	106
B.1	Corrélation entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes annuelles	116
B.2	Régression entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes annuelles	117
B.3	Corrélation entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes hivernales	118
B.4	Régression entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes hivernales	119
B.5	Corrélation entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes estivales	120
B.6	Régression entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes estivales	121
C.1	Le Thétys II	123
C.2	Les aléas de la météo	124
C.3	De la combinaison de survie que l'on essaie juste au gilet de sauvetage que l'on ne quitte plus, même pendant la sieste	125
C.4	Quelques vues de Méditerranée occidentale	126
C.5	La CTD et les bouteilles Niskin disparaissent dans les profondeurs marines	126
C.6	Les courageux étudiants prélèvent des échantillons même de nuit	127
C.7	Le vaste laboratoire	127
C.8	Les manipulations périlleuses du laboratoire humide	128
C.9	Evolution de la température potentielle avec la profondeur entre Port-Vendres et la Sardaigne en 2010 (gauche) et à proximité de la Sardaigne en 2011	128

Liste des tableaux

6.1	Evolution temporelle du nombre de profils disponibles en janvier, avril, juillet et octobre entre 1950 et 2010	35
6.2	valeurs utilisées pour notre méthode du seuil	39
6.3	Valeurs utilisées pour la méthode du gradient	40
7.1	Distance équivalente à 5° en longitude en fonction de la latitude	47
8.1	$\alpha_{90\%}$ des corrélations entre les valeurs mensuelles des paramètres et des indices SAM et ENSO .	65
9.1	$\alpha_{90\%}$ des corrélations entre les valeurs mensuelles des élévations stériques et des indices SAM et ENSO	81
10.1	$\alpha_{90\%}$ des corrélations entre le flux d'Ekman et les anomalies de salinité	91
10.2	$\alpha_{90\%}$ des corrélations entre le flux hydrique et les anomalies de salinité	94
10.3	$\alpha_{90\%}$ des corrélations entre le total des forçages et les anomalies de salinité	100
10.4	$\alpha_{90\%}$ des corrélations entre les forçages et les indices climatiques de l'Austral	104

Glossaire

A

- AABW** eaux de fond extrêmement denses de l'Antarctique, ou AntArctic Bottom Water.
- ACC** Courant Circumpolaire Antarctique.
- ARGO** programme international de mesures océanographiques lancé en 2002 utilisant des flotteurs autonomes, de l'anglais "Array of Real-time Geostrophic Oceanography".

B

- bloom** forte croissance du phytoplancton au printemps, quand la lumière et les nutriments abondent.

C

- CTD** bathysonde mesurant la salinité, la température, la pression, que l'on met à l'eau depuis un bateau à l'arrêt, de l'anglais "Conductivity Temperature Depth".

D

- DIC** carbone dissous dans l'eau de mer qui n'est pas produit par ses habitants marins (carbone anthropique par exemple), de l'anglais "Dissolved Inorganic Carbon".

E

- ENSO** El Niño - Southern Oscillation, phénomène météorologique caractéristique de l'océan Pacifique.

F

- Front Subtropical** limite Nord de l'Océan Austral, située vers 40°S ; les eaux chaudes et salées des tropiques et les eaux antarctiques froides et moins salées y convergent.

G

- GRACE** "Gravity Recovery and Climate Experiment", mission spatiale menée conjointement par la NASA et l'Allemagne qui mesure les variations du champ de gravité terrestre à l'aide de deux satellites, "Tom" et "Jerry".

M

- MLD** Profondeur de couche de mélange, de l'anglais "Mixed Layer Depth".

N

- NADW** eaux profondes (car très denses) de l'Atlantique Nord, ou North Atlantic Deep Water.

S

- SAM** Southern Annular Mode, mode climatique caractéristique de l'Hémisphère Sud.
- SSH** hauteur du niveau de la mer (de l'anglais Sea Surface Height) issue dans notre cas de données altimétriques.
- SST** Température de surface de la mer, de l'anglais "Sea Surface Temperature".

Sv Sverdrup, unité de débit utilisée en océanographie ; $1\text{Sv} = 1 \text{ million } m^3/\text{s}$, soit le débit moyen dans le Détroit de Gibraltar.

T

THC Circulation thermohaline, ou grand tapis roulant océanique.

thermocline zone de transition thermique rapide entre les eaux de surface et les eaux profondes.

U

upwelling remontée des eaux profondes (riches en nutriment) vers la surface.

W

Warm Pool partie des océans Pacifique Occidental et Indien Oriental où l'on rencontre les eaux les plus chaudes sur une surface étendue.

X

XBT sonde thermique non récupérable que l'on tire depuis un bateau en mouvement, de l'anglais "eX-pandable BathyThermograph".

Remerciements

Merci Frédéric pour l'ensemble du stage, les vacances à Minorque, les "vacances" école d'été, la lettre de recommandation, l'échange d'ordinateurs, les réponses à mes nombreuses questions,...

Merci à Pierre Ferrant qui nous avait présentés.

Merci Pierre Testor et Laurent Mortier pour les quelques jours sur Thétys. Merci d'ailleurs aux marins, et en particulier au cuisinier, pour nous avoir soutenus contre le mal de mer

Merci Doris pour le labo et le financement de l'école d'été

Merci aux autres stagiaires pour l'ambiance et la décoration de la salle.

Merci aux post-docs qui ont subi cette ambiance (avec plus ou moins de patience)

Merci à Fernanda pour les coups de main sous Matlab

Merci Ernest pour les logos, les bretelles et l'aide LaTeX

Merci Delphine et Fayçal pour leurs conseils littéraires (ou comment découvrir l'océanographie en quelques ouvrages), et re-merci à Laurent Mortier pour les polys d'océano.

Merci Nico pour la cafetière.

Merci à l'équipe réseau qui aura très souvent tenté de faire fonctionner nos ordinateurs réticents

Merci à vous qui lirez ce rapport

Résumé

L'Océan Austral est une zone d'échanges intenses entre l'atmosphère et l'océan profond, où de grandes quantités d'eaux modales et intermédiaires se forment. Les propriétés de ces eaux sont fixées dans la couche de mélange, d'où l'intérêt d'examiner les anomalies non saisonnières de la température et salinité de cette couche, les processus dominants qui génèrent ces anomalies, et leur lien avec les modes climatiques de l'Océan Austral.

Grâce au programme ARGO, la densité en profils hydrographiques s'est nettement améliorée dans l'Austral ces dernières années. Nous examinons dans quelle mesure cette meilleure couverture rend possible la cartographie et l'analyse de la variabilité interannuelle à grande échelle des propriétés de la couche de mélange.

Ainsi, à partir de 2004/2005, la couverture en données semble suffisamment dense pour créer des cartes mensuelles de la couche de mélange avec une résolution spatiale assez grossière (5°) avec une précision raisonnable.

La cohérence des cartes issues d'observations hydrographiques est examinée en comparant les variations halo- et thermo-stériques des 700 premiers mètres de l'océan avec les anomalies de hauteur de la mer obtenues par altimétrie satellitale, avec et sans correction de la variabilité barotrope (estimée à partir des données GRACE).

Les variations interannuelle de température et salinité de la couche de mélange sont analysées à partir des données de ces sept dernières années. Nous regardons l'impact des modes climatiques dominant de l'Austral (SAM, ENSO) sur ces variations, de même que l'influence de différents mécanismes de forçages. En particulier, pour les anomalies de salinité, nous étudions l'impact des variations non saisonnières de précipitation/évaporation et de transport d'Ekman, obtenus à partir des réanalyses atmosphériques ERA-Interim.

mots-clés : Océan Austral, couche de mélange, modes climatiques, variabilité

Abstract

The Southern Ocean is an important exchange window between the atmosphere and the deep ocean, where large amounts of mode and intermediate waters are formed. Properties of these waters are set in the mixed layer, hence the great interest of examining non-seasonal anomalies of mixed-layer temperature and salinity, dominant processes that generate them, and how they relate to climate modes of the Southern Ocean.

The density of hydrographic profiles has remarkably improved in the Southern Ocean in recent years thanks to the Argo program. We examine to what extent this improved coverage makes it possible to map and analyze the large-scale interannual variability of the mixed-layer properties.

As of 2004/2005, the data coverage appears dense enough to derive monthly maps of the mixed layer at a relatively coarse spatial resolution (5°) with reasonable accuracy.

We examine the consistency of the mapping of hydrographic observations by comparing the halo- and thermo-steric variations of the upper 700m of the ocean with sea surface height anomalies derived from altimetry, with and without correction from the barotropic variability estimated from GRACE data.

Interannual variations of the mixed-layer temperature and salinity are thus analyzed based on the last seven years of data. We examine the impact of dominant climate modes of the Southern Ocean (SAM, ENSO) on these variations. The influence of different forcing mechanisms in accounting for the observed large-scale variability is also investigated. In particular, regarding salinity changes, we assess the impact of non-seasonal changes in precipitation/evaporation and Ekman transport, derived from the ERA-Interim reanalysis.

keywords : Southern Ocean, mixed layer, climate modes, variability

Introduction

0.1 Présentation du laboratoire

0.1.1 Le LOCEAN

Mon stage s'est déroulé au LOCEAN (Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques), ou pour les nostalgiques LODYC (Laboratoire d'Océanographie DYnamique et du Climat), basé aux quatrième et cinquième étages de l'Université Pierre et Marie Curie (UPMC) de Paris.

Comme son nom l'indique, le laboratoire est spécialisé dans l'océanographie et il analyse les interactions entre l'océan et les autres composantes du système climatique. Ses domaines d'activité concernent un large éventail d'échelles spatio-temporelles : de l'étude des ondes internes et de la turbulence à celle des mouvements planétaires, de la seconde aux siècles.

Le LOCEAN fait partie de l'IPSL (Institut Pierre-Simon Laplace), organisme qui regroupe quatre laboratoires spécialisés dans les sciences de l'environnement :

- le LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique),
- le LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales),
- le LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement),
- et bien sûr le LOCEAN.

Cet institut permet une meilleure collaboration entre ces laboratoires, spécialisés chacun dans un domaine différent.

Les chercheurs du LOCEAN sont répartis dans plusieurs équipes en fonction de leur spécialité. Les équipes scientifiques sont les suivantes :

- SURF : processus physiques et de couplage (glace, atmosphère)
- PHYBIOCAR : couplage physique-biogéochimie de la submeso-échelle au global, lien avec écosystèmes marins
- PALEO-PROXUS : variations du climat passé (milieux océaniques et continentaux) ; processus biogéochimiques, biomarqueurs et proxies
- VARCLIM : variabilité du milieu physique (de l'intra-saisonnier au décennal, scénarios climatiques)
- MMSA : méthodes statistiques pour l'environnement
- RICLES : impacts des variations climatiques (ressources marines, eau, agriculture, santé)
- AUSTRAL-BOREAL : circulation océanique, couplage océan-glace, grands prédateurs de l'Austral

Il y a de plus trois services d'observation :

- le NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean),
- ORE CARAUS (CARbone AUstral) - SO OISO (Océan Indien Service d'Observations),
- et SNAPO-CO2 (Service National d'Analyse des Paramètres Océaniques du CO2).

Le LOCEAN compte également une équipe d'ingénieurs : INCAS (INGénierie et CALCul Scientifique), ainsi que deux équipes techniques : DITM (Développement Instrumental et Techniques Marines) et RESO (Equipe Systèmes et Réseaux). N'oublions pas non plus l'équipe administrative, indispensable au bon fonctionnement du laboratoire.

Au total, le LOCEAN compte 19 enseignants chercheurs, 40 chercheurs EPST, 55 ingénieurs techniciens et administratifs, 13 contractuels, 38 doctorants et 22 post-doc, soit 190 personnes dévolues à la recherche et à la formation.

0.1.2 L'équipe SURF

Pour ma part, pendant mon stage, j'ai été accueillie au sein de l'équipe SURF. Le thème fédérateur de l'équipe est l'étude du rôle de la couche de surface océanique dans le couplage océan-atmosphère, y compris les processus polaires mettant en jeu la glace de mer et la formation d'eau profonde.

En effet, la couche océanique de surface est le lieu privilégié où les flux échangés prennent place, tant les flux de quantité de mouvement que de chaleur, d'eau douce ou de gaz.

Les études/projets de l'équipe SURF traitent plus spécifiquement de certains points sur lesquels on a un besoin particulier de connaissances nouvelles en vue de mieux comprendre le fonctionnement du système couplé océan-atmosphère-glace. Les recherches de l'équipe s'appuient fortement sur des études expérimentales, des mesures satellitaires, et de la modélisation.

Les lieux d'étude sont au nombre de quatre :

- au Storfjord (Nord de la Norvège)

On y étudie le flux aux interfaces : bilan de masse de la glace et dynamique/thermodynamique de la couche océanique de surface. A partir des observations collectées sur le terrain par des flotteurs autonomes (Ice-T/OPTIMISM), il s'agira de suivre les évolutions parallèles de l'épaisseur de glace et des flux thermiques (océaniques et atmosphériques) intervenant dans le bilan de masse de la glace afin de déterminer les processus dominants à différents stades de l'évolution de la couche de glace.

Le Storfjord constitue de plus un site idéal pour l'étude de la formation et du devenir des saumures. Dans ce contexte, l'équipe s'intéressera particulièrement à l'impact des processus hydrodynamiques haute fréquence (ondes internes et turbulence). Ces études s'appuieront sur des mesures de courantométrie et de densité, ainsi que des mesures du taux de dissipation visant à quantifier l'intensité du mélange turbulent. Parallèlement, des simulations numériques idéalisées non hydrostatiques permettront de caractériser des processus de déferlement des ondes internes spécifiques aux hautes latitudes.

- sur le plateau Antarctique (Terre de George V, en Terre Adélie)

Dans le cadre du projet pluriannuel ALBION (Adelie Land Bottom water formation and Ice Ocean interactionNs), l'équipe cherchera à documenter la formation d'eau dense sur le plateau antarctique, et plus spécifiquement le site de formation des eaux denses précurseurs de l'ALBW (Adelie Land Bottom Water) situé au voisinage de la polynie du glacier du Mertz et encore très peu documenté à ce jour. Grâce à un programme d'observations dédié et à l'analyse d'observations satellitaires, il s'agit de mieux comprendre la formation, la circulation et l'export de ces eaux denses, et d'étudier leur variabilité. En plus des mesures "conventionnelles" (hydrologie, courantométrie), le programme d'observation inclut des mesures CTD à partir de capteurs autonomes installés sur des phoques de Weddell dans le cadre d'une étude sur l'écologie des prédateurs du plateau Antarctique (en collaboration avec l'équipe Austral Boréal). Ce projet s'élargit vers des aspects pluri-disciplinaires telles que des analyses sédimentaires permettant de restituer la variabilité climatique passée en liaison avec la couverture du glace (collaboration avec l'équipe Paleoproxy).

- l'Atlantique tropical

Cette région du globe reçoit près de la moitié des apports globaux d'eau douce continentaux aux océans, ce qui entraîne des signatures spécifiques en éléments nutritifs et en matière organique, des stratifications halines parfois importantes dans la couche de surface, la formation de "couches barrières" pour la biomasse et des contenus en CO₂ dissous très différents de leur environnement. Ce projet vise à étudier la variabilité de ces propriétés thermohalines et géochimiques à partir de l'analyse de données in situ (fournies par des engins autonomes ou collectées lors de campagnes dédiées). Les mécanismes amenant à la formation de couches barrières et à leur maintien, ainsi que leur impact sur les interactions air-mer, seront quant à eux étudiés par comparaison des mesures à des modélisations.

- dans le Golfe de Gascogne

Afin de mieux mesurer la salinité de surface, et de mieux comprendre le lien entre cette salinité du premier centimètre et la salinité plus profonde des couches de surface, un chantier est mené depuis 2007 sur le sud du Golfe de Gascogne combinant observations in situ autonomes, vols instrumentés et campagnes in situ pour mesurer la salinité proche de la surface (notamment son profil), les états de mer et les flux air-mer d'évaporation et précipitation. Ce projet de campagne GogaSMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) est en partie couplé à un projet d'étude des échanges côte-large dans le Golfe de Gascogne.

La dissipation de la marée interne sera également étudiée.

0.2 Etat des lieux de cette étude avant le début du stage

Avant le stage, l'étude avait déjà été un peu amorcée. En effet, fin 2009, un ingénieur employé par le LOCEAN avait travaillé sur les points suivants :

- étude de profils provenant de la base de données du Met Office de janvier 1950 à août 2009
- tracé des profils de qualité sur l'ensemble du globe
- calculs du nombre de profil valables en salinité et du nombre de profils valables en température par case de $2^\circ \times 5^\circ$
- calculs et cartographie des MLD médiane de chaque case par la méthode du seuil en température, salinité et densité

Ainsi, certains fichiers tel celui contenant les données de bathymétrie avaient déjà été générés et pouvaient être exploités tels quels. En revanche, aucune note technique n'avait été laissée concernant les codes créés : de nouveaux codes sont donc nécessaires, même s'ils reprennent globalement l'idée des précédents.

0.3 Objectifs du stage

L'objectif général de ce stage est de contribuer à une meilleure compréhension du bilan thermique au sein de la couche de mélange océanique aux échelles de temps interannuelles, et en particulier à clarifier la contribution de la dynamique océanique dans la génération d'anomalies de température de surface de la mer (SST). Ceci nécessite de déterminer le rôle de l'advection horizontale, mais également des anomalies de profondeur de couche de mélange et des échanges entre couche de mélange et les couches sous-jacentes.

Cette tâche est difficile dans l'Océan Austral du fait de la faible couverture en données in situ. Cette couverture s'est néanmoins significativement améliorée ces dernières années grâce au programme ARGO.

Les objectifs plus spécifiques du stage consistent à :

- cartographier la variabilité de la couche de mélange océanique dans l'Océan Austral à partir de ces observations, en utilisant plusieurs méthodes de calcul
- examiner dans quelle mesure il est possible de mettre en évidence dans les observations des années récentes des anomalies de profondeur de la couche mélangée.
- examiner la relation de ces anomalies avec les modes climatiques de l'Océan Austral (Southern Annular Mode, ENSO).

Au vu des résultats que nous avons obtenus, d'autres objectifs ont été ajoutés :

- calculer et cartographier les anomalies de température et de salinité dans la couche de mélange
- étudier l'impact de ces anomalies au delà de la seule couche de mélange
- découvrir les phénomènes physiques qui en sont la cause et déterminer leur importance respective

Première partie

Préambule théorique

Chapitre 1

D'où viennent nos données ?

1.1 La naissance de l'océanographie moderne

Plus de 70% de notre planète sont couverts par les océans. Pourtant, ces vastes étendues d'eau ont longtemps été ignorées, considérées comme une zone de tous les dangers que seuls les marins intrépides (ou ceux que l'on avait engagés de force) traversaient pour rallier le plus rapidement possible un port à l'autre bout du monde, découvrir de nouvelles terres ou chasser d'immenses cétacés.

Au XIX^e siècle, un premier changement s'opère dans les mentalités. Piqués par la curiosité, des scientifiques s'embarquent pour de longs mois de navigation à la recherche des créatures atypiques que les pêcheurs remontent parfois dans leurs filets. Certaines de ces expéditions furent couronnées de succès et marquent encore les esprits. Ainsi le HMS Challenger parcourut plus de 120 000 km à travers les Océans Atlantique, Austral, Indien et Pacifique, y récupérant des informations de température, salinité et densité, découvrit la Fosse des Mariannes, prouva l'existence de la dorsale medio-atlantique, et repertoria 4700 nouvelles espèces marines dont certaines vivant à plus de 5000m de profondeur ! Mais en général, faute de moyens technologiques adaptés, la plupart des campagnes océanographiques restent limitées aux premiers mètres de profondeur.

Il faut dire aussi que les conditions sont franchement inhospitalières pour l'Homme : la lumière ne perce qu'avec peine les 200 premiers mètres sous la surface, il fait même nuit noire au delà de 1000m, et pourtant la profondeur moyenne des océans est de 3000m avec un record à près de 11000m dans la Fosse des Mariannes. Comment explorer un monde dans lequel on est aveugle ? De plus, il faut résister à des pressions énormes qui augmentent d'un bar tous les 10m.



FIGURE 1.1 – Le commandant Cousteau

Il faut attendre la Seconde Guerre Mondiale pour que le défi technologique soit relevé. L'utilisation de sous-marins nucléaires et l'étude de la propagation des ondes acoustiques qu'ils génèrent ouvrent la voie de l'océanographie moderne. Les civils ne sont pas en reste : avec l'invention du détendeur ou scaphandre autonome en 1943, Jacques-Yves Cousteau facilite l'exploration du monde marin ; avec ses nombreux films de vulgarisation, il le fait découvrir au grand public. Ce nouvel intérêt populaire, l'exploitation du pétrole sous la mer et l'élargissement des zones d'intérêt économique à la sortie de la guerre confirmeront la nécessité de l'océanographie et permettront son réel essor à partir des années 1950.

1.2 Les outils de mesure "classiques"

Pour ces premières méthodes, un bateau est nécessaire, mais pas forcément un bateau consacré à l'océanographie.

Certaines manipulations, ne demandant que peu de temps et utilisant un matériel plutôt léger peuvent être effectuées à bord des navires de commerce, des ferries ou des bateaux de ravitaillement. L'avantage de ces navires est qu'ils reviennent régulièrement au même endroit. On peut donc suivre grâce à eux l'évolution temporelle des masses d'eau. L'inconvénient est qu'ils ne mesurent en général que la température en fonction de la profondeur d'eau. L'un des outils utilisé pour cela est le XBT (eXpandable BathyThermograph), sonde thermique non récupérable mais utilisable à partir d'un navire en mouvement. L'objet se présente plus ou moins comme un pistolet. Quand on enlève la goupille, la thermistance tombe verticalement et le fil de cuivre qui la relie au "pistolet" se déroule à la vitesse de chute du lest. Le "pistolet" étant relié à un système d'acquisition, le profil de température se trace en direct. Une fois que le fil est entièrement déroulé, il casse et la sonde est perdue.

L'autre famille des mesures nécessite que le bateau soit à l'arrêt. On met à l'eau un ensemble de bouteilles de prélèvement ainsi qu'une bathysonde (aussi appelée CTD) qui permet de mesurer pendant la plongée des bouteilles la température, la salinité (via la conductivité de l'eau), la pression, la teneur en oxygène, la concentration de chlorophylle,... Vous trouverez plus d'informations et des détails pratiques sur ce type de mesures dans la partie consacrée à la campagne en mer à laquelle j'ai eu le plaisir de participer, en annexe C.

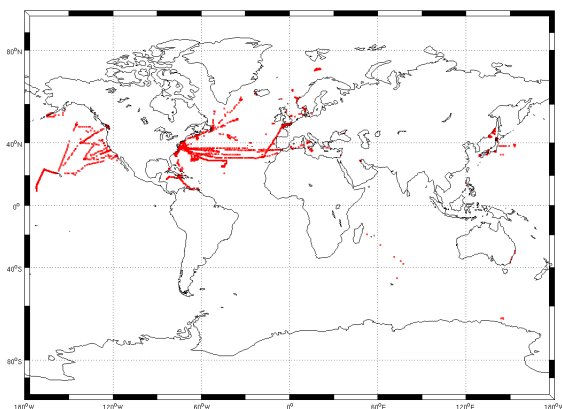
1.3 La révolution ARGO

Pour la partie du monde qui nous intéresse, à savoir l'Océan Austral, la plupart des données que nous utilisons ont moins de dix ans.

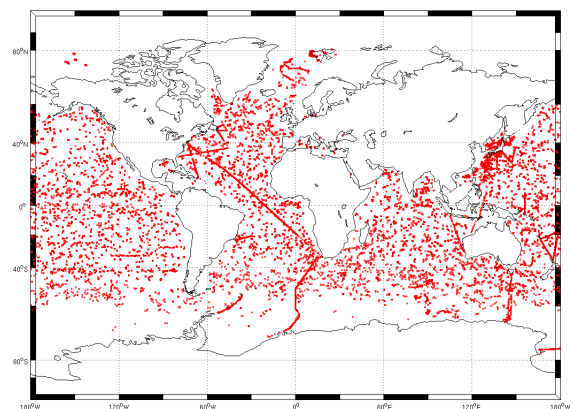
Afin d'échantillonner l'ensemble des océans, et en particulier les zones où peu de bateaux se rendent, un vaste programme international de mesures a été lancé en 2002 : ARGO. Ce programme utilise des flotteurs profileurs qui fonctionnent de manière autonome. Ils ne nécessitent un bateau que pour la mise en place. En attente de mesure, les flotteurs descendent à une profondeur de dérive choisie (en général 1000m), puis tous les dix jours ils effectuent des profils entre 2000m de profondeur et la surface. Pendant la remontée, ils mesurent la température, la salinité et la pression. Une fois arrivés en surface, ils transmettent ces informations à un satellite qui lui-même les renvoie au centre de traitement des mesures, puis au bout de quelques heures le flotteur redescend à sa profondeur de dérive. Les océanographes peuvent ainsi obtenir des informations sur les masses d'eau presque en temps réel sans avoir à aller sur le terrain.

En mai 2011, 3301 flotteurs ARGO installés par 30 états étaient opérationnels.

Tous ces moyens techniques ont permis de grandement augmenter la couverture spatiale des données de 1950 à nos jours, comme l'illustre la figure 1.2



(a) janvier 1950



(b) décembre 2010

FIGURE 1.2 – évolution de la couverture spatiale entre 1950 et 2010

Chapitre 2

La circulation thermohaline

La circulation thermohaline (THC) est la partie de la circulation océanique à grande échelle qui est due aux gradients de densité, générés par les flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère. Cette circulation permet des échanges entre les bassins océaniques ainsi qu'entre les différentes profondeurs de l'océan, et joue ainsi un rôle important sur le climat.

Cette partie s'appuie fortement sur le chapitre Thermohaline Ocean Circulation de l'Encyclopedia of Quaternary Sciences [27].

2.1 Qu'est-ce que la circulation thermohaline ?

2.1.1 Du sel et de la chaleur

En revenant aux racines grecques, on découvre que thermo - haline signifie liée respectivement à la température et à la salinité. Ce sont en effet les deux paramètres qui vont modifier la densité de l'eau, cette densité régissant alors sa plongée ou sa remontée. Ainsi, plus la salinité augmente ou plus la température diminue, et plus l'eau est dense donc est entraînée vers le fond.

La température est essentiellement liée aux flux radiatifs issus de l'atmosphère (et donc aux latitudes où l'on se situe), tandis que la salinité dépend des changements d'états de l'eau. Ainsi, quand de l'eau de mer se transforme en glace, le sel est expulsé (seules les molécules d'eau cristallisent) faisant augmenter fortement la densité et donc couler les masses d'eau. De même lors de l'évaporation, seule l'eau part dans l'atmosphère, laissant le sel dans l'océan. Nous allons voir cela plus en détails dans la suite.

2.1.2 Le grand tapis roulant

Comme elle transporte de l'énergie (sous forme de chaleur) et de la matière (solides et gaz dissouts) sur l'ensemble du globe, la THC est surnommé "le tapis roulant océanique".

La figure 2.1 présente la trajectoire simplifiée des masses d'eau dans la circulation thermohaline. Supposons ainsi, au hasard, qu'une particule d'eau rejoigne le tapis roulant à l'arrêt Atlantique Européen. Elle va ainsi monter vers l'Islande, perdant en température (et donc gagnant en densité) tandis qu'elle atteint des latitudes de moins en moins ensoleillées. Dans la mer du Labrador où le bilan précipitation-évaporation est largement déficitaire [16], elle va gagner en salinité tandis qu'elle se refroidit brutalement : sa densité augmente fortement, et elle plonge finalement vers les fonds océaniques. Après avoir longé les côtes américaines à 1500 - 2000m de profondeur, elle atteint enfin la grande machine à laver des océans : le Courant Circumpolaire Antarctique. Elle peut alors en faire plusieurs fois le tour, le quitter au large du Cap de Bonne-Espérance et retourner vers la surface et les eaux chaudes de l'Indien avant de rejoindre à nouveau l'Atlantique, ou bien continuer jusqu'au Pacifique, se perdre dans son Nord (le "cul-de-sac" des océans), remonter en surface, faire un tour par l'Indonésie pour rejoindre l'Indien et continuer en surface jusqu'à l'Atlantique où après avoir longé les côtes Africaines elle reviendra à son point de départ (1000 ans après le début).

2.2 Le coin des océanographes

2.2.1 La formation des eaux profondes et leur diffusion

Les eaux denses qui plongent vers les abysses que nous venons de mentionner ne se forment que dans quelques endroits spécifiques de l'Atlantique Nord et de l'Austral (figure 2.2).

Dans ces régions polaires, l'eau de surface est fortement refroidie par le vent. La température diminue, donc la densité augmente et les eaux plongent.

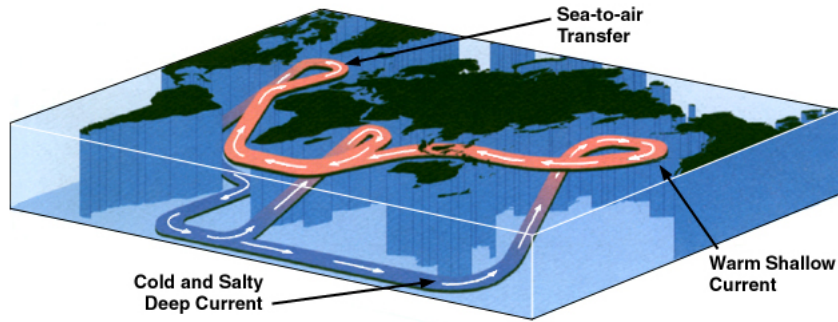


FIGURE 2.1 – Le tapis roulant océanique : circulation en surface et en profondeur

C'est ce qui se passe dans la mer de Norvège : par refroidissement, les masses d'eau coulent pour former les eaux nord-atlantique profondes (ou NADW). La NADW emplit le bassin Nord-Atlantique et se faufile vers le Sud à travers des crevasses dans les vallées sous-marines qui relient le Groenland, l'Islande et la Grande-Bretagne, puis s'écoule lentement sur les plaines abyssales atlantiques, toujours vers le Sud.

On peut noter qu'à l'inverse il n'y a pas d'écoulement de l'Océan Arctique vers le Pacifique, la faible profondeur du Détroit de Béring (30 à 50m en moyenne) empêchant le passage des eaux de fond, trop denses pour pouvoir se hisser à ce niveau.

La salinité augmente également lors de la formation de la glace de mer. Des poches de saumure se forment tandis que la glace se forme ; ces poches de saumures abaissent la température de fusion de l'eau et se retrouvent alors entourées de glace, au-dessus d'eau très froide mais toujours liquide (jusqu'à $-1,8^{\circ}\text{C}$). La saumure est rejetée lors de la congélation, et ces poches d'eau très salées rencontrent de l'eau très froide : la densité est énorme.

C'est ce phénomène qui est à l'origine, en mer de Weddell (Antarctique), de la formation des eaux de fond de l'Antarctique (AABW). Cette eau s'écoule vers le Nord dans le bassin Atlantique, mais elle est tellement dense qu'elle circule en dessous de la NADW.

Encore une fois, l'écoulement est impossible vers le Pacifique, cette fois à cause du Passage de Drake. Les eaux de fond vont vers l'Ouest et ne peuvent rejoindre le Pacifique qu'après avoir fait le tour du continent Antarctique.

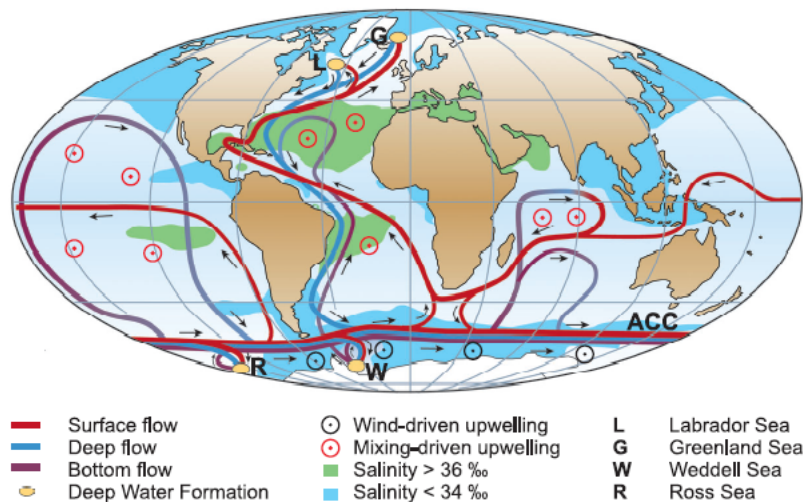


FIGURE 2.2 – Représentation schématique de la THC, les principales zones de formation des eaux profondes sont en orange [19]

2.2.2 Upwelling

Lorsqu'elles plongent, toutes ces masses d'eau dense déplacent l'eau qui était sous elles. Donc afin de maintenir un certain équilibre, il faut que quelque part de l'eau remonte vers la surface. Néanmoins, l'upwelling

2.3.2 Le climat Nantais n'a pas toujours été tempéré

Les données sédimentaires indiquent que la THC a connu des changements majeurs dans l'histoire du climat. Trois modes de circulation majeurs ont été identifiés :

- un mode chaud, similaire à l'Atlantique actuel
- un mode froid pendant lequel la NADW se formait au Sud de l'Islande en mer d'Irminger. C'est le mode stable de la THC ([14]), dont nous sommes pourtant sortis depuis la dernière glaciation il y a 12 000 ans. La calotte glaciaire descendait alors jusqu'à Dieppe et les mammoths remplaçaient les machines de l'île.
- un mode de basculement, qui a lieu après un apport d'eau douce (issu de banquise, d'eau de fonte,...). Il est probablement associé à un transfert nord-sud des zones de convection, i.e. à des transitions entre les modes chauds et froids de la THC Atlantique.

C'est justement ce mode de basculement qui est à l'origine des événements de Dansgaard-Oeschger (D/O) au Groenland. Un faible apport d'eau douce d'origine inconnue aurait grandement modifié la THC (alors en mode froid), qui aurait alors fortement impacté sur le climat, faisant passer la THC en mode chaud et offrant 8°C de plus à la moyenne de l'Atlantique Nord (jusqu'à +15°C au Groenland) [14].

2.3.3 THC et forçage anthropique

Avec l'augmentation des concentrations de gaz à effets de serre, on prévoit une augmentation des précipitations liquides et un réchauffement sur l'Atlantique Nord. Les eaux seraient alors beaucoup moins denses, et n'auraient plus de raison de plonger. Par conséquent, on peut s'attendre à ce que le réchauffement global entraîne un ralentissement voire un arrêt de la circulation thermohaline.

L'effet majeur serait certainement un changement des températures sur le Nord de l'Atlantique et l'Europe du Nord Ouest. Ces zones ont pour l'instant des températures annuelles supérieures de 9°C à la moyenne pour ces latitudes, mais ce n'est pas seulement dû à la THC puisque la circulation océanique régie par les vents y amène également de la chaleur.

Néanmoins, des simulations issues du complexe modèle couplé du MetOffice (Vellinga et al, 2002 [31]) forcées avec un arrêt de la THC ont montré que le refroidissement serait certes d'environ 8°C sur le Groenland, mais qu'il serait plus modéré ailleurs (moins de 2°C sur l'Europe). Il ne faut en plus pas oublié que ces changements s'additionneront au réchauffement dû à l'augmentation de l'effet de serre. Par conséquent, sur l'Europe, il n'y aurait que peu de changement voire un léger réchauffement si la THC s'arrêtait, avec tout de même un refroidissement sur l'océan.

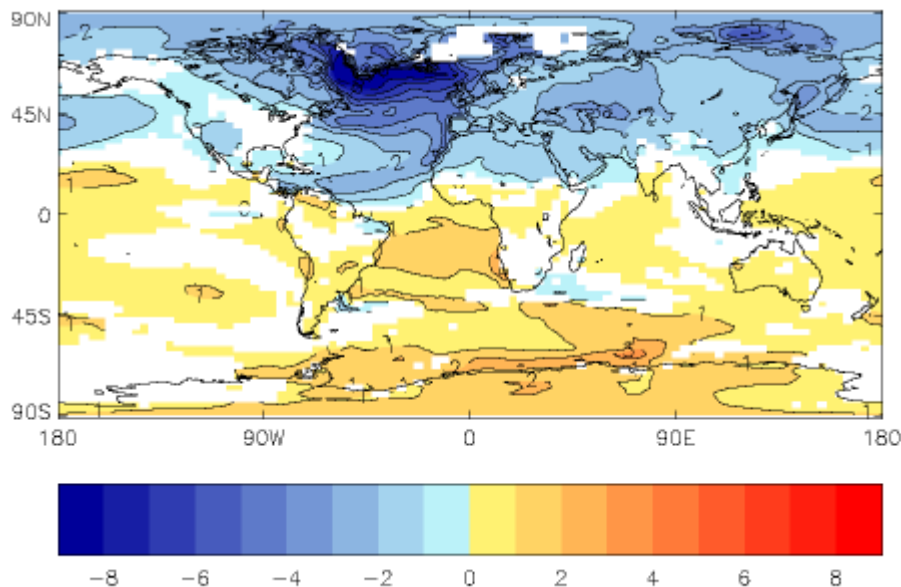


FIGURE 2.4 – Changement de la SST en absence de circulation thermohaline [31]

Chapitre 3

Couche de mélange

Puisque le sujet du stage est l'étude des anomalies de température dans la couche de mélange de l'Océan Austral, il est temps de définir ce qu'est exactement une couche de mélange.

3.1 Les différentes couches de l'océan

Avant de nous intéresser plus en détail à la couche de mélange, regardons d'abord comment l'océan est usuellement divisé (figure 3.1) :

- la surface ou couche de mélange diurne : comprise entre le niveau 0m et 10m de profondeur, cette couche est en général intégrée à la couche de mélange. Néanmoins, elle s'en distingue par une plus grande sensibilité aux conditions atmosphériques : ensoleillement et vent modifient facilement ses paramètres. Par conséquent, nous ne l'avons pas considérée dans la suite de notre étude
- la couche de mélange (saisonnière) : épaisse de quelques mètres à quelques centaines de mètres, cette couche est relativement homogène en température (que l'on considère comme étant la température de surface de la mer) grâce au brassage permanent par le vent et les vagues. Dans toute la suite du rapport, on appellera sa profondeur MLD.
- la thermocline : cette couche-ci est très fine, mais les changements de température y sont brutaux. La température peut en effet perdre jusqu'à 20°C en quelques mètres à peine. A cause du fort gradient de densité entre ses deux extrémités, elle peut être considérée comme une barrière par les espèces vivant dans l'océan. On peut également signaler que le gradient de la vitesse du son y est négatif : une onde acoustique qui traverse la thermocline en sortira déviée.
- l'océan profond : c'est de loin la couche la plus épaisse de l'océan, pouvant atteindre une dizaine de kilomètres dans les points les plus profonds de la Terre. La température y est à nouveau quasi homogène, et elle est proche de zéro.
- les eaux de fond : encore plus denses que les eaux profondes, leur température potentielle (i.e température débarrassée des effets de la pression, non négligeable à cette profondeur) y est inférieure à 0°C.

3.2 Propriétés caractéristiques de la couche de mélange

3.2.1 Moteurs

Trois sources d'énergie principales sont à l'origine des mélanges turbulents dans la couche de mélange :

- le déferlement des vagues à la surfaces injecte énormément d'énergie dans les premiers mètres de l'océan où elle se dissipe.
- les courants dus au vent créent des couches dans lesquelles il y a des efforts de cisaillement. Quand ces efforts atteignent une magnitude suffisante, ils peuvent attaquer des fluides stratifiés. Ce processus est appelé instabilité de Kelvin-Helmholtz.
- s'il y a refroidissement, rejet de sel par de la banquise en formation, ou évaporation en surface, la densité de cette surface augmente et il doit y avoir convection (puisque les eaux en surface vont couler, une autre eau doit remonter). C'est une forme d'instabilité de Taylor, et c'est grâce à ce dernier phénomène que les couches de mélange les plus profondes se forment en mer de Labrador (plus de 2000m).

Dans les régions côtières, les fortes vitesses dues aux marées peuvent également jouer un rôle important dans la formation de la couche de mélange. Pour notre part, ce dernier point ne nous concerne pas car nous nous intéresserons justement aux zones non côtières.

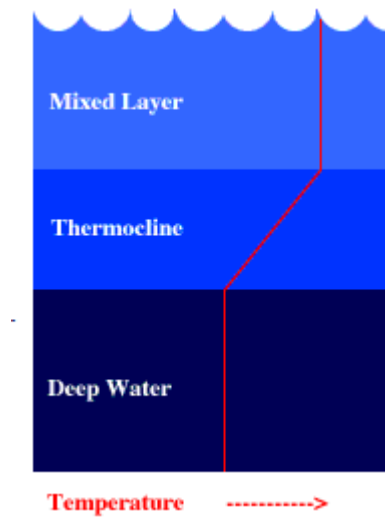


FIGURE 3.1 – Les trois couches principales de l'océan et leurs caractéristiques

3.2.2 Caractéristiques générales

Dans la couche de mélange, les paramètres de température et salinité, et encore plus la densité, sont uniformes. Les vitesses en revanche peuvent avoir un fort cisaillement tandis que la profondeur change.

L'extrémité de la couche de mélange est (normalement) aisément repérable car il y a un fort gradient des propriétés de l'eau. On parle usuellement de thermocline (gradient de température), mais il y a également une halocline (gradient de salinité) et une pycnocline (gradient de densité). C'est d'ailleurs en détectant la thermocline saisonnière que nous allons calculer nos profondeurs de couche de mélange (MLD) dans cette étude.

3.2.3 En fonction des saisons

Comme vous l'aurez deviné en lisant le descriptif des moteurs de la formation de la couche de mélange, la MLD est plus profonde en hiver qu'en été (figure 3.2). Dans l'Atlantique Nord, c'est la formation de banquise qui est en cause. Du sel est rejeté tandis que l'eau de mer gèle, la densité augmente, et les eaux islandaises veulent plonger plus en profondeur. Un mouvement de convection s'initie alors pour brasser les eaux de notre couche de mélange.

Dans le Pacifique Sud en revanche (et un peu dans l'Indien), ce sont les vents très forts qui sont à l'origine de l'approfondissement saisonnier de la couche de mélange. Quarantièmes hurlants et Cinquantièmes rugissants s'y relaient pour créer des vagues monstrueuses dont l'effet se ressent encore loin sous la surface.

On peut noter de plus qu'en été, le soleil chauffe plus la surface de l'océan, ce qui mène à une stratification plus stable en densité et réduit la profondeur de pénétration du mélange par le vent.

3.3 L'importance de la couche de mélange

La couche de mélange est très importante pour le climat de la Terre. En effet, la chaleur spécifique de l'océan est beaucoup plus grande que celle de l'atmosphère, à tel point que les trois premiers mètres sous la surface contiennent autant de chaleur que toute l'épaisseur de l'atmosphère terrestre. La MLD est donc très importante pour déterminer le contenu thermique des régions océaniques et côtières.

La MLD détermine également la profondeur jusqu'à laquelle les organismes marins peuvent voir la lumière du Soleil. De plus, on trouve de forts gradients de nutriments et oxygène à la base de la couche de mélange, ainsi qu'un maximum de chlorophylle, en particulier quand la couche de mélange s'amincit et que sa base retourne vers la lumière au printemps (phénomène de bloom).

De plus, une partie de la couche de mélange hivernale n'est pas réentraînée l'année suivante : c'est le phénomène de subduction. Les eaux subductées exportent leurs propriétés vers les couches intermédiaires de l'océan (notamment le CO₂).

Enfin, d'un point de vue calculatoire, la MLD présente un défi car personne n'a trouvé jusqu'à présent de valeur fiable et indéniable pour cette profondeur qui s'adapterait à toutes les latitudes voire à toutes les saisons. Nous avons ainsi pu tester des méthodes existantes pour la déterminer, mais également coder la nôtre.

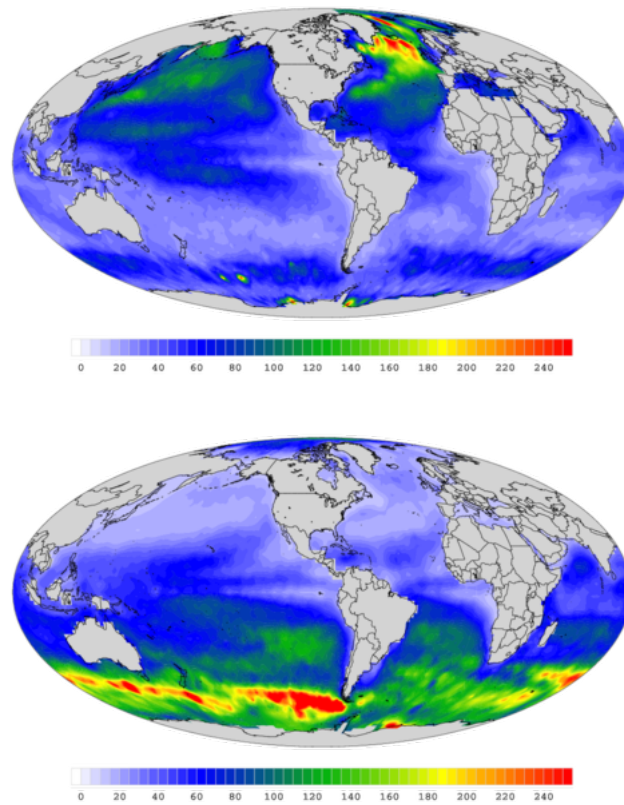


FIGURE 3.2 – MLD pour l'hiver boréal (haut) et l'hiver austral (bas)

Chapitre 4

Tout ce que vous avez toujours rêvé de savoir sur l'Antarctique

4.1 L'Antarctique : un monde à part

L'Antarctique est un continent mystérieux, qui est resté figé à l'époque de la dernière glaciation et ne livre qu'avec difficultés ses secrets. En effet, même si son existence était pressentie depuis l'Antiquité, il faut attendre l'expédition russe de Bellinghausen en 1820 pour qu'il soit enfin aperçu.

Depuis 1959, il est protégé par le Traité de l'Antarctique qui en fait "une réserve dédiée à la paix et à la science", y interdit toute activité militaire ou minière (sauf à des fins scientifiques) et empêche les revendications territoriales. Considéré comme une réserve naturelle, la biodiversité y est également protégée et le tourisme contrôlée.

Les conditions sont donc idéales pour les chercheurs de toutes les disciplines (astrophysiciens et glaciologues, paléontologues et océanographes,...) qui viennent chaque année tenter d'en apprendre un peu plus sur ce monde inhospitalier mais si attractif.



FIGURE 4.1 – Carte de l'Antarctique

4.1.1 Quelques chiffres

Avec une superficie de 13,5 millions de km², le continent Antarctique (hors banquise) représente 1,3 fois l'Europe et 26 fois la France. Il est recouvert par 25 millions de km³ de glace, soit 80% des réserves d'eau douce de la planète.

Son climat accueillant (record de température de -89,2°C pour des précipitations inférieures à 200mm/an et des vents très violents) a fait de l'Antarctique le seul continent qui n'a jamais eu de population humaine indigène, mais les scientifiques se rattrapent : 37 stations scientifiques permanentes et 16 estivales issues des 45 pays signataires du Traité de l'Antarctique accueillent 4000 personnes en été et 1000 en hiver. L'Antarctique est également devenu une destination touristique au cours de la dernière décennie : chaque été, quelques 30 000 visiteurs réalisent des promenades en bateau parmi les icebergs, de l'alpinisme, ou viennent observer les colonies de manchots.

Les manchots justement qui peuplent l'Antarctique sont les suivants [30] (figure 4.2) :

- 450 000 manchots Empereur
- 600 000 manchots Papou
- plus de 5 millions de manchots Adélie
- 15 millions de manchots à jugulaire
- 23 millions de manchots Macaroni (aussi appelés Gorfou dorés)



(a) Manchot Empereur (b) Manchot Papou (c) Manchot Adélie (d) Manchot à jugulaire (e) Manchot Macaroni

FIGURE 4.2 – Les cinq espèces de manchots présentes en Antarctique

N'oublions pas non plus les phoques (figure 4.3) qui, dès le retour des beaux jours, viennent prendre le soleil sur les belles plages australes, se reproduire, et dévorer les manchots précédemment cités :

- 220 000 petits phoques de Ross, espèce plutôt rare
- 300 000 féroces phoques léopards ou Léopard des mers
- 500 000 placides phoques de Weddell, autrefois massacrés pour nourrir les attelages de chiens de traineau
- 600 000 à 750 000 charmants éléphants de mer aux mélodées nasales envoûtantes
- 10 à 15 millions de pâles phoques crabiers, gros mangeurs de krill



FIGURE 4.3 – Les cinq espèces de phoques de l'Antarctique

4.1.2 Un continent bipolaire

Si l'on regarde attentivement une carte topographique de l'Antarctique (figure 4.4), on distingue deux parties dans ce continent : un bloc oriental, et un archipel occidental.

Il y a bien longtemps, les croûtes continentales étaient séparées en deux super continents : la Laurasie au Nord et le Gondwana au Sud.

Le Gondwana s'est morcelé il y a 180 millions d'années, donnant naissance à l'Afrique, l'Australie, l'Inde, et surtout l'Antarctique oriental et l'Amérique du Sud. L'Antarctique occidentale s'est séparé plus tardivement de l'Amérique du Sud, et les deux demi-continentes ont migré en position polaire il y a environ 100 millions d'années. Leur assemblage brutal a d'ailleurs donné naissance à la Chaîne Transarctique, massif montagneux délimitant les deux parties du continent (cf figure 4.1).

La calotte orientale enfin représente 22,6 millions de km³ de glace qui repose sur socle rocheux stable ; la calotte occidentale en revanche ne fait que 4 millions de km³ mais a les pieds dans l'eau : elle est suspendue sur un archipel mais est aussi largement en contact avec eau de mer, et par conséquent très sensible aux variations de température de l'océan. Si la calotte occidentale s'effondrait, le niveau de la mer monterait de 7m. Si le climat se réchauffe tellement que la calotte orientale fonde aussi, la mer s'élèverait de 100m.

4.1.3 Une terre de glaces

Le continent Antarctique contient entre 24,7 et 26,6 millions de km³ de glace, soit 90% de la glace de la planète ! Cette glace est d'ailleurs la première réserve d'eau douce mondiale avec 80% des ressources, loin devant le Groenland, puis les glaciers de montagne.

La calotte fait par endroits plus de 4km d'épaisseur, et même si tous ces chiffres sont impressionnants, ils ont un poids : écrasé sous des tonnes de glace, le socle rocheux s'est tellement enfoncé que son niveau moyen est à 800m sous le niveau de la mer. Notons d'ailleurs que depuis la fin de la dernière glaciation il y a 20 000 ans, les continents qui étaient auparavant écrasés sous 3km de glace (Amérique du Nord, Scandinavie et Ecosse notamment) se sont élevés rapidement après la fonte des glaces et de nos jours s'élèvent encore de 1cm/an. On peut donc imaginer l'ampleur du rebond glaciaire si l'Antarctique était libéré de sa glace...

Il est important de distinguer les différents types de glace qui sont présents en Antarctique (et dans le reste du monde) :

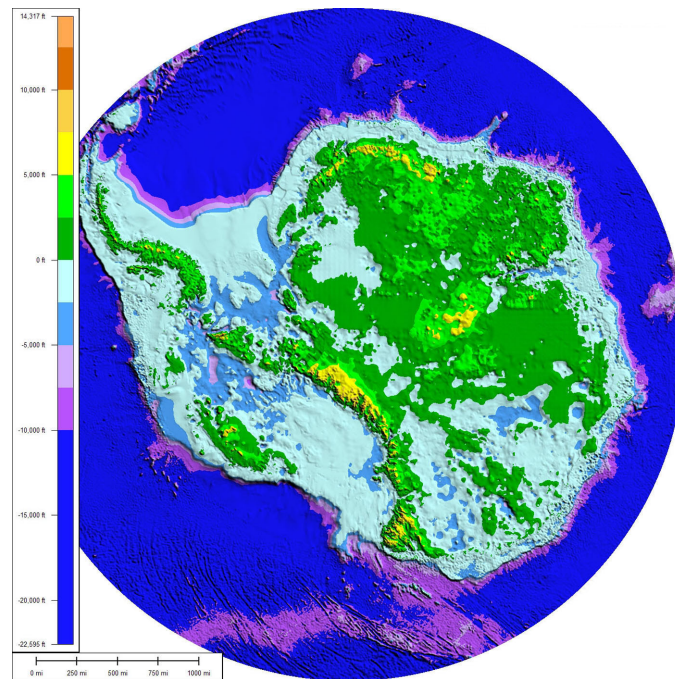


FIGURE 4.4 – topographie du continent Antarctique : les tons bleus et violets sont sous le niveau de la mer

- glacier : masse de glace plus ou moins étendue qui se forme par le tassement de couches de neige accumulées. Écrasée sous son propre poids, la neige expulse l'air qu'elle contient, se soude en une masse compacte et se transforme en glace. Comme le glacier repose sur le continent, s'il fond le niveau de l'eau monte.
- inlandsis ou calotte polaire : glacier continental très étendu (plus de 50 000 km²). Ce terme ne s'applique qu'à l'Antarctique et au Groenland.
- barrière de glace : morceau d'inlandsis, épais (entre 100 et 1000m) et flottant, mais non détaché de la calotte continentale
- iceberg : morceau de glacier ou de barrière de glace détaché de la calotte et qui dérive sur la mer (et va parfois heurter des paquebots)
- banquise ou glace de mer : mer gelée (et non juste glace posée sur la mer) sur une épaisseur pouvant aller jusqu'à 2m. Le niveau de la mer ne change pas quand elle fond.

Enfin, cette glace est la mémoire de la Terre. Sachant qu'il faut au moins 500 000 ans à la glace tombée au centre du continent pour arriver à la mer, en étudiant les concentrations en gaz dissout et en particules dans la calotte, on peut remonter dans l'histoire du climat sur des durées de plusieurs âges glaciaires. Ainsi, le forage russe de Vostok est remonté 400 000 ans dans le passé, et le forage européen (projet EPICA) au Dôme-C Concordia jusqu'à plus de 740 000 ans (8 cycles glaciaires). Sur la figure 4.5, on voit ainsi l'évolution de la température avec le temps et avec la profondeur de forage (plus δD est petit, plus la température est basse).

4.1.4 Un monde plein de surprises

L'Antarctique, ce n'est pas qu'un continent blanc. On y rencontre des paysages tellement originaux pour la planète qu'ils servent de modèle, voire de zone d'entraînement, pour les futures explorations martiennes.

Ainsi la région des vallées sèches de McMurdo, paysage minéral unique et l'une des zones les plus arides sur Terre, ne sont pas recouvertes de glace. Les vents catabatiques (voir partie suivante) y soufflent jusqu'à 300 km/h, empêchant la neige de se déposer, faisant s'évaporer la moindre parcelle d'humidité et érodant même les reliefs de la région. Il y fait en moyenne annuelle -19,8°C et les précipitations sont inférieures à 100mm par an (soit dix fois moins qu'à Nantes).

Une autre région particulièrement accueillante de l'Antarctique est l'île de Ross et notamment son volcan Erebus. Dans la mythologie grecque, Erebus est le dieu des ténèbres, fils de Chaos et époux de la Nuit. De nos jours, c'est le volcan actif le plus au Sud dont le sommet culmine à 3794m (deuxième plus haut d'Antarctique après le Mont Sidley : 4285m, mais éteint). Il fait partie des cinq volcans sur Terre dont le cratère est en permanence empli d'un lac de lave en fusion. Un de ses nombreux charmes réside dans ses cheminées de glace : les fumerolles qui s'échappent du volcan condensent en cristaux de glace au contact de l'air polaire et s'empilent

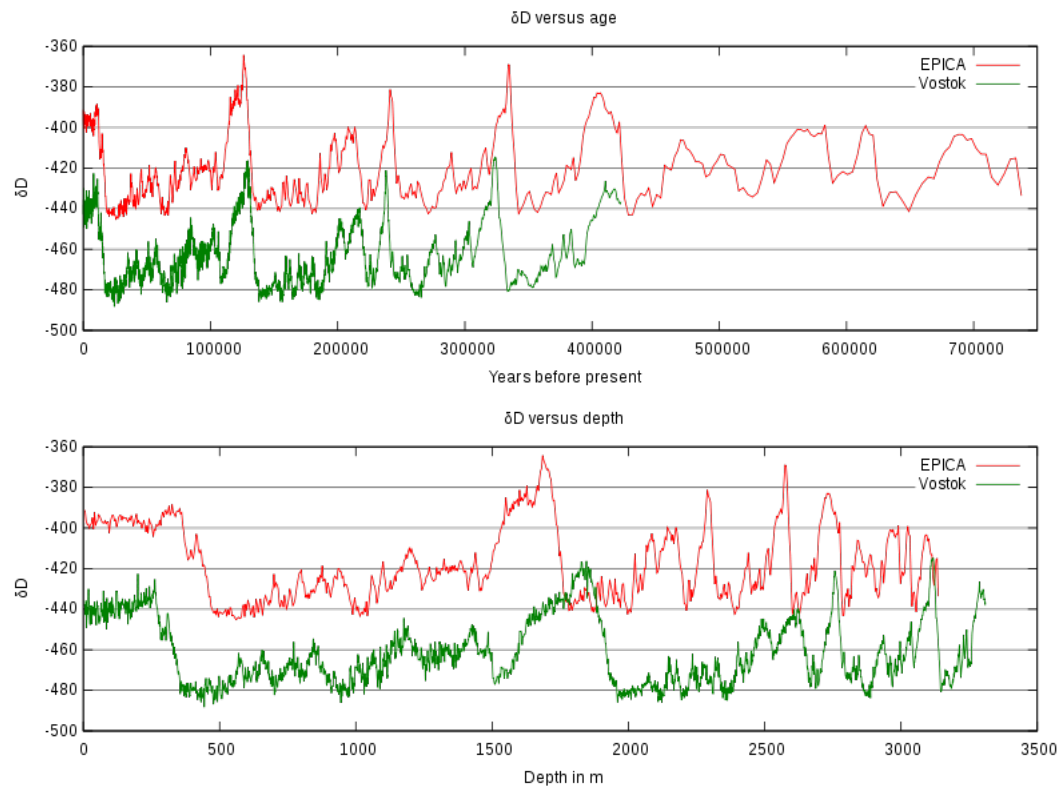


FIGURE 4.5 – Concentration de delta deuterium, indicatrice de la température, en remontant le temps (en haut) et en s'enfonçant dans la glace (en bas) pour les forages de Vostok et EPICA. Plus l'indice delta deuterium est faible, plus la température est basse

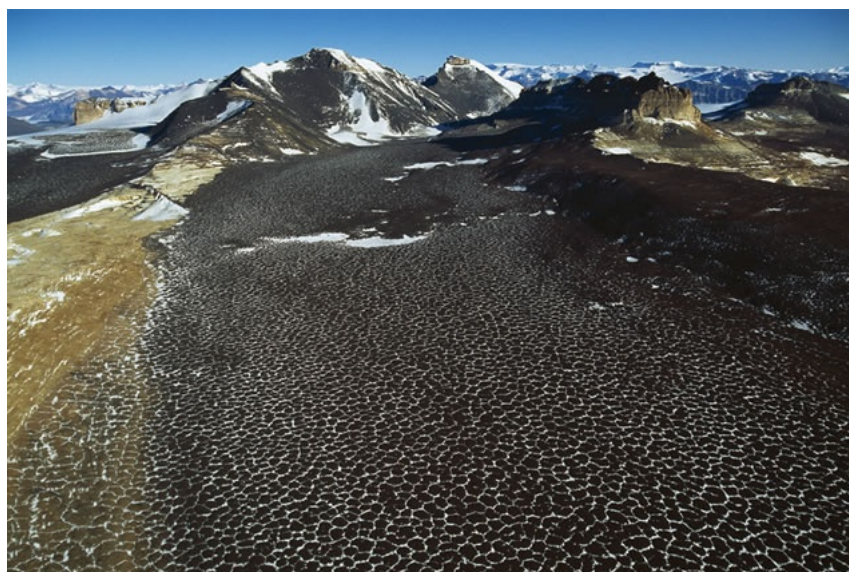


FIGURE 4.6 – Vallée sèche de McMurdo en Antarctique Occidentale

peu à peu pour former des édifices tel celui de la figure 4.7.

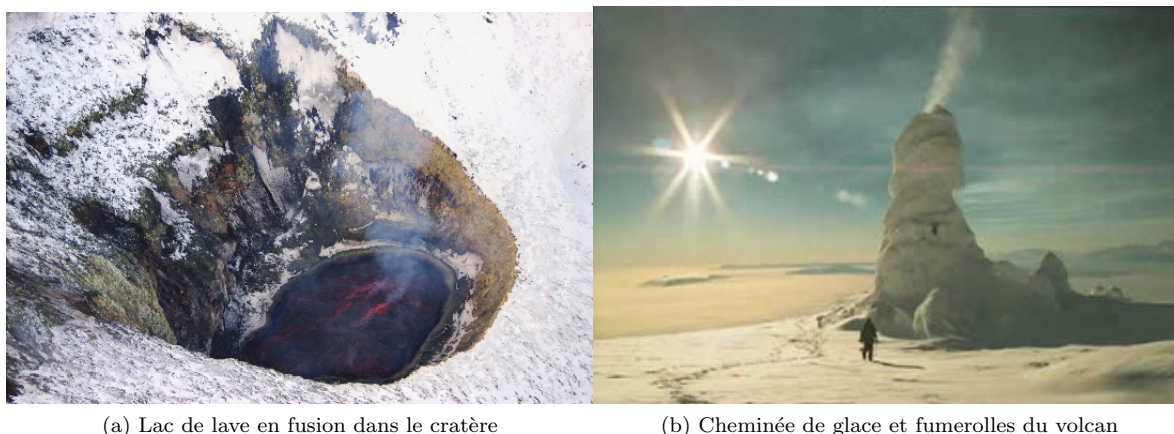


FIGURE 4.7 – Le Mont Erebus, volcan d'Antarctique

La dernière curiosité que nous aborderons est enfouie à plus de quatre kilomètres sous la glace. Leur existence a d'abord été pressentie dans les années 70 à partir de données écho-radar, puis confirmée par des mesures altimétriques dans les années 90. Il s'agit des lacs subglaciaires qui se forment entre le socle continental rocheux et l'énorme masse de glace de terre. Le plus connu d'entre eux est le Lac Vostok, situé sous la base russe éponyme, mais il existe en réalité tout un réseau de lacs et de rivières sous la glace (figure 4.8). Leur formation n'est pas encore bien expliquée (glace de surface qui fond puis s'écoule en cascades jusqu'au continent, frottement de la roche sur la glace, effet de la pression,...), mais leur exploration est programmée : un forage russe a commencé pour atteindre l'eau extrêmement pure du lac Vostok, isolée de l'air depuis 300 millions d'années, qui pourrait contenir des espèces vivantes inconnues (prouvant par la même occasion que la vie -extraterrestre- dans de telles conditions est possible) et nous renseigner sur le climat de ce lointain passé.

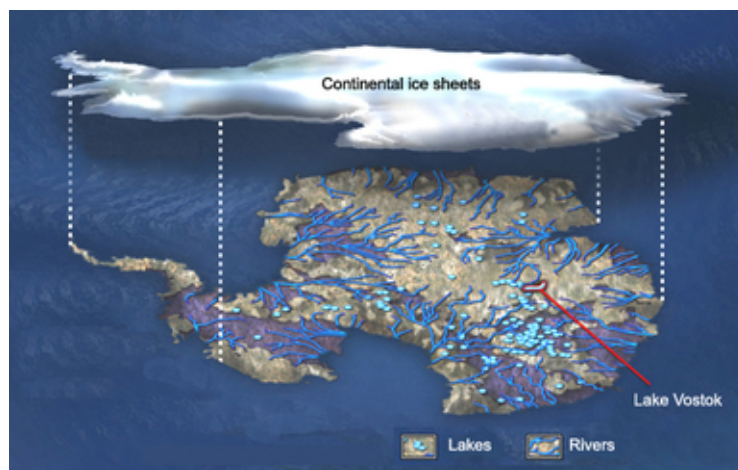


FIGURE 4.8 – réseau de lacs et rivières sous la glace Antarctique

4.2 L'Océan Austral

4.2.1 Caractéristiques géographiques

L'Océan Austral, ou Océan Antarctique, est une ceinture d'eau qui entoure le continent Antarctique. Elle n'a à première vue pas de frontière nette au Nord, si bien qu'on pourrait considérer que l'Océan Austral n'est que le prolongement des Océans Atlantique, Indien et Pacifique jusqu'en Antarctique. Mais en réalité, on constate qu'en dessous de 40°S (le Front Subtropical), l'océan a des propriétés propres en terme de climat, circulation et hydrologie, et qu'il est donc légitime de l'étudier comme un océan unique.

Ainsi défini, l'Océan Austral a une largeur moyenne de 2900 à 3300km, avec deux indentations notables (la mer de Weddell et la mer de Ross) et un net resserrement dans le Passage de Drake où la largeur n'est plus que de 780km. Sa superficie représente 22% du total des océans sur Terre.

La limite Sud n'est pas non plus toujours bien définie puisqu'elle dépend de la couverture de glace et de ses mouvements. Ainsi, la glace de mer passe de 2,8 millions de km^2 en été austral et atteint 18 millions de km^2 en hiver (doublant ainsi la surface continentale).

C'est pourquoi en pratique, pour notre étude, nous ne considérerons pas les résultats en dessous de 70°S.



FIGURE 4.9 – Carte simplifiée de l'Océan Austral, ses frontières et ses mers

4.2.2 Un rôle unique pour le climat

L'Océan Austral est le seul endroit de la Terre où les masses d'eau issues de tous les océans se rencontrent. C'est par conséquent une zone de brassage intense où l'énergie transportée par chacun est échangée et la matière (solide ou dissoute) mélangée, ce à toutes les profondeurs (figure 4.10).

Avec son débit de 130Sv, c'est également le deuxième moteur de la circulation thermohaline dont nous avons parlé dans le chapitre 2. Ici, des masses d'eau profondes se forment (AABW) tandis que d'autres déjà formées remontent ou se mêlent aux eaux fraîchement entrées dans la machine, modifiant lors température, salinité, mais également leurs concentrations en divers éléments (oxygène, carbone,...).

Enfin, il joue un rôle majeur dans le contexte actuel de changement climatique : grâce à sa richesse en éléments nutritifs, il abrite l'une des plus fortes concentrations de phytoplancton, principal créateur d'oxygène sur Terre (et élément de base de la chaîne alimentaire). C'est également un puits net de carbone, qui stocke ce gaz dissout dans ses eaux profondes.

4.2.3 Quelques mots sur la bathymétrie

Rapidement évoquée dans la partie précédente, la bathymétrie joue un rôle important dans cette région du monde. L'Océan Austral n'est pas seulement l'endroit où se mêlent les autres océans, c'est également le point de rencontre des plaques tectoniques Sud-Américaine, Africaine, Australienne et Pacifique. Par conséquent, son fond est zébré de dorsales et de rides comme l'illustre la figure 4.11.

L'Océan Antarctique est également parsemé d'îles d'origine volcanique, telles les îles Kerguelen et les îles Crozet, voire de volcans actifs comme ceux de l'Arc des Antilles du Sud. Ces volcans ont ainsi généré des reliefs sous-marins supplémentaires qui vont modifier les courants en créant des couloirs et des zones de resserrement (tel le Passage de Drake).

On peut noter qu'à l'inverse, on trouve aussi de profondes fosses océaniques, avec un record pour la fosse du Météor à 8264m, tandis qu'en moyenne le plancher océanique est à 4000-5000m de profondeur.

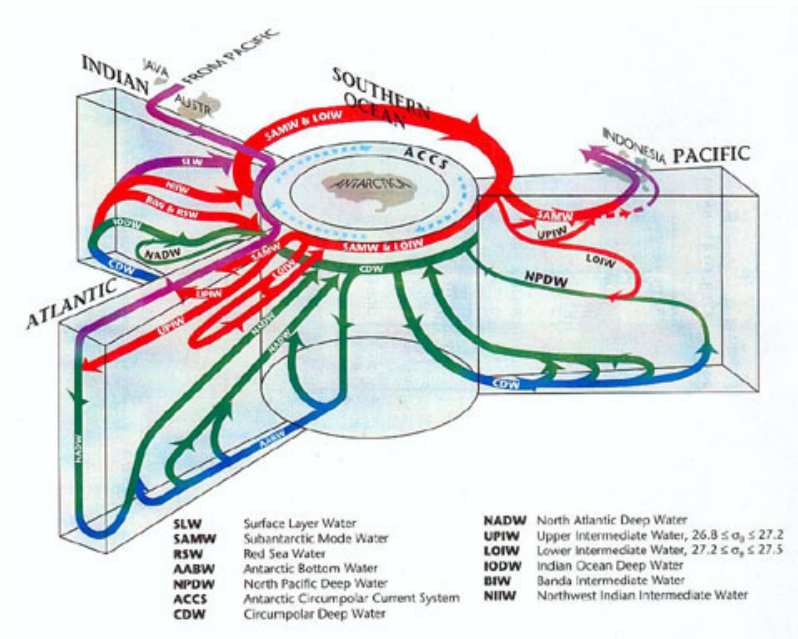


FIGURE 4.10 – L’Océan Austral, carrefour incontournable des masses d’eau mondiales

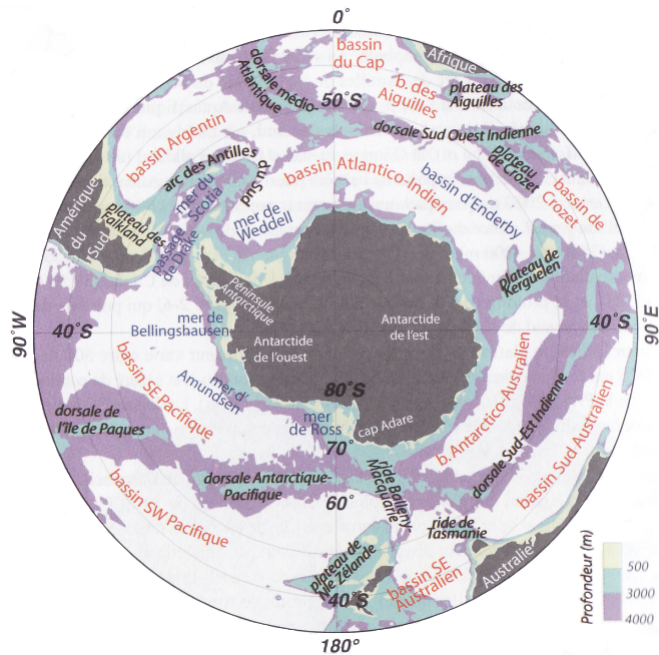


FIGURE 4.11 – Bathymétrie simplifiée de l’Océan Austral [8]

4.2.4 Autant en emporte le vent

Les vents dominants ont un comportement assez prévisible en Antarctique. Les hauts plateaux glaciaires extrêmement froids sont le siège de hautes pressions été comme hiver. A l'inverse, une zone de basses pressions borde le continent vers 65°S, tandis que l'on retrouve une ceinture de hautes pressions tropicales vers 25-35°S.

Sur l'Océan Austral donc (30-70°S), le vent soufflerait donc des hautes vers les basses pressions (donc vent du Nord) s'il n'était pas dévié par la force de Coriolis. Donc puisque la Terre tourne, sur l'Océan Antarctique le vent souffle de l'Ouest vers l'Est, et il souffle même plutôt fort (figure 4.12) : il représente 70% du travail total des vents soufflant sur tous les océans [35], grâce notamment à l'absence de continents et au fort contraste de température entre ses hautes et basses latitudes.

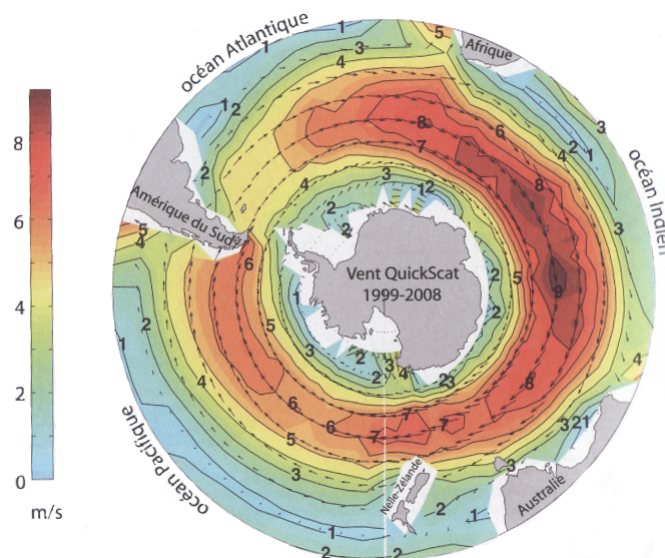


FIGURE 4.12 – Direction et intensité des vents dominant l'Austral [8]

Mais il existe un second type de vents, moins réguliers mais plus violents : les vents catabatiques. Ceux-ci se forment sur le continent, où les masses d'air très froides et lourdes s'écoulent naturellement le long des pentes, vers les plateaux et l'océan, sous l'effet de leur propre poids. Plus la pente est prononcée ou l'air froid, plus celui-ci va la dévaler vite, pouvant aller jusqu'à 380km/h !

Ces vents catabatiques sont à l'origine du phénomène des polynies, les usines à banquise (figure 4.13) :

- en soufflant sur la glace de mer depuis la terre, les vents catabatiques vont finir par la briser et l'éloigner vers le large
- l'eau autrefois isolée sous la glace se retrouve en contact avec l'atmosphère et perd de la chaleur
- cette eau finit par geler : la salinité des eaux en-dessous augmente tandis que leur température diminue, la densité augmente donc fortement et ces eaux plongent, formant de l'eau de fond.
- le vent continue de souffler et va de nouveau morceler la banquise nouvellement formée...

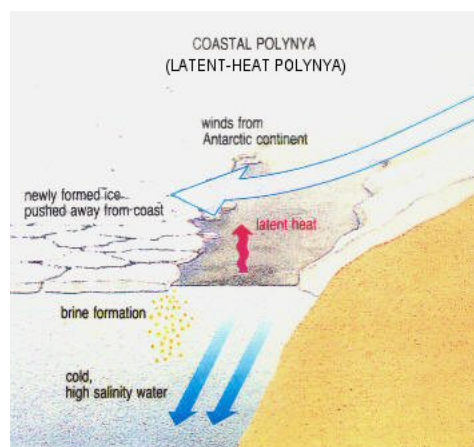


FIGURE 4.13 – Le fonctionnement d'une polynie au bord du continent Antarctique

4.2.5 Température de surface et salinité

La distribution des températures de surface sur l'Austral est plutôt zonale : de la relative chaleur des tropiques, la température diminue graduellement avec la latitude tandis les vents catabatiques et la glace refroidissent les eaux les plus proches du continent.

On peut également noter que l'écart entre la température hivernale et l'estivale est d'autant plus élevé que l'on se rapproche du Front Subtropical (figure 4.14).

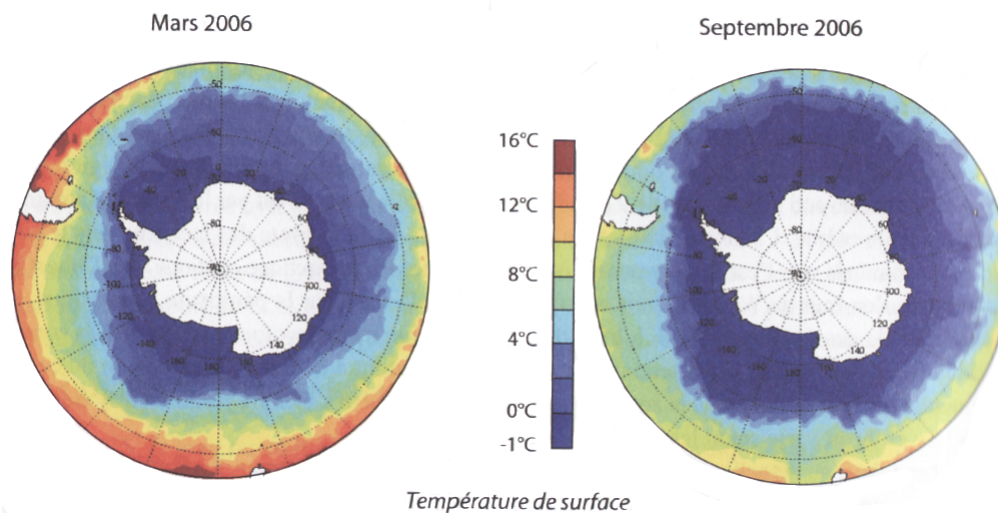


FIGURE 4.14 – Température de surface de l'Océan Austral à la fin de l'été (gauche) et de l'hiver (droite) 2006 [8]

En moyenne annuelle, comme le montre la figure 4.15, la salinité a elle aussi une distribution plutôt zonale et augmente tandis que l'on se rapproche des tropiques. Notez néanmoins que sur cette figure, on retrouve des zones à forte salinité près des côtes : à cet endroit, de l'eau profonde circumpolaire, très salée, remonte.

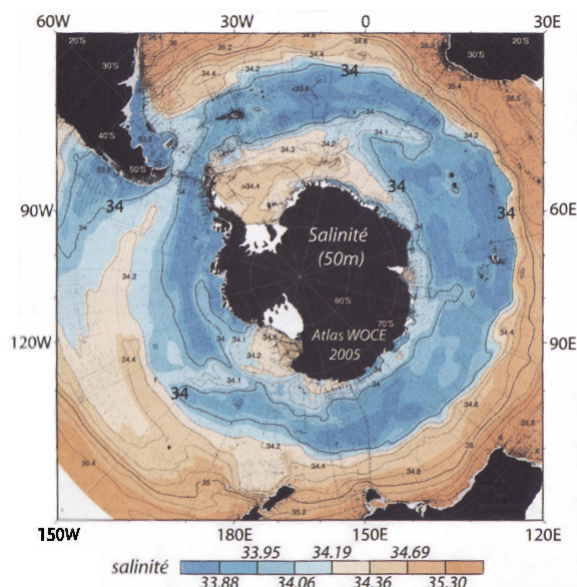


FIGURE 4.15 – Salinité moyenne de l'Océan Antarctique à 50m de profondeur [8]

La température et la salinité dans les eaux de l'Océan Antarctique seront étudiées plus en détails dans le chapitre 8.

4.3 Le Courant Circumpolaire Antarctique (ACC)

Pour simplifier, il y a deux courants dans l'Océan Austral : le Courant Côtier Périanarctique le long des côtes, et le Courant Circumpolaire Antarctique (ou ACC) sur le reste de l'océan. Nous allons donc nous intéresser à l'ACC dans cette partie.

4.3.1 Caractéristiques

Comme nous l'avons dit dans la partie précédente, les vents dominants soufflent sur l'Océan Austral de l'Ouest vers l'Est. Le Courant Circumpolaire Antarctique va donc lui aussi vers l'Est. C'est un courant zonal qui a une vitesse moyenne de 0,10 à 0,25m/s et peut atteindre 1m/s dans les fronts comme le Passage de Drake (l'ACC s'est d'ailleurs formé après l'ouverture de ce passage il y a 23 millions d'années).

C'est le courant le plus puissant du globe. Ses vitesses ne sont pas exceptionnelles, mais il s'étend sur une zone immense : 2800km de large sur 3000m de profondeur. Cela correspond à un débit de 130-140 Sv, soit à peu près 130 fois le débit de tous les fleuves du monde.

4.3.2 La circulation de surface

En surface, le Courant Circumpolaire Antarctique s'écoule zonalement, presque sans entrave continentale (à l'exception de quelques îles isolées).

Malgré la couverture de ces régions par la banquise en hiver, on observe dans les mers de Weddell et Ross des gyres cycloniques (figure 4.16), dues notamment à un changement de signe du rotationnel du vent.

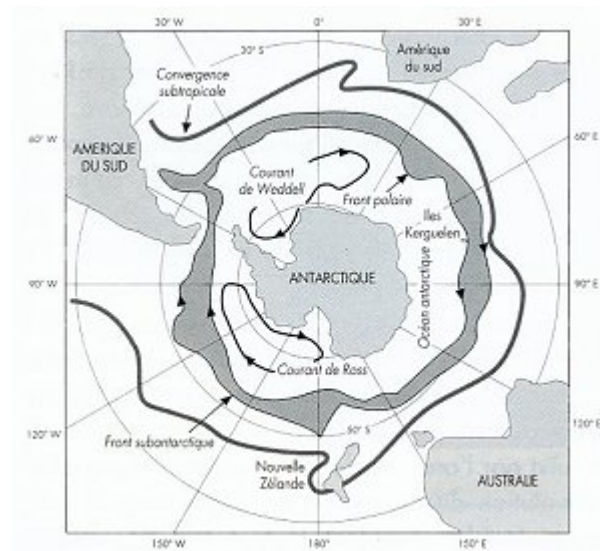


FIGURE 4.16 – Circulation de surface du Courant Circumpolaire Antarctique

4.3.3 Influence du fond et de la topographie

Le Courant Circumpolaire Antarctique ne se limite pas à la surface et circule jusqu'à 3000m de profondeur. Il subit donc fortement l'influence du fond et des reliefs.

Ainsi, le courant est dévié par la topographie pour conserver le moment cinétique. En effet, en absence de frottement (si l'on excepte la fine couche limite près du fond et celle de la surface), il y a conservation de la vorticité potentielle :

$$\frac{f}{H} = \text{constante} \quad (4.1)$$

avec $f = 2\Omega \sin(\text{lat})$ le paramètre de Coriolis

Donc si H diminue (dorsale, îles volcaniques,...), f diminue aussi et il y a déflexion vers l'équateur.

La conservation du moment cinétique modifie donc la trajectoire de l'ACC :

- au niveau de l'Arc des Antilles du Sud (ou Scotia Arc), il dévie vers le Nord (la gauche) quand les fonds diminuent et vers le Sud (la droite) quand ils augmentent
- le plateau des Kerguelen va dévier et resserrer 80% des veines de courant vers le Nord tandis que les autres partent vers le Sud ou se faufilent pour atteindre le bassin Australo-Antarctique
- au Sud de la Nouvelle-Zélande, une veine va se perdre le long des côtes chiliennse tandis que la majorité du courant continue vers le Passage de Drake

Chapitre 5

Les modes de variabilité de l'Océan Austral

Deux modes climatiques principaux affectent l'Océan Antarctique : le Southern Annular Mode (SAM), mode atmosphérique purement austral, et la El Niño Southern Oscillation, mode tropical dont l'impact s'étend jusqu'aux hautes latitudes.

5.1 El Niño-Southern Oscillation (ENSO)

À la fin des années 1800, les marins Péruviens ont remarqué qu'au moment de Noël, un courant chaud apparaissait sur leurs côtes. Ils nommèrent ce phénomène "l'Enfant Jésus", soit "El Niño". Étudié depuis le 16^e siècle, le phénomène ENSO est l'un des plus connus de nos jours, et même si l'on sait que ses conséquences s'étendent à l'ensemble du globe, on les connaît encore mal.

5.1.1 Définition des phénomènes El Niño et La Niña

En pratique, on définit le phénomène El Niño comme suit (d'après l'Organisation Météorologique Mondiale) : "phénomène caractérisé par une anomalie positive de la température de surface de la mer ou SST (par rapport à la période de référence 1971-2000), dans la région Niño 3.4 du Pacifique équatorial, dans la mesure où cette anomalie est supérieure ou égale à 0,5°C selon une moyenne calculée sur trois mois consécutifs".

La phase plus froide qui suit parfois un événement El Niño se nomme "La Niña" (la petite fille). Elle correspond quant à elle à une anomalie négative de la température de surface de la mer.

5.1.2 Causes

Le déclenchement de El Niño est encore mal compris, malgré des études approfondies depuis le milieu des années 1980. C'est en effet un problème complexe de couplage océan-atmosphère mettant en jeu des courants moyens atmosphériques et océaniques en surface et en sub-surface, ainsi que des perturbations d'échelle plus petite.

On sait que le démarrage de El Niño se traduit par un affaiblissement des Alizés et du courant d'est à la surface. Une hypothèse est qu'un changement de régime des vents (coups de vent d'ouest) pendant une période de quelques semaines viendrait déstabiliser la circulation océanique, qui engendrerait le déplacement de la « Warm Pool » vers le milieu de l'océan [18]. Ce déplacement modifie en retour les circulations moyennes atmosphériques (déplacement de l'ascendance atmosphérique moyenne, des zones de subsidence associées et donc modification des régimes de vent), de telle façon que ce déplacement vers l'est est renforcé. Les coups de vent d'ouest étant fréquents, il faut certainement un ensemble de conditions favorables pour que le mécanisme El Niño s'enclenche durablement.

Puis, dans un second temps (jusqu'à 6 mois), le mécanisme s'inverse, la zone d'eau chaude repart vers l'ouest, comme un mouvement de balancier : c'est La Niña, en fin de printemps – été, avant un retour à l'équilibre.

5.1.3 Effets

Ces explications sont celles de Laurence Eymard, directrice du LOCEAN, sur le site futura-sciences.com [7].

Normalement, les circulations atmosphériques et océaniques de surface sont telles que la SST est maximale (27 à 30 °C) sur le côté ouest du Pacifique équatorial, tandis que de l'eau relativement fraîche (de l'ordre de 20 – 23 °C) est présente du côté de la côte péruvienne. La convection atmosphérique est localisée dans la zone

chaude, avec d'intenses précipitations, alors qu'on observe des stratus et strato-cumulus (nuages bas et étendus) côté est.

Mais tous les 3 à 6 ans, on constate le déplacement de la zone d'eau chaude vers le milieu et l'est du bassin, entraînant un dérèglement considérable des conditions dans les régions est (précipitations diluviennes au Pérou, diminution des poissons) et ouest (sécheresses en Indonésie favorisant les incendies de forêt, cyclones sur les îles polynésiennes, ...). Les dégâts de chacun de ces El Niño sont considérables, et le bouleversement des circulations océaniques et atmosphériques s'étend largement au delà des régions équatoriales.

La figure 5.1 illustre ces phénomènes :

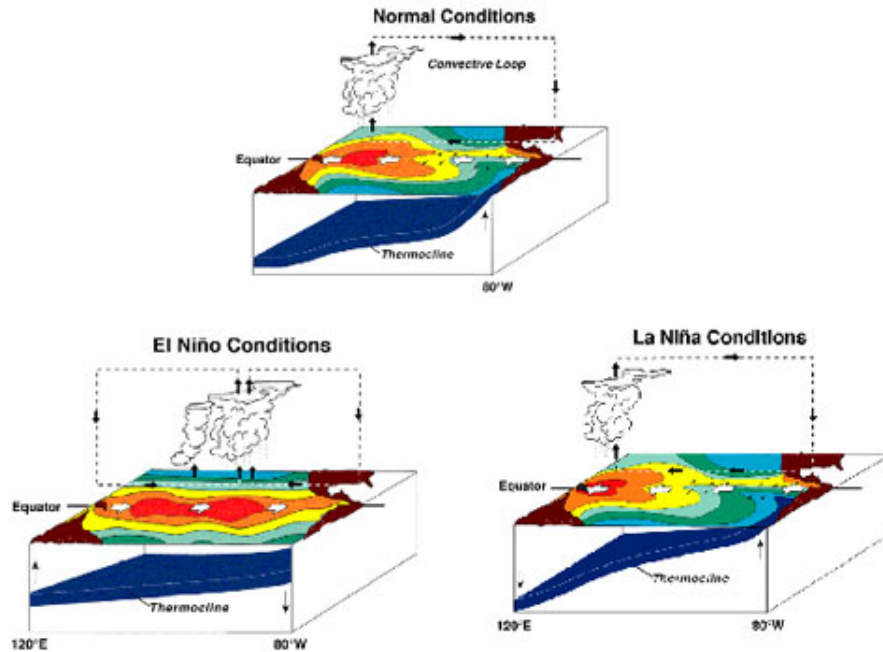


FIGURE 5.1 – fonctionnement du système couplé océan-atmosphère dans le Pacifique, réf NOAA

1ère figure : conditions normales, avec convection atmosphérique à l'ouest au dessus du maximum de température (en rouge), et remontée d'eau fraîche à l'est (schématisée par la couche océanique appelée thermocline qui sépare l'eau de surface de l'eau sous-jacente, plus fraîche). Le système est déstabilisé.

2ème figure : El Niño, la convection se déplaçant vers le centre du bassin, accompagnant le décalage du maximum de température de surface (blocage de la remontée d'eau fraîche à l'est).

3ème figure : La Niña s'enclenche, on observe au contraire un décalage vers l'ouest de la convection et du maximum de température de surface.

5.2 Southern Annular Mode (SAM)

Le mode de variabilité atmosphérique qui domine dans l'Hémisphère Sud est le Southern Annular Mode (SAM), dont la tendance à l'augmentation a été associée au réchauffement de la Péninsule Antarctique et au refroidissement du reste du continent [23]. Nous allons rapidement regarder sa définition, les causes de son évolution et ses effets.

5.2.1 Définition

Il existe plusieurs définitions du SAM [22] [15] [3], mais celle que nous utiliserons est la suivante : la différence de pression au niveau de la mer moyennée normalisée entre 40° S et 65° S. Le schéma résultant est quasi-annulaire avec une large anomalie de basse pression centrée sur le Pôle Sud géographique et une couronne d'anomalies de hautes pressions à moyennes latitudes (Fig. 5.2) ce qui, par géostrophie, donne des structures de vent zonal.

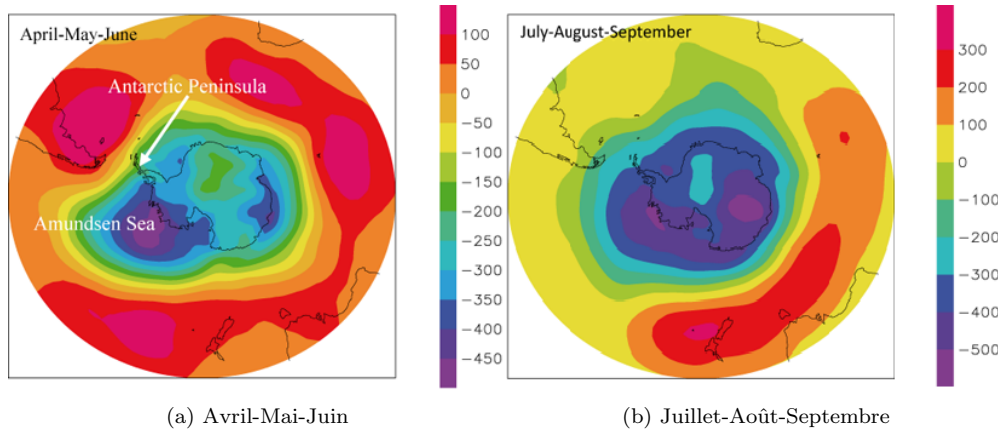


FIGURE 5.2 – SAM index en Pa pour la période 1980-1999, réf UCL

5.2.2 Tendance et variabilité

On ne connaît pas grand chose aux variations de SAM avant 1957, par conséquent on peut difficilement séparer les causes naturelles des causes anthropiques de l'évolution de SAM. Néanmoins, on constate que depuis la fin des années 1960, SAM augmente constamment vers le positif, ce qui signifie que la pression baisse sur l'Antarctique et augmente aux moyennes latitudes.

De nombreuses études et modélisations [10] [20] [11] expliquent cette tendance par la destruction de l'ozone stratosphérique et l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre, même si les variations de l'activité solaire ou volcanique, ainsi que d'autres mécanismes climatiques (comme l'ENSO) peuvent avoir une influence [9].

Mais le Southern Annular Mode possède également des modes de variabilité à plus haute fréquence : intra-saisonnière, annuelle, interannuelle,... C'est la variabilité à ces échelles de temps que nous étudierons dans le cadre de ce stage, puisque nos données exploitables ne couvrent que les années les plus récentes.

5.2.3 Effets sur le climat

Un fort indice SAM provoque une sécheresse anormale sur la partie méridionale de l'Amérique du Sud, en Nouvelle-Zélande et sur la Tasmanie, et des précipitations en Australie et Afrique du Sud. Les différences de pressions provoquent par géotrophie une importante anomalie des vents sur une large bande autour de 55°S , avec de forts vents d'Ouest quand SAM est élevé, ce qui augmente l'isolement du continent Antarctique. L'échange de chaleur entre les tropiques et les pôles est alors moindre, et l'Antarctique et ses eaux environnantes refroidissent tandis que l'extension de la banquise augmente. De plus, sur l'océan, les forts vents d'Ouest provoquent de forts courants vers l'Est, tandis qu'un plus fort transport d'Ekman (déplacement horizontal des eaux de surface dû à l'action du vent) renforce la divergence de courants de surface à 60°S . Le résultat est alors un fort upwelling (remontée d'eau) à cet endroit.

D'après les modèles, la tendance à une augmentation de l'indice SAM engendre une accélération du Courant Circumpolaire Antarctique. Cette accélération générerait une instabilité barocline, provoquant des tourbillons qui freineraient l'ACC au delà d'un certain stade (phénomène d'eddy saturation [24]). Mais cette problématique de l'accélération de l'ACC est encore un thème de recherche.

Deuxième partie

Codons !

Chapitre 6

Calcul des MLDs

Avant de pouvoir dégager une quelconque tendance spatiale ou temporelle, la première étape du projet a consisté à calculer les profondeurs de couche de mélange de chaque profil de température ou salinité mis à notre disposition. Après plusieurs tris successifs, les données étaient prêtes à être utilisées par différents algorithmes qui calculaient alors la profondeur de couche de mélange de différentes façons que nous allons exposer dans cette partie.

6.1 Le -long- tri des données

Nous avons à notre disposition des données de température et salinité mensuelles datant de janvier 1950 à février 2011. On remarque très vite la contribution du programme ARGO : le nombre de profils disponibles bondit en effet après 2000 et reste important quelle que soit la saison (voir table 6.1)

année	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2005	2010
janvier	2581	5426	6980	8286	9919	9577	15594	19421
avril	3587	7410	10494	10349	13904	8937	16031	21448
juillet	5313	7940	10931	11068	12301	9985	19722	22647
octobre	3878	6003	11727	10409	14244	10910	22743	21773

TABLE 6.1 – Evolution temporelle du nombre de profils disponibles en janvier, avril, juillet et octobre entre 1950 et 2010

Ces données, importées depuis le site du Hadley MetOffice Center, étaient fournies telles quelles, avec des valeurs erronées ou manquantes. Il fallait donc les trier pour pouvoir les utiliser.

6.1.1 Tri grâce au code de qualité

Les profils étaient fournis au format netcdf. Parmi les paramètres de ces fichiers figuraient des indications de la qualité des profils. Ces indications étaient de deux natures :

- elles pouvaient concerner l'intégralité du profil comme c'était le cas du premier paramètre testé, `PROFILES_QC`. Ce paramètre peut prendre 16 valeurs différentes, indiquées sur le site du MetOffice, et qui renseignent sur les problèmes de ce profil (mauvaise salinité, température mal mesurée,...). Pour notre part, nous n'avons gardé que ceux tels que `PROFILES_QC=0`, ce qui voulait normalement dire qu'ils étaient fiables.
- ces indications peuvent également renseigner sur la qualité du profil à un niveau de profondeur donné. En effet, un profil peut contenir certaines valeurs erronées (température aberrante à une profondeur, profondeur elle-même fausse,...) mais d'autres valeurs correctes. Cela se traduisait par trois valeurs pour `PSAL_CORRECTED_QC` : 0 si la mesure manque, 1 si elle est juste, et 4 si elle est fausse. Nous avons alors imposé une valeur de 99999 (valeur par défaut quand la mesure est manquante) aux niveaux de qualité 4 afin que par la suite nos calculs ne prennent pas en compte ces niveaux.

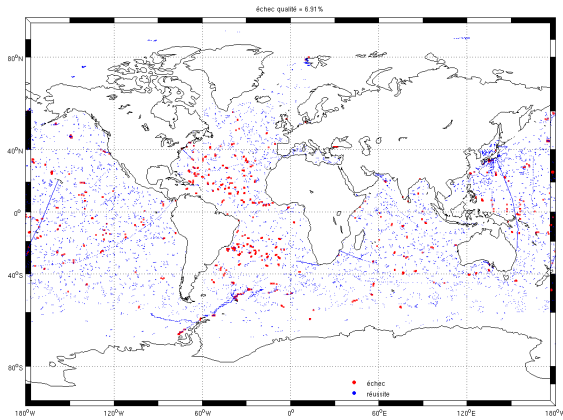
Ce qui nous a étonnés, c'est qu'il aurait semblé logique qu'un profil considéré comme bon dans son intégralité ait été bon pour chacun de ses niveaux. Or ce n'était pas le cas, et c'est la raison pour laquelle nous avons dû faire ces deux tests de qualité successivement. Nous verrons d'ailleurs par la suite que nous avons rencontré d'autres problèmes liés à la qualité des profils lors du calcul de MLD.

6.1.2 Tri de présence

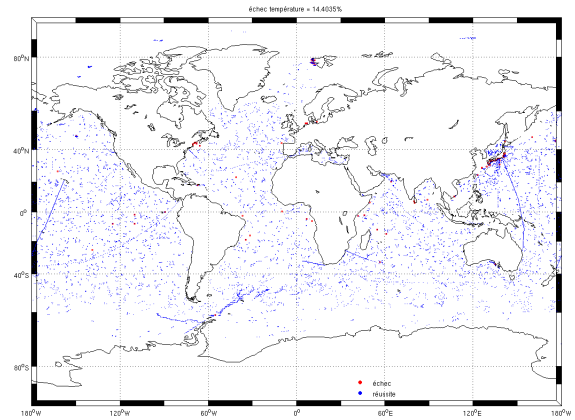
Un autre problème auquel nous avons été confrontés fut que les données provenaient de sources diverses et non juste de mesures océanographiques. Ainsi, comme nous l'avons évoqué dans le préambule, les bateaux qui mesurent la température ne mesurent pas forcément la salinité. De même, il peut y avoir des ratés dans la mesure de température tandis que la salinité sera exploitable. Nous avons donc séparé l'échantillon en trois catégories :

- celle des profils ne contenant que des informations de température, la plus vaste
- celle des profils ne contenant que des informations de salinité
- celle des profils contenant salinité et température. C'est cette catégorie que l'on utilisera plus tard pour calculer la densité.

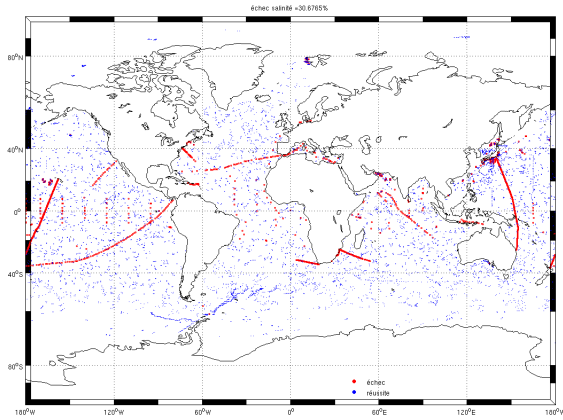
Ci-après, figure 6.1, un exemple de ces tris en janvier 2010 : de l'échantillon originel à celui ne contenant que salinité et température de qualité



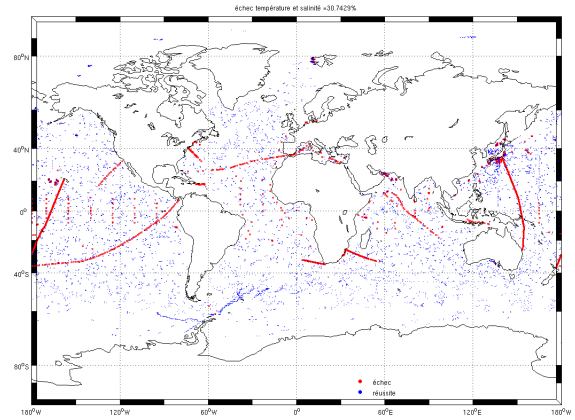
(a) tri de qualité



(b) profils de température



(c) profils de salinité



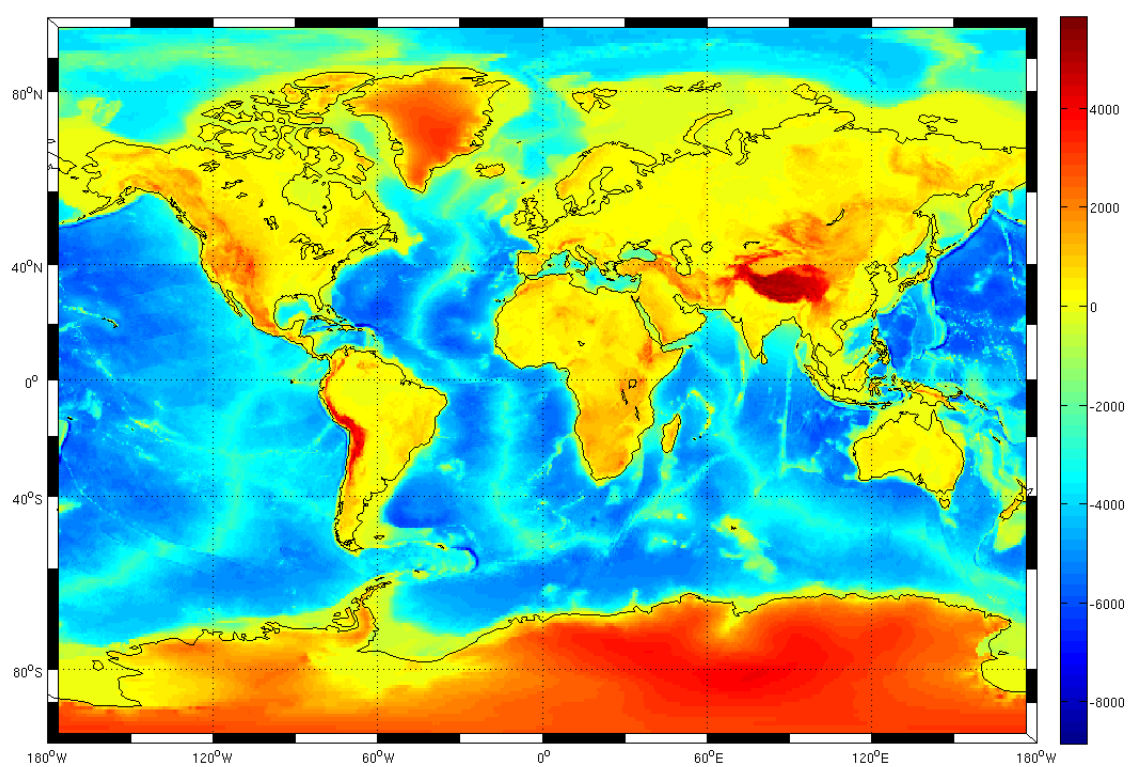
(d) température et salinité

FIGURE 6.1 – les différentes étapes du tri pour janvier 2010 avec : en bleu les profils ayant passé avec succès le test de qualité, et en rouge ceux qui ont été éliminés

6.1.3 Tri en fonction de la topographie

Nous souhaitons également éliminer les profils dont le fond était à moins de 500m en dessous du niveau de la mer : ceux-ci étaient considérés comme des profils côtiers, dont la profondeur de couche de mélange n'est ni fiable ni représentative du comportement de l'océan, étant trop influencée par la terre toute proche.

Nous disposons pour cela des données de topographie mondiale haute résolution (2'), issues de mesures satellitaires et de sondes infrarouges, acoustiques,... (figure 6.2).

FIGURE 6.2 – topographie mondiale, échelle $0.5^\circ \times 0.5^\circ$

Néanmoins, les mesures de topographie n'ayant en général pas été effectuées aux mêmes positions que les mesures de température et salinité, il fallait effectuer une interpolation bilinéaire pour obtenir la topographie de notre profil. Ceci n'était pas une opération compliquée, mais à cause de la grande précision des mesures de topographie (5000x10000 points) et du nombre important de profils pour certaines années (plus de 10000 par mois pour les années les plus récentes), l'interpolation pouvait être lourde et longue. Pour réduire le temps de calcul, nous avons donc séparé le monde en quatre cadrans Nord-Est, Nord-Ouest, Sud-Ouest et Sud-Est (les fichiers de topographie étant moins gros, ils se chargeaient plus facilement).

6.2 Les différentes méthodes de calcul

La couche de mélange est définie comme la partie de l'océan, proche de la surface, dans laquelle les paramètres comme la température, la salinité ou la densité sont plutôt homogènes. A partir de cette simple définition, on peut calculer la profondeur de couche de mélange (MLD) de différentes manières. Pour notre part, nous avons testé trois méthodes :

- la méthode dite du seuil
- la méthode du gradient
- la méthode de Holte, décrite dans Holte et al 2010 [17], qui calcule les MLDs des deux précédentes méthodes ainsi que d'autres (MLD saisonnières, intersection entre la thermocline et la couche homogène, profondeur présentant des anomalies de température,...), puis choisit la plus pertinente

Pour pouvoir les comparer entre elles, nous les avons appliquées aux profils contenant des informations à la fois de salinité et température, la méthode de Holte ayant besoin de ces deux informations.

6.2.1 Calcul des températures et densités potentielles : la toolbox seawater de Matlab

L'un des paramètres couramment utilisés pour déterminer la MLD est la densité. Celle-ci dépend de manière non linéaire de la température et de la salinité. Des formules existent pour la calculer, mais il existe une méthode beaucoup plus simple et rapide : les fonctions de la toolbox seawater de Matlab. À partir des informations de latitude et de profondeur, elle calcule la pression. Puis d'autres fonctions prennent le relais pour déterminer la densité, la densité potentielle et la température potentielle (voir Préambule, chapitre 3 pour les définitions).

On obtenait alors les courbes suivantes (figure 6.3), qui permettaient de retrouver la relation linéaire entre l'écart entre ces deux paramètres et la profondeur.

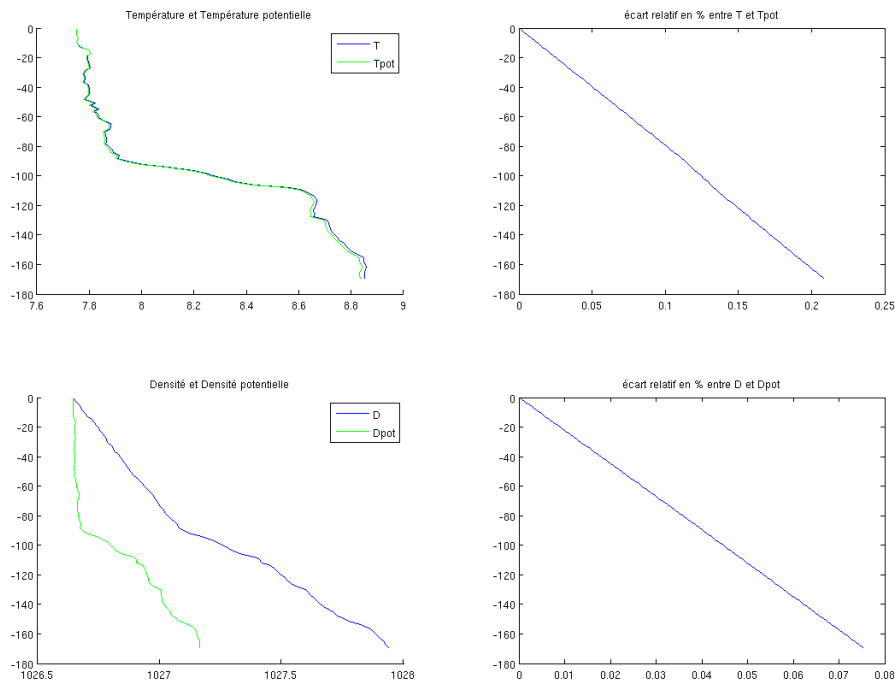


FIGURE 6.3 – données in situ et potentielles, écart avec la profondeur

On remarque qu'il n'y a pas de grande différence entre la température in situ et la température potentielle dans les gammes de profondeurs qui nous concernent. En effet, les effets de la pression sur la température deviennent non négligeables à plus de 1000m de profondeur, tandis que nous étudions des phénomènes ayant lieu dans les premières centaines de mètres. On peut donc pour la suite utiliser indifféremment la température in situ ou la température potentielle.

L'effet de la pression est en revanche plus visible sur la densité. Ainsi, la densité potentielle est quasi-constante dans la couche de mélange tandis que la densité in situ y croît continuellement. Il est donc essentiel pour détecter la bonne profondeur de couche de mélange d'utiliser la densité potentielle.

6.2.2 Méthode du seuil

La première méthode que nous avons mise en place est ce que nous appellerons "la méthode du seuil". Elle consiste, pour un paramètre donné (température, salinité ou densité), à découvrir la profondeur à laquelle le paramètre dépasse d'une valeur de seuil donnée sa valeur à un niveau de référence, ce qui signifie que nous entrons dans la thermocline. Il fallait alors effectuer plusieurs choix :

- le niveau de référence Z0 : les premiers mètres sous la surface de l'océan sont très réactifs face aux conditions climatiques, si le soleil tape ou qu'au contraire le vent souffle, la température de surface augmentera (respectivement diminuera) rapidement. Il fallait donc s'affranchir de cette composante, c'est pourquoi le niveau de référence est en général pris à 10 mètres sous la surface. Pour notre part, n'ayant pas toujours de données à ce niveau voire plus proche de la surface, nous ne pouvions ni prendre exactement 10m, ni non plus effectuer d'interpolation pour arriver à exactement 10m. C'est pourquoi nous avons choisi comme référence la valeur du paramètre à la première profondeur supérieure ou égale à 10m que nous avions dans nos profils.
- le seuil : après une recherche bibliographique non exhaustive, nous avons déterminé plusieurs valeurs de seuil possibles et déjà testées [6] [25] [26] . Nous avons alors choisi celles qui étaient renseignées à la fois pour T, S et D, et qui de plus avaient donné des résultats fiables et reconnus, à savoir celles de De Boyer Montegut et al, 2004 [4]

température	salinité	densité
0,2C	0,03psu	0,035kg.m ⁻³

TABLE 6.2 – valeurs utilisées pour notre méthode du seuil

- la recherche de la MLD : les codes sont disponibles en annexe A page 112. Elle se fait en six étapes :
 - 1) on refait un tri des profils pour ne garder que les valeurs fiables : suppression des profondeurs en double, aberrantes, des profils n'ayant qu'une seule profondeur,...
 - 2) on détecte la profondeur à laquelle le paramètre dépasse pour la première fois la valeur qu'il avait à la profondeur Z0 de +/- le seuil
 - 3) on retient la valeur du paramètre à la profondeur précédente
 - 4) on effectue une interpolation polynomiale entre ces deux profondeurs pour ces deux paramètres avec un pas de 0.5m
 - 5) on recherche alors la première valeur interpolée du paramètre qui dépasse la valeur en Z0 de +/- le seuil : c'est la MLD
 - 6) on calcule alors la valeur moyenne du paramètre dans la couche de mélange, la précision verticale (valeur avant MLD - valeur après MLD)/2

6.2.3 Méthode du gradient

Cette méthode reprend exactement le même algorithme que la méthode du seuil. Les seules différences sont :

- le paramètre : on travaille cette fois avec un gradient vertical, et non plus la température ou la densité telles quelles. On calcule donc $\text{diff}(T_{\text{pot}})/\text{diff}(P)$ et $\text{diff}(D_{\text{pot}})/\text{diff}(P)$, avec P calculée par la toolbox seawater
- la valeur du seuil : issue de l'article de Holte et al, 2010 [17] (voir également Dong et al, 2008 [6])

On cherche alors, avec la même technique d'interpolation et les mêmes tris préalables, la profondeur à laquelle la dérivée de notre paramètre dépasse le seuil.

température	densité
$0,005 C.dbar^{-1}$	$0,0005 kg.m^{-3}.dbar^{-1}$

TABLE 6.3 – Valeurs utilisées pour la méthode du gradient

6.2.4 Incertitude sur l'estimation de la MLD

Nous avons choisi d'indiquer la précision de nos calculs à l'aide d'un paramètre d'erreur censé représenter la stratification de notre profil. Cette erreur est très importante pour l'analyse objective dont nous parlerons dans la partie suivante.

Le calcul de cette erreur s'effectuait très simplement :

- on relance le calcul de la profondeur de couche de mélange (MLD) avec une valeur de seuil valant 90% du seuil précédent : on obtient MLD1
- même chose avec un seuil de 110% le seuil original : cela donne MLD2
- l'erreur est alors la différence MLD1 - MLD2

Dans le cas d'un profil très stratifié, cette erreur est proche de zéro : on passe brutalement de la couche de mélange à la thermocline sans aucun doute possible (figure 6.5).

Néanmoins, en fonction de la saison et de la zone étudiées, on peut obtenir des erreurs valant plusieurs centaines de mètres : un coup de vent, un fort ensoleillement, des précipitations peuvent en effet affecter les premiers mètres de l'océan et apporter une incertitude quant à la MLD dans le cas d'un profil plutôt homogène à l'origine.

6.2.5 La nouvelle méthode de Holte

Les deux méthodes que nous avons précédemment utilisées l'ont été de nombreuses fois et sont reconnues comme fiables [6] [21] [34]. Chacune a ses avantages et inconvénients (dont nous parlerons dans la partie 6.3.2 page 41), et grâce à elles nous avons obtenu un bon aperçu des valeurs que nous devons obtenir. Nous avons alors décidé de tester une méthode qui n'a été développée que récemment et publiée dans Holte et al, 2010 [17]. Nous l'appellerons sans surprise "méthode de Holte".

En résumé, celle-ci consiste en le calcul de toutes les MLDs possibles pour un profil donné (seuil, gradient, intersection avec la thermocline, donnée saisonnière,...), puis en le choix de LA valeur du profil grâce à l'un des algorithmes de la figure 6.4. Comme vous pouvez le constater, ces algorithmes sont assez obscurs. Nous les avons donc utilisés tels quels sans chercher à en comprendre les moindres détails.

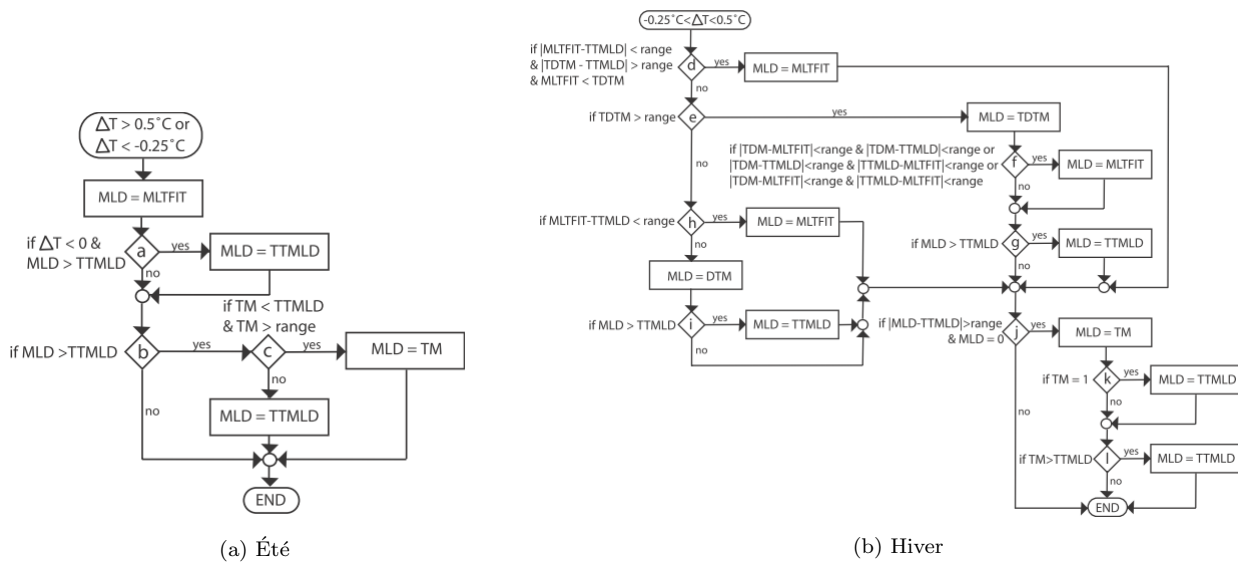


FIGURE 6.4 – algorithmes de température en fonction de la saison pour la méthode de Holte

Cette méthode n'avait été mise en place que pour le Pacifique Sud-Est sur une période très réduite (octobre 2007 - octobre 2008), et nous souhaitions donc l'appliquer à une base de profils plus large. De plus, à sa parution, elle avait surpris les spécialistes car ses résultats étaient jusqu'à 200m plus proches de la surface que les résultats obtenus avec les méthodes classiques.

Un avantage majeur est que les codes que Holte a créés pour son article sont disponibles gratuitement sur internet afin d'être réutilisés et testés par ses lecteurs. Nous n'avons donc eu que quelques légères adaptations à faire (toujours un peu de tri de qualité) pour pouvoir les utiliser. Le seul inconvénient réside dans le fait qu'il calcule TOUTES les MLDs en même temps. Il faut donc lui donner en entrée des données de température, salinité et densité de même taille, ce qui réduit considérablement la taille de l'échantillon (on ne peut prendre que les profils ayant à la fois des informations de température et salinité).

6.3 Comparaison des résultats

Avant de poursuivre notre étude, nous devons choisir le paramètre et la méthode qui nous serviront de référence. Les calculs à venir sont en effet assez lourds à faire tourner, et faute de temps (mais également pour plus de clarté) nous ne pourrions faire tourner que les meilleurs résultats obtenus jusqu'à présent.

6.3.1 Entre les paramètres choisis

Comme nous l'avons déjà expliqué dans la partie 6.2.1, on peut indifféremment utiliser la température et la température potentielle, tandis qu'on doit faire l'étude et les calculs sur la densité potentielle (et non la densité in situ). Afin néanmoins de réaliser les comparaisons de cette partie sur des échantillons de même dimension, nous ne regarderons que les paramètres potentiels, même si pour simplifier la lecture nous ne parlerons par abus de langage que de "la température" (sous-entendu potentielle) et "la densité" (idem).

Ceci étant dit, regardons sur la figure 6.5 les différences entre les trois paramètres T, S et D.

Sur cet exemple, on constate que dans le cas d'un profil très stratifié, les trois paramètres retournent la même valeur de MLD avec une erreur nulle. Dans le cas d'un profil peu stratifié en revanche, les valeurs diffèrent d'un paramètre à l'autre, avec en général une erreur faible à très faible pour la densité, faible pour la température, et plus importante pour la salinité. Ce schéma s'est retrouvé sur la plupart des profils, nous avons donc choisi d'éliminer la salinité et de comparer température et densité, ce qui a donné la figure 6.6

Cet écart est faible, très souvent nul. On remarque néanmoins les schémas suivants :

- dans l'Atlantique Nord septentrional, $D < T$ (points bleus). Comme nous sommes en plein hiver, les profils sont très peu stratifiés, la détection de la profondeur de couche de mélange est plus sensible au choix du seuil.
- dans la zone intertropicale, $D > T$ (points rouges), eau chaude et salée en surface
- peu de données dans l'Austral malgré l'été. On remarque néanmoins une bande bleu clair : en été (austral), de l'eau douce issue de la fonte de la glace vient "perturber" les profils de densité

6.3.2 Entre les méthodes du seuil et du gradient

Comparons dans un premier temps les résultats obtenus pour la méthode du seuil et ceux de la méthode du gradient.

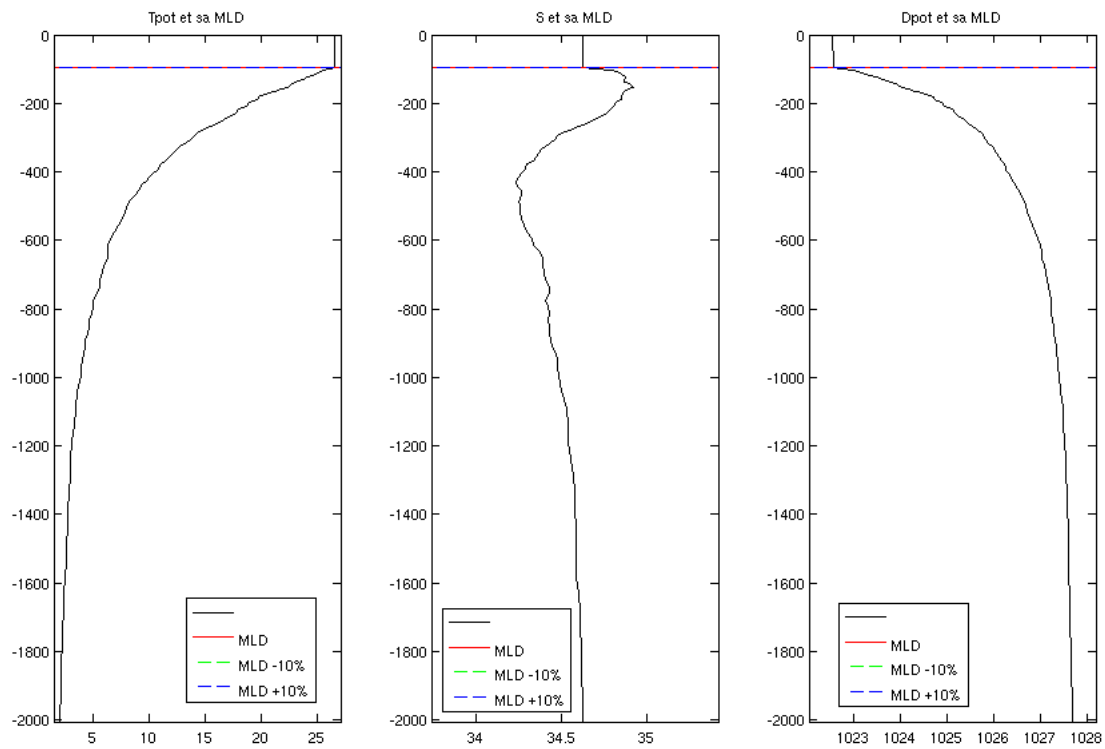
La figure 6.7 est tout à fait représentative des résultats que nous avons obtenus pour l'ensemble des profils. Comme on l'a déjà dit dans la partie précédente, la salinité a un comportement différent de la température et la densité et nous avons arrêté de l'utiliser. Il n'est donc pas étonnant de constater cette fois encore que la salinité a une tendance inversée comparée à la température et la densité : ceci est dû au fait qu'il n'existe pas de seuil robuste en salinité (ceux-ci dépendent de la région du monde et de la saison que l'on étudie) contrairement à la densité ou la température.

Pour ces deux paramètres-ci, on a en général une profondeur de couche de mélange plus faible avec la méthode du gradient qu'avec la méthode du seuil. La raison à cela est que la méthode du gradient est beaucoup plus sensible que la méthode du seuil, et que de plus ses seuils ont été moins utilisés, donc moins testés et vérifiés, que ceux imposés à la méthode du seuil. C'est pourquoi nous avons préféré nous fier à la méthode du seuil plutôt qu'à celle du gradient.

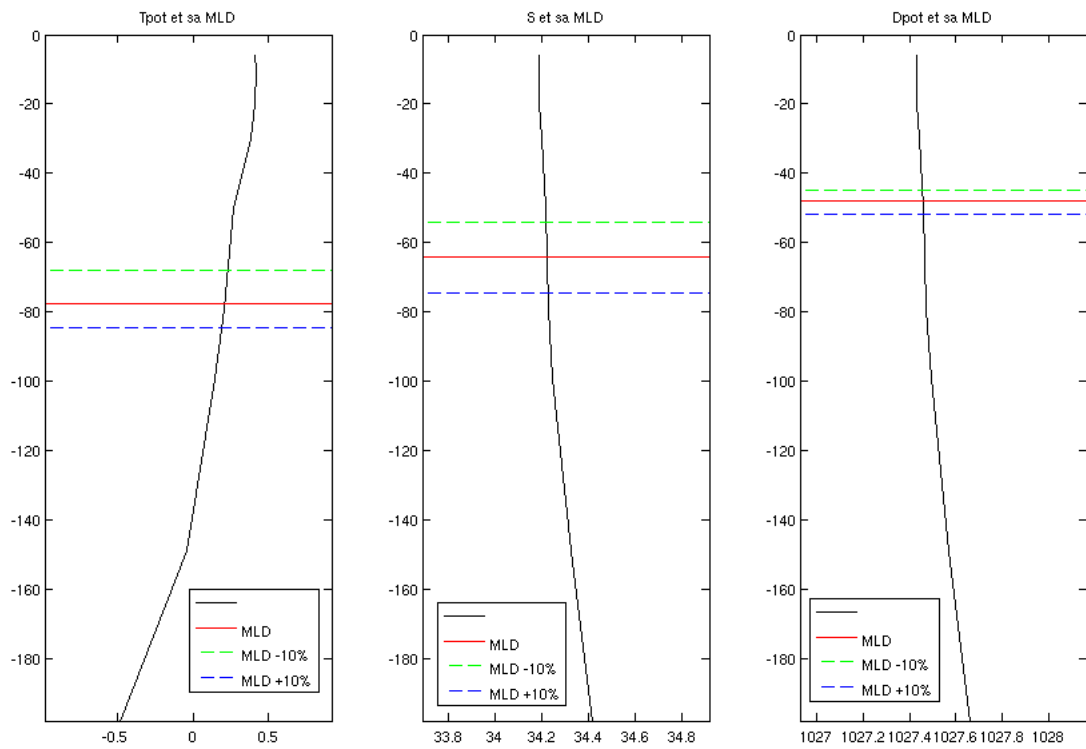
6.3.3 Comparaison entre la méthode du seuil et la méthode de Holte

Pour pouvoir comparer plus facilement les méthodes du seuil et de Holte, nous avons calculé la moyenne zonale de la profondeur de couche de mélange obtenue par la méthode du seuil en température et en densité et par la méthode de Holte, également en température et densité. Il s'agit pour chaque latitude de la moyenne des résultats sur l'ensemble des longitudes. La figure 6.8 illustre cette comparaison dans l'Océan Austral (entre 30°S et 70°S).

On constate effectivement qu'à l'exception des environs de 65°S en novembre, la méthode de Holte donne toujours des résultats inférieurs (donc plus proches de la surface) à ceux de la méthode du seuil. Cet écart est



(a) Pacifique indonésien : profil stratifié



(b) Péninsule Antarctique : profil homogène

FIGURE 6.5 – Deux profils de janvier 2010 : comparaison de T, S et D et visualisation de l'erreur

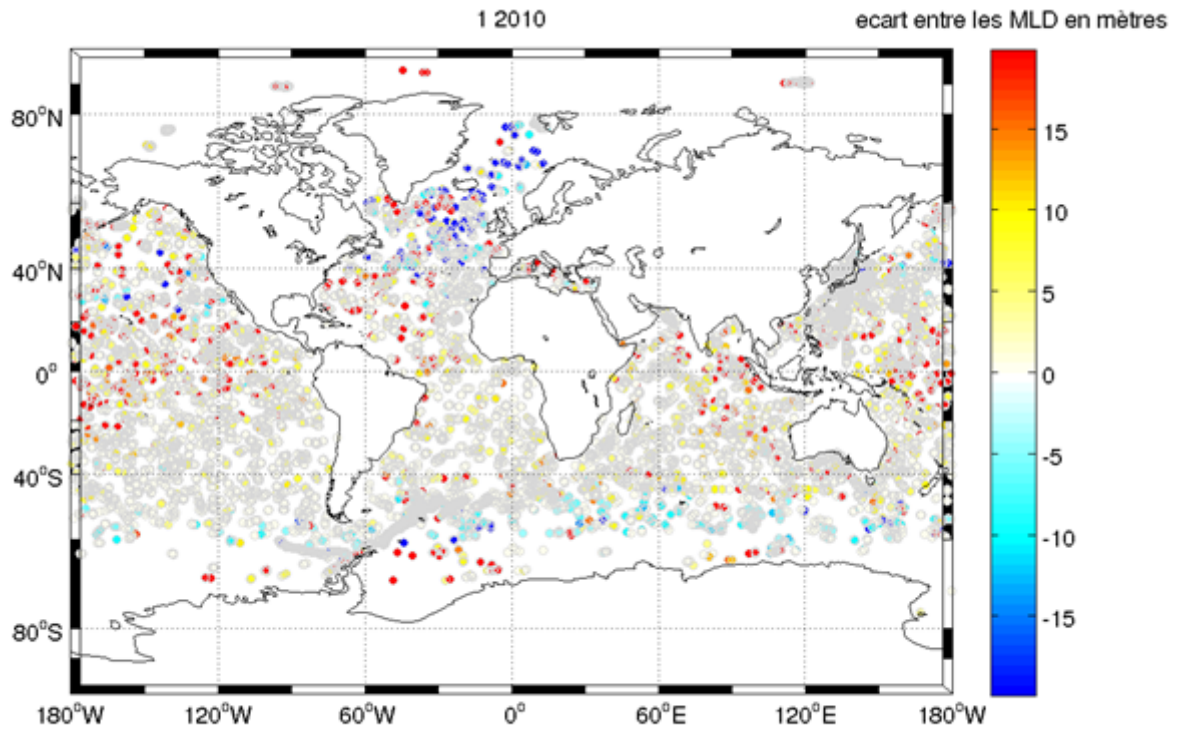


FIGURE 6.6 – Différence entre les MLDs obtenues par la méthode du seuil pour janvier 2010, entre la densité et la température : le bleu (resp. rouge) signifie que la MLD en densité est plus (resp. moins) profonde que celle en température

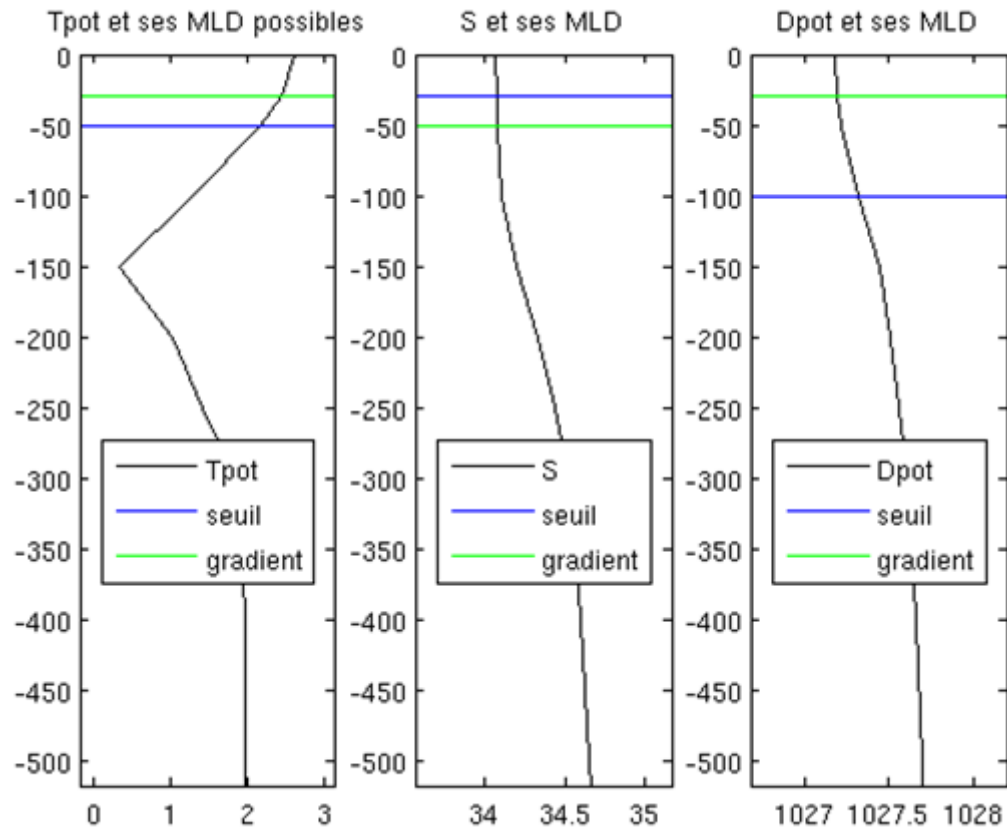


FIGURE 6.7 – Écarts entre les MLDs obtenues par la méthode du seuil et la méthode du gradient pour mars 1988 dans l'Atlantique Austral

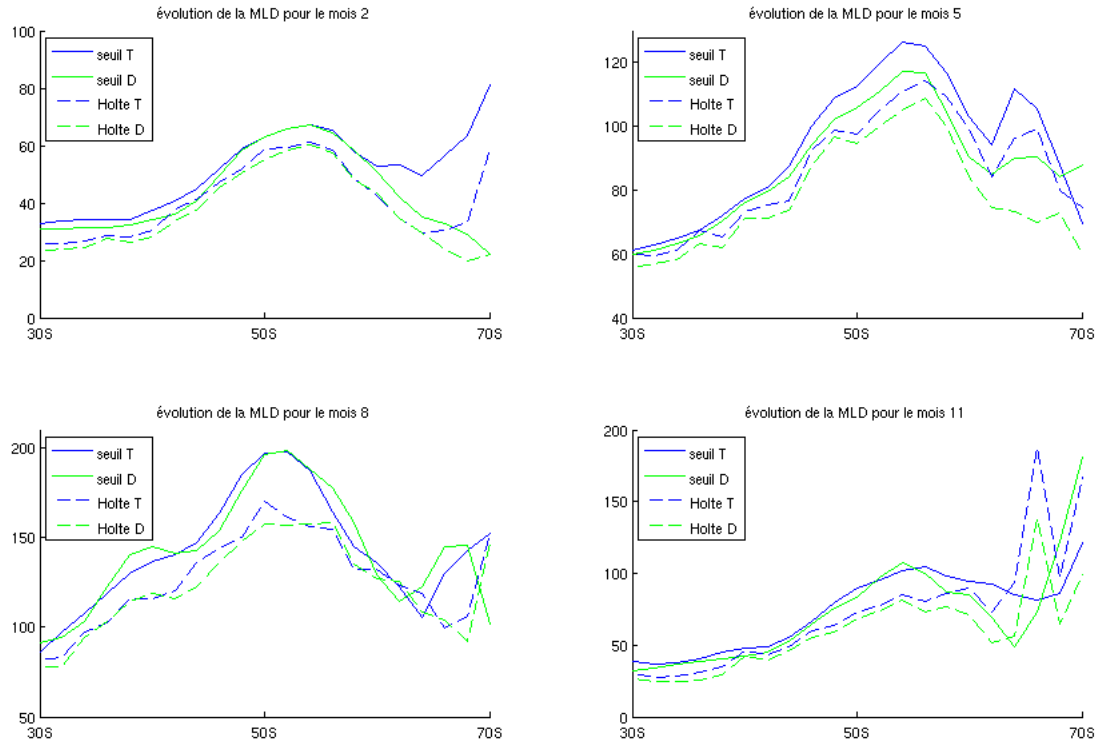


FIGURE 6.8 – Moyennes zonales des MLDs en février, mai, août et novembre entre 30°S et 70°S : comparaison des méthodes du seuil et de Holte

encore plus prononcé en hiver austral (mai et août) qu'en été. Dans les deux cas, on remarque que dans la zone de 50°S la couche de mélange s'approfondit en hiver pour atteindre un maximum en août.

Nous avons retrouvé ces résultats en traçant pour chaque mois typique (ceci est expliqué dans la partie suivante) les résultats de la méthode de Holte et ceux de la méthode du seuil, pour la densité potentielle. C'est ce que montre la figure 6.9. On y voit également que comme dans l'hémisphère sud, la couche de mélange dans l'Atlantique Nord s'approfondit en hiver (février).

On retrouve les schémas typiques de la circulation océanique mentionnés dans le préambule, comme l'approfondissement vers l'Est de la MLD dans l'Océan Austral en hiver austral. Mais effectivement, dans l'ensemble les résultats obtenus avec la méthode de Holte sont moins profonds que ceux de la méthode du seuil (de l'ordre de 50m en hiver austral).

6.4 Conclusion sur les méthodes

Concernant le choix du paramètre à utiliser, cela dépend de ce que l'on souhaite :

- la température in situ (et non pas la température potentielle) sera choisie si l'on souhaite utiliser de grands échantillons, dont les résultats seront normalement plus fiables
- la densité est à utiliser si on veut travailler avec des échantillons de taille plus réduite mais de meilleure qualité, avec emploi de la toolbox seawater par exemple qui de toute façon nous oblige à avoir un petit échantillon de profils ayant la fois de la température et de la salinité.

Pour notre part, nous prendrons la densité. Ce choix n'est pas vital, les codes étant faits pour passer facilement d'un paramètre à l'autre et les informations lourdes à calculer ayant été sauvées.

Le choix de la méthode est assez rapide à effectuer.

- la méthode du seuil est en général satisfaisante, peut s'appliquer à n'importe quel paramètre, et a été largement expérimentée jusqu'à présent. On peut donc facilement trouver des résultats à comparer avec les nôtres.
- la méthode du gradient est très (trop?) sensible au choix des paramètres et manque donc de robustesse.

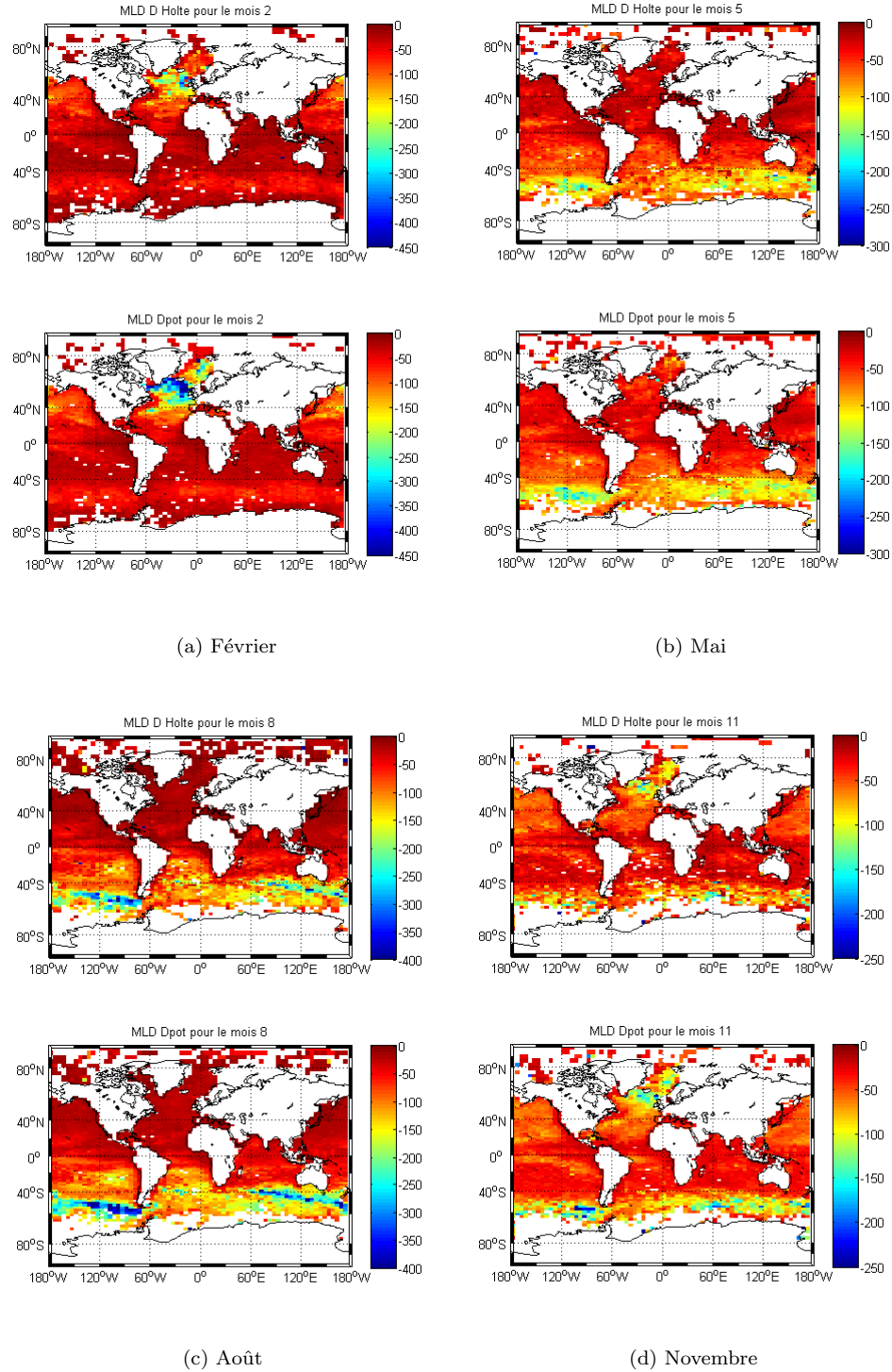


FIGURE 6.9 – Comparaison entre la méthode de Holte (en haut) et la méthode du seuil (en bas) pour la densité potentielle

- la méthode de Holte s'applique non seulement à un échantillon plus réduit, mais en plus a retourné un nombre non négligeable "d'absence de résultat". En effet, si certains critères ne sont pas satisfaits par le profil, et si l'algorithme ne peut pas calculer tout ce dont il a besoin, on retourne un NaN. Le nettoyage était tel que pour l'année 1957, il ne restait même aucun résultat à exploiter.

Pour la suite de l'étude, nous utiliserons donc les résultats de MLD obtenus par la méthode du seuil, pour la densité essentiellement et parfois la température.

Chapitre 7

Mapping, Analyse Objective et création de climatologies

Grâce à la partie précédente, nous avons des données de MLD, de température, de salinité,..., sur l'ensemble du globe. Mais ces données ne sont pas réparties uniformément, et tandis que l'Océan Austral ne dispose que de quelques valeurs éparses, l'Atlantique croule sous des résultats parfois contradictoires.

Nous allons donc maintenant tâcher d'obtenir une représentation optimale des champs dont on a des mesures réparties de manières non uniformes et entachées d'incertitudes. Nous procéderons en deux étapes :

- réduction des données : répartition sur une grille régulière, calcul de la valeur représentative de la zone et erreur associée
- analyse objective en chaque point de la grille régulière

7.1 Mapping

La première étape a consisté à répartir les MLDs précédemment calculées dans des "boîtes" de latitude et longitude fixées, et de choisir pour chaque boîte la valeur de MLD représentative de la zone.

7.1.1 Qu'est-ce qu'une climatologie ?

Même si nous continuerons à appliquer ces méthodes dans la suite de l'étude, à l'origine nous avons appliqué le mapping et l'analyse objective à la production de climatologies.

Une climatologie, c'est une représentation d'un mois typique que l'on obtient à partir des informations de ce mois pour toutes les années étudiées. Par exemple, pour obtenir la climatologie de janvier, on utilise toutes les valeurs disponibles en janvier de 1950 à 2010.

Par la suite, on ôtera ces climatologies de nos signaux mensuels pour en retirer la tendance interannuelle et obtenir des champs d'anomalies. Mais pour l'instant, il faut les mapper.

7.1.2 Taille des cases et distances en km équivalentes

Nous avons pris comme taille 2° en latitude et 5° en longitude, ce qui correspond à une distance de 222km en latitude et une distance en longitude qui dépend de la latitude (table 7.1).

latitude	80°	60°	40°	20°	0°
distance en longitude	97km	277km	426km	522km	556km

TABLE 7.1 – Distance équivalente à 5° en longitude en fonction de la latitude

La grille ainsi obtenue est visible sur la figure 7.1. Elle contient 90 points en latitude et 72 en longitude, ce qui donne des résultats précis sans être trop lourd à calculer.

7.1.3 Médiane arrangée par le paramètre d'erreur

Maintenant, il faut définir LA valeur de MLD représentative de la zone définie par chaque boîte $5^\circ \times 2^\circ$. Pour cela, il suffisait de procéder en quatre étapes :

- pour chaque boîte, on charge les valeurs de MLD du mois considéré sur l'ensemble des années et les erreurs associées
- on se débarrasse des NaN (valeurs de MLD qui n'ont pas pu être calculées précédemment)
- on détecte ensuite les erreurs inférieures à la médiane de l'ensemble des erreurs additionnée d'une fois leur écart type
- on prend enfin la médiane des MLDs satisfaisant cette condition sur les erreurs : ainsi on ne considère pas les valeurs anormalement élevées.

Le seul problème était qu'il nous fallait avoir confiance en nos estimations de l'erreur. Ainsi, nous avons découvert des valeurs aberrantes pourtant associées à des erreurs faibles :

- pour les cases ne contenant qu'une seule valeur de MLD, l'erreur satisfaisait évidemment la condition. Pourtant, cette valeur pouvait être erronée.
- les cases contenant deux résultats n'étaient pas plus fiables, la somme de la médiane et de l'écart type des erreurs étant toujours supérieure à la plus grande des erreurs.

Par conséquent, nous avons choisi de ne considérer que les cases contenant au moins trois profils, où les valeurs aberrantes étaient écartées grâce au critère sur les erreurs.

7.1.4 Deux nouvelles erreurs : ε_1 et ε_2

En même temps que l'on calculait la valeur du paramètre dans la boîte, on a créé deux nouvelles erreurs représentatives du précédent ensemble des valeurs associées à cette boîte :

- ε_1 décrit la dispersion des erreurs de la boîte :

$$\varepsilon_1 = \frac{1}{N_{valeurs}} \sqrt{\sum erreur^2} \quad (7.1)$$

- ε_2 définit la dispersion des valeurs de MLDs présentes à l'origine dans cette boîte : c'est leur écart-type.

7.2 Théorie de l'analyse objective

7.2.1 Principe et but

L'analyse objective est un nom générique pour ce type de méthodes de détermination de champs. En météorologie et océanographie, elle passe par l'application du théorème de Gauss - Markov [13]. Il s'agit d'estimer un champ de vecteurs ou de scalaires à partir des données : le théorème détermine le meilleur estimateur linéaire non biaisé du champ interpolé comme étant l'estimateur des moindres carrés. On ne suppose pas que les erreurs possèdent une loi normale, ni qu'elles sont indépendantes (seulement non corrélées), ni qu'elles possèdent la même loi de probabilité. Néanmoins, la méthode se révélera plus puissante si le champ est plutôt uniforme, du moins s'il ne varie pas brutalement.

En pratique, l'analyse objective réalise une interpolation point par point du champ de données à partir des observations des points voisins, des covariances d'erreur et de la covariance du modèle (ce qui nécessite une connaissance a priori de la statistique du champ à étudier). Cela permet de combler un vide dans la série de données, mais aussi de lisser le champ afin de corriger les valeurs aberrantes.

7.2.2 Le théorème de Gauss-Markov

Les explications sont issues de l'article de Bretherton et al, 1976 [1]. Pour plus de simplicité, les étapes du calcul ne seront présentées que pour le cas d'un champ de scalaires.

Nous allons donc estimer la valeur θ_x d'une variable scalaire $\theta(x, y)$ en un point quelconque $x = (x, y)$ à partir des mesures φ_r réalisées en un nombre limité de points x_r , ($r = 1, \dots, N$).

On suppose que la valeur mesurée φ_r est la valeur réelle en ce point plus un bruit blanc (qui peut être une erreur locale d'échantillonnage ou une incertitude de mesure) :

$$\varphi_r = \theta(x_r) + \varepsilon_r, (r = 1, \dots, N) \quad (7.2)$$

où les erreurs ε_r sont décorréliées les unes par rapport aux autres et avec le champ θ (les erreurs de calibration ou les erreurs systématiques ne sont ainsi pas permises).

Alors d'après le théorème de Gauss-Markov, l'estimateur linéaire au sens des moindres carrés de $\theta(x, y)$ est :

$$\hat{\theta}_x = \sum_{r=1}^N C_{xr} \left(\sum_{s=1}^N A_{rs}^{-1} \varphi_s \right)' \quad (7.3)$$

où

$$A_{rs} = \overline{\varphi_r \varphi_s} \quad (7.4)$$

est la matrice de covariance des paires d'observations, et A^{-1} est la matrice inverse de A

$$C_{xr} = \overline{\theta_x \varphi_r} \quad (7.5)$$

est la covariance entre la quantité θ_x à estimer et la r^e mesure. Pour des positions données des points d'observation, les matrices A_{rs}^{-1} et C_{xr} sont constantes. Ainsi pour différentes réalisations du champ $\theta(x)$, l'estimateur $\hat{\theta}_x$ dépend linéairement des observations φ_s , ce qui fait de lui un estimateur linéaire.

On obtient également les statistiques d'erreur de cette estimation. La variance de l'erreur est ainsi :

$$(\theta_x - \hat{\theta}_x)^2 = C_{xx} - \sum_{r,s=1}^N C_{xr} C_{xs} A_{rs}^{-1} \quad (7.6)$$

où C_{xx} est une gaussienne, ce qui nécessite une connaissance a priori du champ (a-t-il une distribution gaussienne?) et de son rayon de corrélation.

Remarque : on peut donc écrire $A = C_{xx} + C_{nn}$ avec C_{nn} bruit blanc.

7.2.3 Les paramètres à régler

Pour pouvoir appliquer le théorème de Gauss-Markov dans notre cas, on restreint le champ θ à une zone autour du point considéré que l'on considère comme ayant une influence sur ce point. Nous appellerons cette zone "tabin", tableau des données fourni en entrée de la fonction. De la même manière, on définit "errin", erreurs associées à ces données, et "parin", leurs latitudes et longitudes.

Enfin, on règle deux paramètres :

- rayon d'influence : définit la taille de la zone considérée tabin. On va chercher des points jusqu'à la distance Rinf du point considéré. Il faut prendre une valeur réaliste pour ne pas surcharger inutilement le calcul et le ralentir
- rayon de corrélation : intervient directement comme un paramètre d'entrée de la fonction qui réalise l'analyse objective. C'est l'échelle de corrélation au point analysé, i.e largeur de la gaussienne intervenant dans le calcul des matrices de covariance. Si un point est distant de 3 RC du point analysé, son influence sera de 1%

7.3 Analyse objective et problèmes associés

Dans les zones plutôt dépeuplées en données, la méthode a montré quelques signes de faiblesse et a sorti des valeurs aberrantes (telles des profondeurs de couche de mélange supérieures à la surface de la mer). En jouant sur les différents paramètres qui interviennent dans l'analyse objective, nous avons tenté de les résoudre.

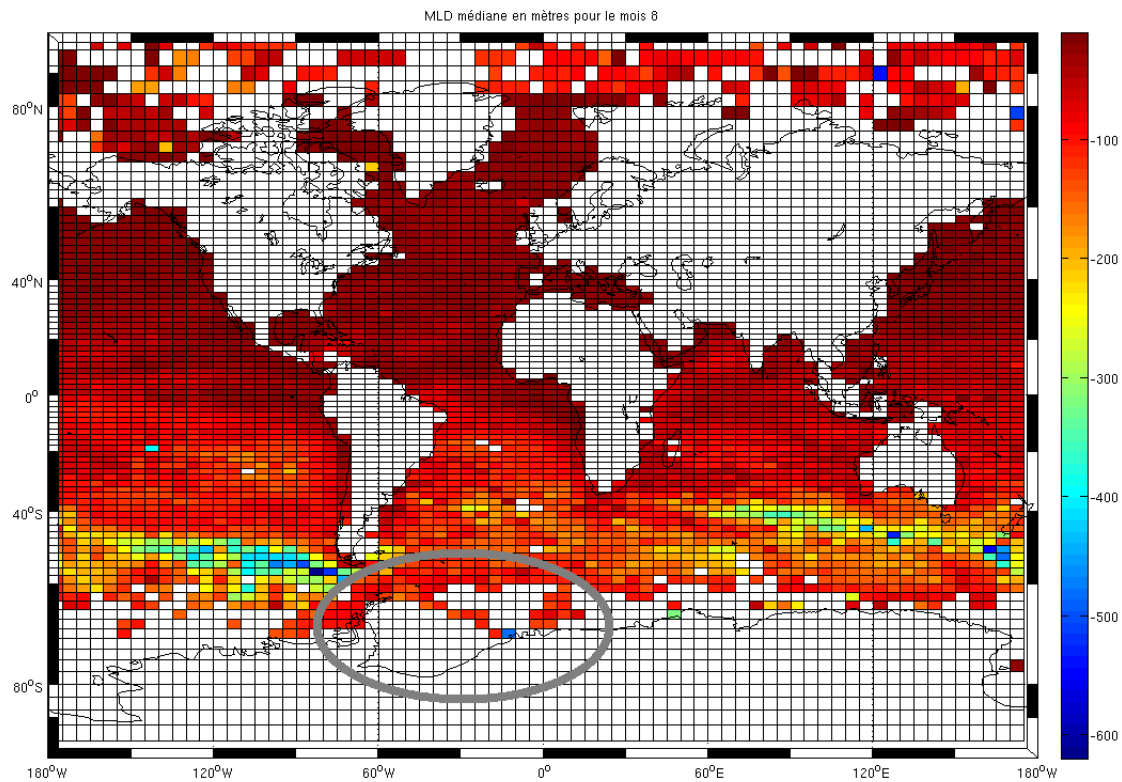
7.3.1 Influence du rayon de corrélation

L'exemple typique sur lequel nous baserons notre étude est celui de la mer de Weddell occidentale en août (cf figure 7.1).

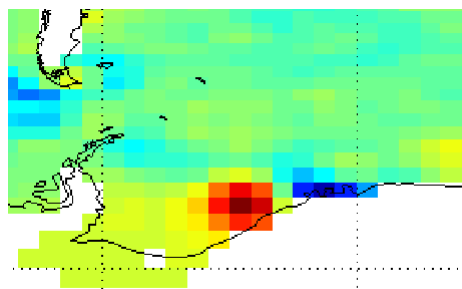
Nous avons modifié les valeurs du rayon de corrélation en latitude et en longitude sur cette zone et avons constaté les phénomènes suivants :

- augmenter le rayon de corrélation en longitude augmente fortement la valeur de l'aberration ainsi que la longueur en longitude de la zone aberrante
- augmenter le rayon de corrélation en latitude diminue la valeur de l'aberration ainsi que l'extension géographique du problème

De plus, aller chercher des informations plus loin en latitude est plus réaliste physiquement qu'en longitude : en augmentant la latitude, on reste dans le même bassin océanique, alors qu'avec la longitude on peut changer d'océan (passer de part et d'autre du canal de Panama par exemple), même s'il est vrai que les propriétés (température, salinité,...) ont en général une plus grande homogénéité zonale que méridienne.



(a) MLD mise en boîte d'origine, la zone étudiée est cerclée de gris



(b) MLD issue de l'analyse objective dans la zone cerclée

FIGURE 7.1 – présentation du problème : apparition d'une "montagne" (bordeau) et extension du creux (bleu foncé) en mer de Weddell après analyse objective

7.3.2 Impact du rayon d'influence

Pour cet exemple précis, la modification du rayon d'influence de deux à trois fois le rayon de corrélation n'a eu aucun effet sur la précision des résultats et la réduction des aberrations. De même, nous avons tenté de ne changer que le rapport en latitude ou celui en longitude, mais là encore sans résultat.

De manière générale, augmenter le rayon d'influence réduit le temps de calcul. Néanmoins, un petit rayon d'influence est plus réaliste en ce qui concerne la physique du phénomène, c'est pourquoi nous avons préféré garder un simple rapport deux entre l'influence et la corrélation, qui représentait un bon compromis entre le temps de calcul et la physique.

7.3.3 Influence de l'erreur

Étrangement, passer de $\varepsilon_1/\varepsilon_2$ à $3 * \varepsilon_1/\varepsilon_2$ n'a eu aucun effet. Augmenter très fortement l'erreur d'un point particulier a pour résultat que sa valeur n'est quasiment pas prise en compte lors de l'analyse objective : c'est utile pour des cartes avec quelques points que l'on sait faux (par exemple le point bleu au milieu du Pacifique équatorial sur la figure 7.1) et auxquelles on ne touchera pas après, mais infaisable dans notre cas.

De plus, on se laisse trop facilement tenter et on a tendance à définir de plus en plus de points comme faux, même si ceux-ci sont entourés de données, ce qui risque de fausser les résultats retournés par l'analyse objective.

7.3.4 Pré-remplissage

L'analyse objective est d'autant moins performante qu'elle dispose de peu de données en entrée. Nous avons donc pensé qu'effectuer un pré-remplissage des cases vides sur les continents pourrait résoudre notre problème. Nous avons pour cela testé deux méthodes :

- fillmiss : créée par Kirill Pankratov du MIT, cette méthode calcule les valeurs manquantes comme une somme pondérée d'interpolations linéaires issues des données disponibles les plus proches
- latmiss : écrite spécialement pour l'occasion, cette méthode calcule les valeurs manquantes en tant que médiane des valeurs disponibles à la même latitude

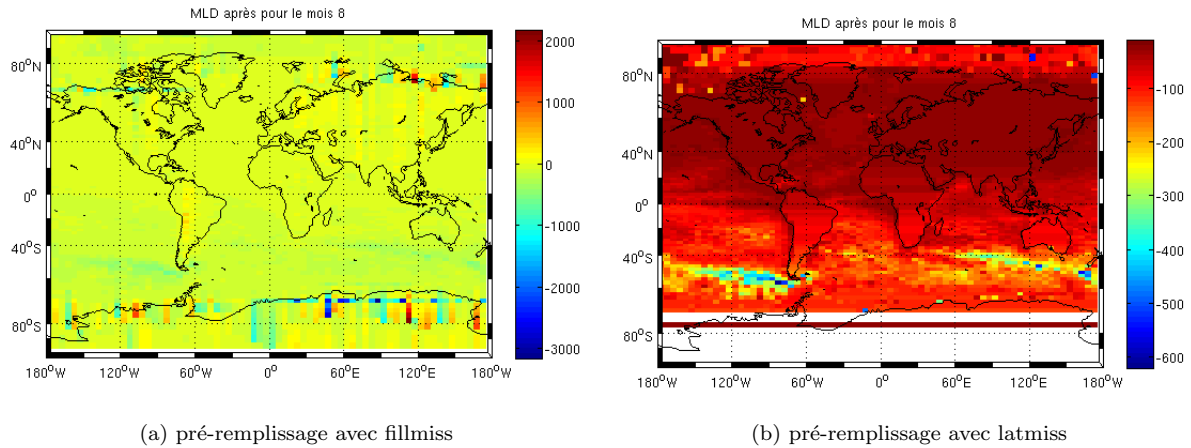


FIGURE 7.2 – les deux méthodes de pré-remplissage testées

Néanmoins, les valeurs n'ont pas été à la hauteur de nos espérances, d'autant que dans le second cas, il n'y avait parfois pas de valeur à cette latitude (en Antarctique notamment) et le pré-remplissage n'était alors pas effectué.

7.3.5 Demi-espace vide

Puisque le pré-remplissage s'est révélé impuissant, nous avons alors décidé d'arrêter de vouloir mettre des données dans les zones désertes. Nous avons donc imposé au code d'abandonner l'analyse objective si la moitié de la zone d'influence au moins est vide.

En pratique, on se contente de regarder s'il y a des données au Nord ou au Sud ou à l'Est ou à l'Ouest ou au NW, NE, SE et SW. La détection dans toutes les directions aurait été au moins aussi longue à coder qu'à calculer. C'est pourquoi pour éviter de perdre du temps pour n'obtenir qu'une amélioration probablement négligeable des résultats, nous nous sommes contentés des directions sus-mentionnées.

7.4 Conclusion sur l'analyse objective

Les cartes que nous obtenons ne sont pas parfaites : certaines cases restent vides, d'autres contiennent toujours des valeurs suspectes, mais dans l'ensemble elles nous satisfont. On peut constater en particulier qu'à un problème de continuité près, les résultats de variables ayant un champ plutôt homogène (température et salinité, respectivement figures 7.4 et 7.5) sont beaucoup plus propres que la MLD.

On retrouve néanmoins les schémas connus (tel l'approfondissement de la MLD dans le Pacifique Sud-Est), et nous préférons que des cases restent vides plutôt qu'elles ne soient remplies avec des valeurs aberrantes extrapolées comme c'était le cas dans les zones pauvres en données.

Le seul inconvénient est que ces cases vides sont souvent localisées dans les latitudes polaires qui sont pourtant les zones qui nous intéressent (exemple figure 7.3).

Néanmoins, vous allez voir dans la partie suivante que nous avons tout à fait pu travailler avec ces résultats.

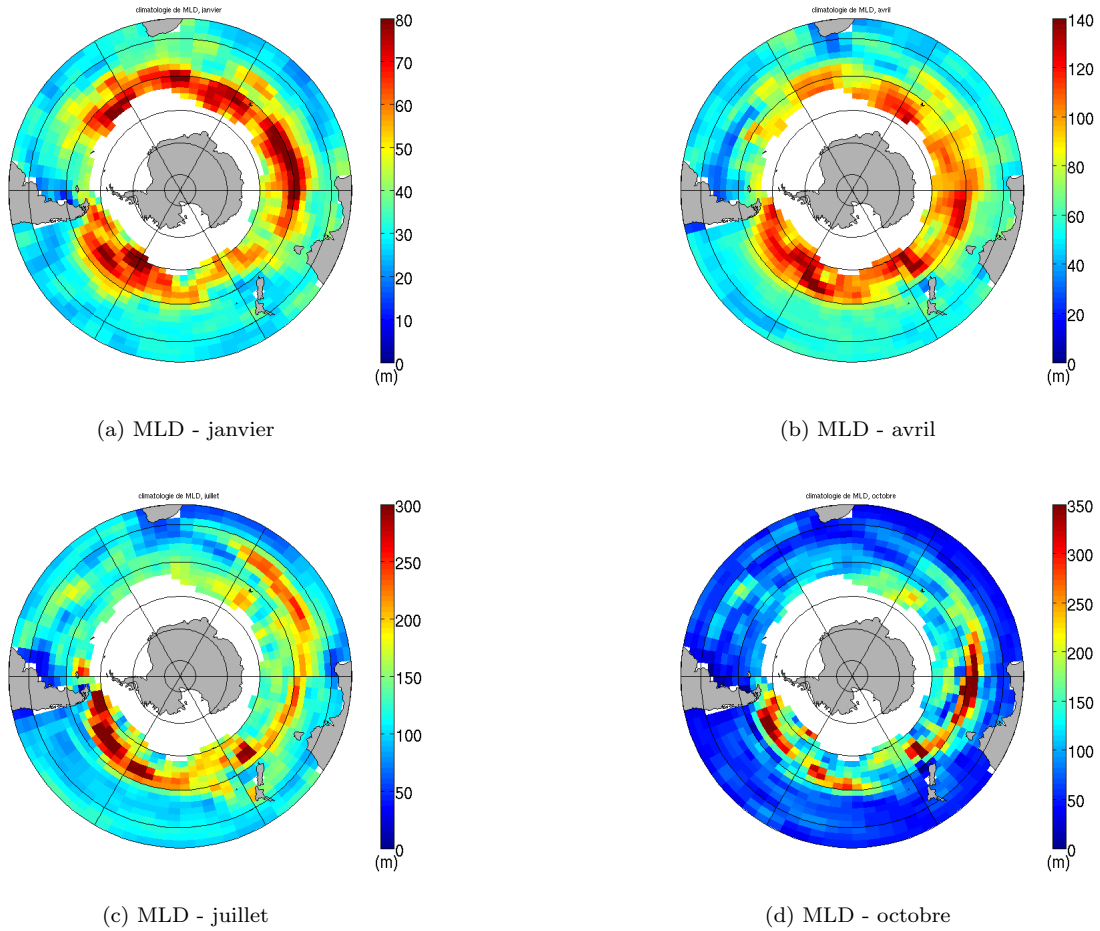
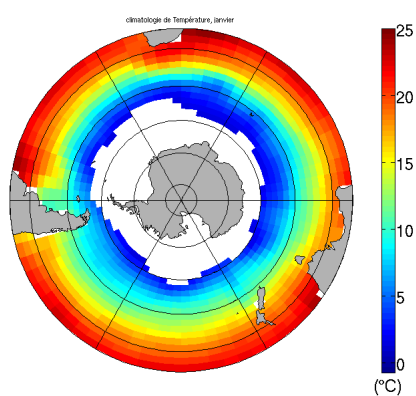
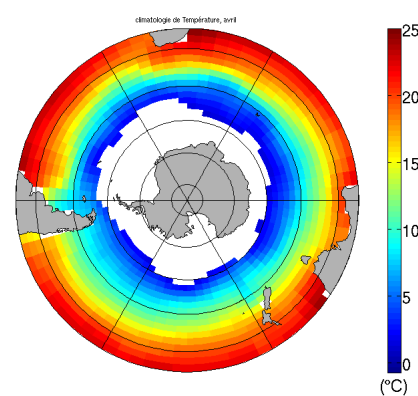


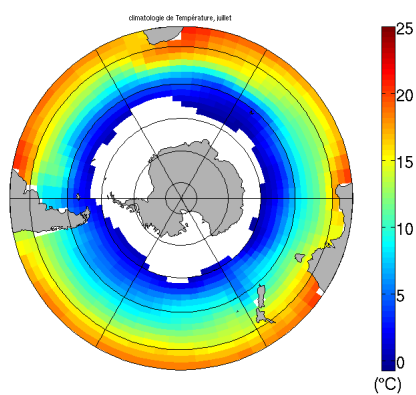
FIGURE 7.3 – Climatologies de la profondeur de couche de mélange : janvier, avril, juillet et octobre



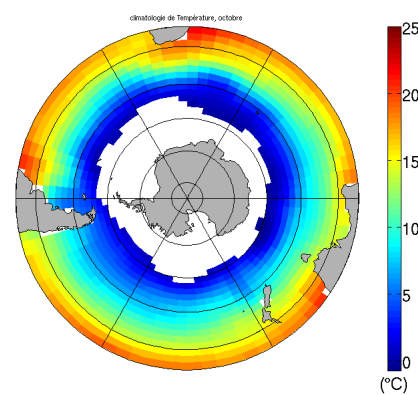
(a) Température - janvier



(b) Température - avril



(c) Température - juillet



(d) Température - octobre

FIGURE 7.4 – Climatologies de la température moyenne dans la couche de mélange : janvier, avril, juillet et octobre

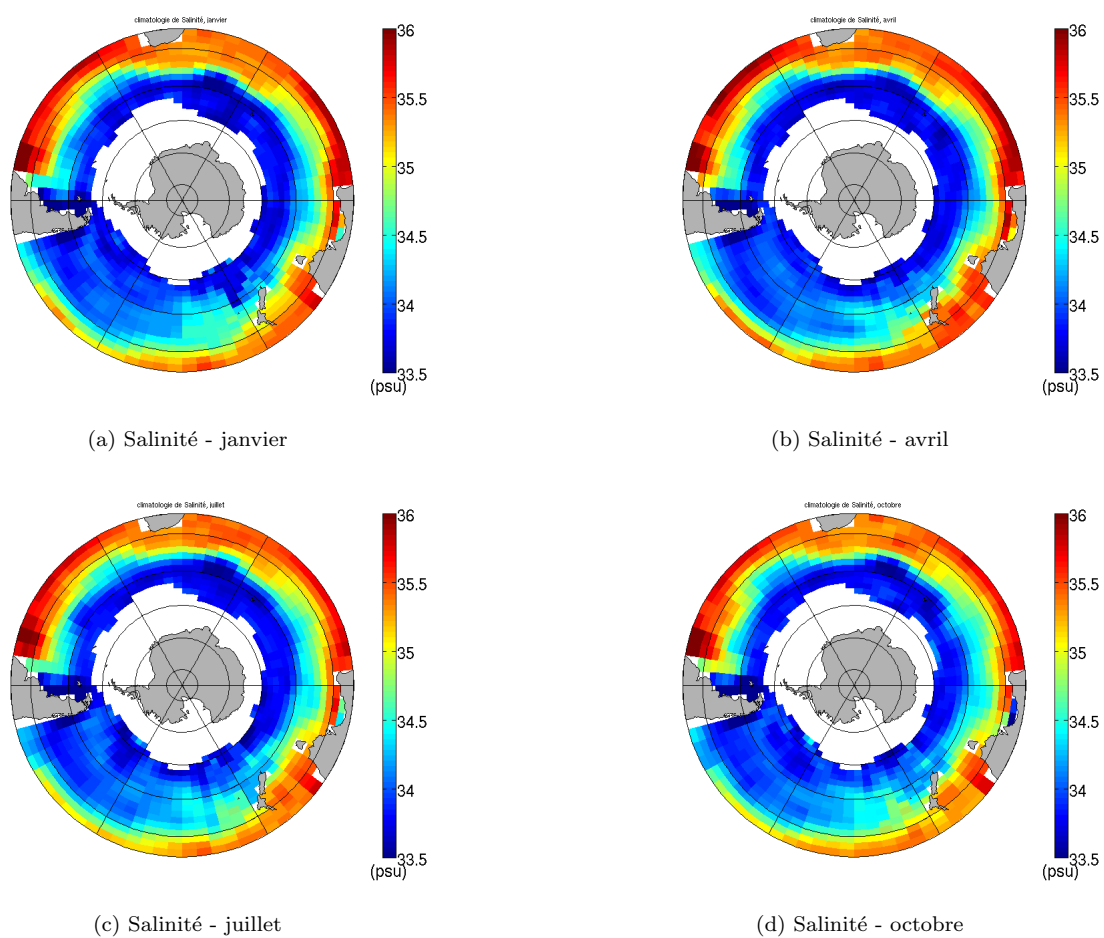


FIGURE 7.5 – Climatologies de la salinité moyenne dans la couche de mélange : janvier, avril, juillet et octobre

Chapitre 8

Variabilité interannuelle et influence des modes climatiques régionaux (SAM et ENSO)

A partir de maintenant, on se concentre sur l'Océan Austral (30°S - 70°S).

On a refait les mêmes calculs que précédemment avec la température moyenne et la salinité moyenne dans la couche de mélange, et nous allons étudier les anomalies de ces paramètres par rapport aux climatologies ainsi obtenues. Nous comparerons alors ces anomalies aux indices SAM et ENSO de l'Austral afin d'observer les éventuelles corrélations entre ces modes de variabilité du climat et les propriétés de l'océan.

8.1 Les anomalies

8.1.1 Anomalies

L'anomalie correspond à l'écart entre la valeur mensuelle du paramètre et la climatologie correspondante. Pour chaque paramètre, pour chaque mois de chaque année, nous avons donc soustrait la climatologie à notre valeur, avant de refaire subir une analyse objective à cette différence. Faire l'analyse objective après la soustraction permettait de lisser d'éventuelles aberrations dans la climatologie qui ressortaient trop clairement quand on effectuait les deux calculs séparément puis la soustraction à la fin.

Dans l'Océan Antarctique, nous n'obtenons des résultats en nombre suffisant qu'à partir de 2004 (grâce au programme ARGO). Entre 1950 et 2003, les cartes sont (presque) vides (figure 8.1). Nous avons donc restreint l'étude aux années 2004 à 2010, soit 84 valeurs mensuelles pour chaque variable.

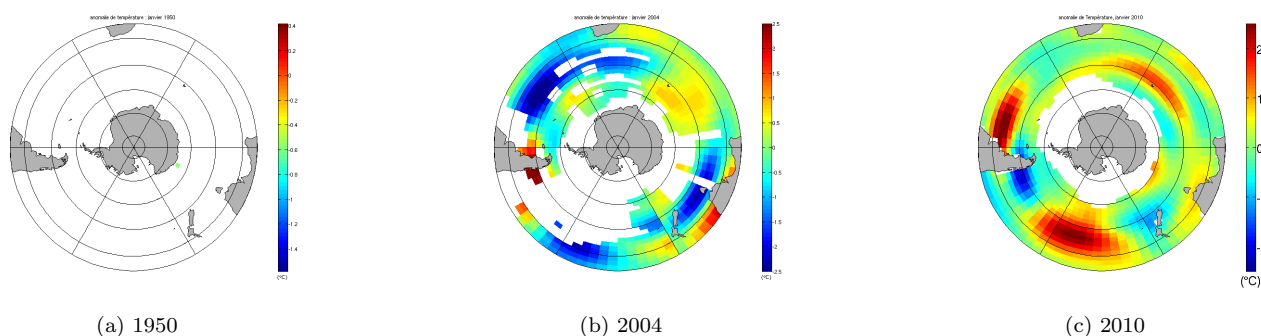


FIGURE 8.1 – Evolution de la couverture spatiale des données : anomalies de température en janvier 1950, 2004 et 2010

8.1.2 STD temporelle

Les cartes d'écart-type de chaque champ permettent d'appréhender les régions de forte variabilité temporelle. On peut remarquer les points suivants sur la figure 8.3 :

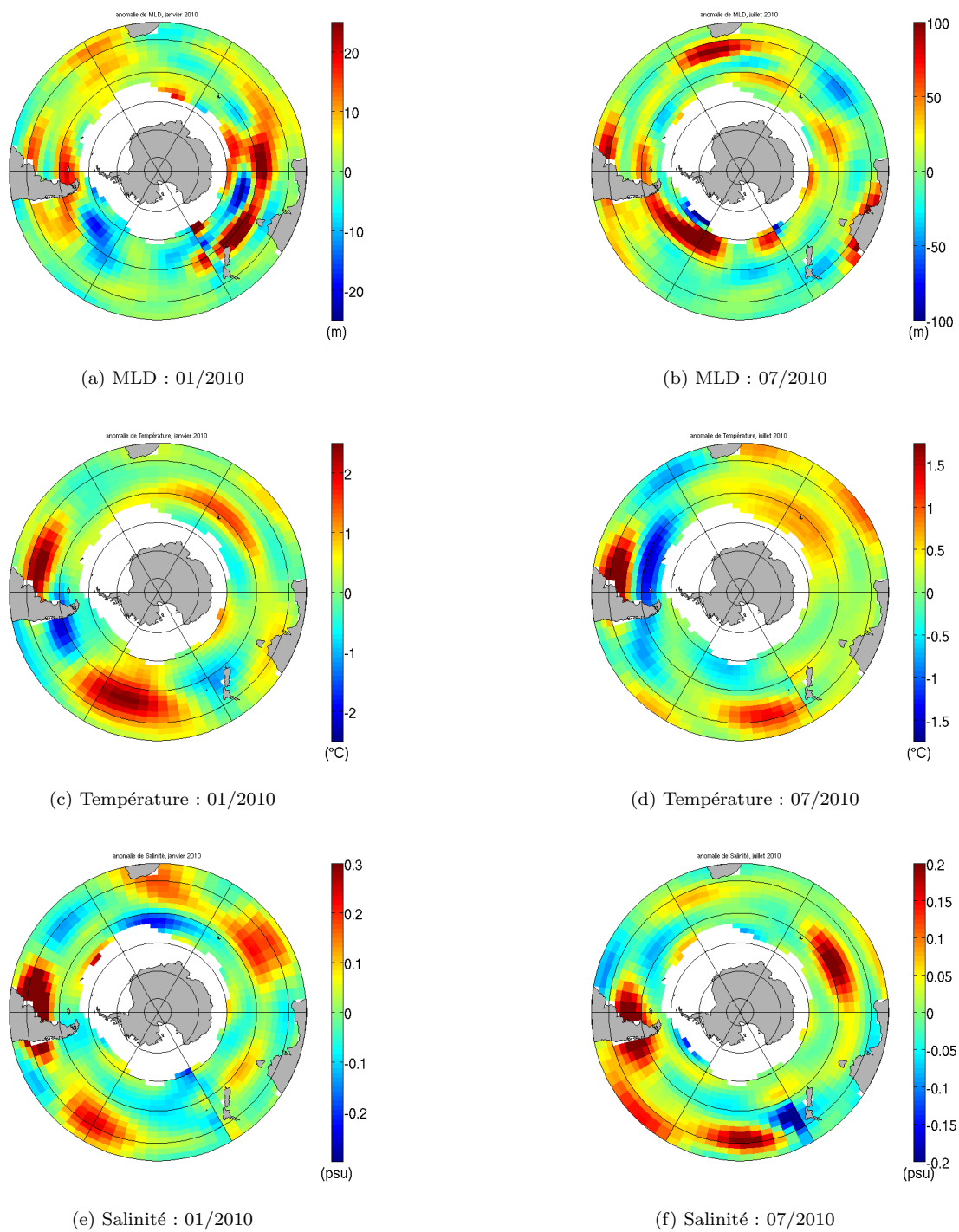
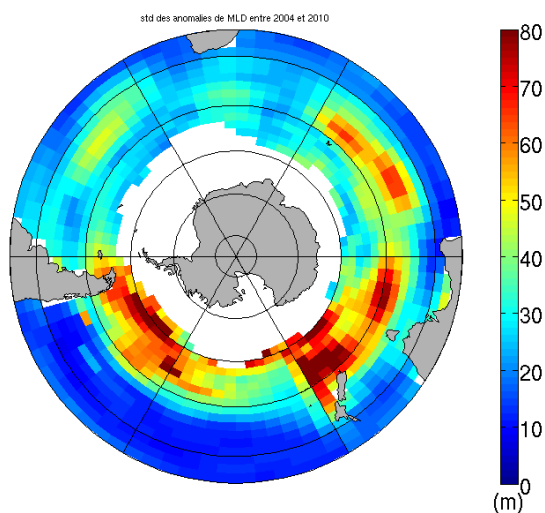
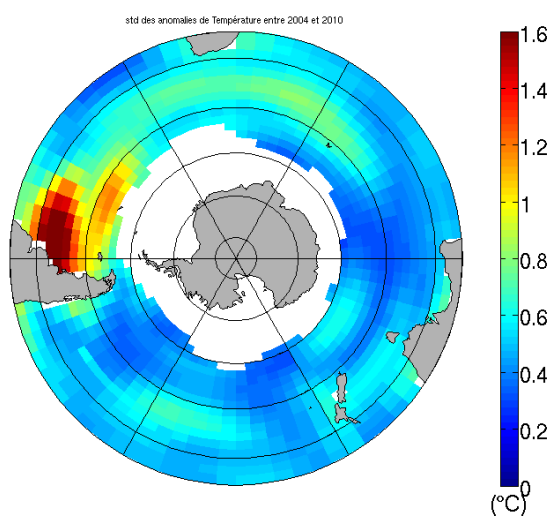


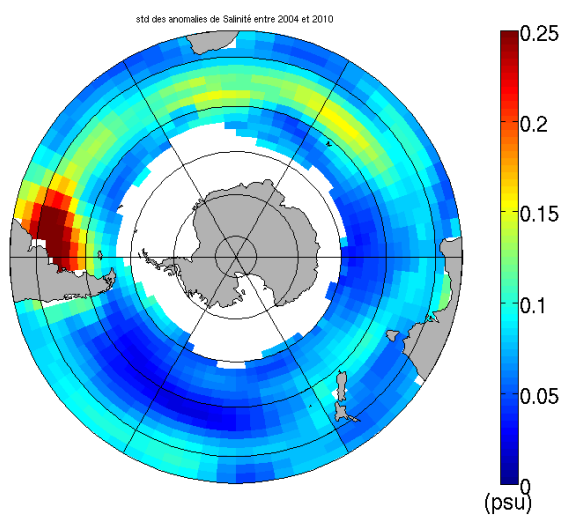
FIGURE 8.2 – Anomalies de MLD, Température et Salinité en janvier et juillet 2010



(a) écart-type de la MLD



(b) écart-type de la Température



(c) écart-type de la Salinité

FIGURE 8.3 – Variabilité intrinsèque aux anomalies de MLD, Température et Salinité, entre 2004 et 2010

- MLD : La profondeur de couche de mélange varie beaucoup dans le Pacifique Sud et près du Plateau des Kerguelen. Ces zones peuvent à la fois être brusquement très venteuses ou très chaudes. Par conséquent, il est normal que les anomalies y soient fortes. En moyenne, on a 30m d'anomalie de MLD dans l'Austral.
- Température : elle varie énormément (jusqu'à 1,8°C RMS) autour de la côte argentine. C'est une région de bord ouest, où on a de plus confluence des eaux subtropicales du Brésil et des eaux subantarctiques des Malouines, d'où une grosse activité méso-échelle (tourbillons, fronts, méandres). Toute cette activité brasse les masses d'eau et en fait énormément varier les paramètres d'un mois à l'autre. La std est également non négligeable le long de 45°S au Sud de l'Afrique (courant des Aiguilles, à nouveau zone à nombreux tourbillons). En moyenne, il y a 0,5°C d'écart-type.
- Salinité : elle suit le même schéma que la température : très forte variation (0,3 psu RMS) au large de l'Argentine et forte variation dans le courant des Aiguilles. L'écart-type est de 0,15 psu en moyenne.

La comparaison de ces valeurs de variabilité avec les résultats que nous obtiendrons lors de la régression nous permettra de dire si oui ou non ces résultats sont significatifs ou si la variabilité temporelle est la plus forte.

8.2 Corrélation et régression avec SAM et ENSO

Nous allons dans cette partie comparer les résultats obtenus au cours de ce stage avec ceux de la littérature, en particulier l'influence de SAM et ENSO sur la SST de Vivier et al, 2009 [32], et la seule influence de SAM sur la SST et la MLD de Sallée et al, 2010 [28].

8.2.1 Background

Regardons d'abord l'évolution des indices ENSO et SAM de 1950 à 2010 (figures 8.4 et 8.5).

On remarque qu'il y a peu de différences entre les deux figures 8.4 : ENSO est en effet un événement qui dure parfois plusieurs années, ses variations sont donc faibles d'un mois à l'autre. A l'inverse, SAM est un mode atmosphérique qui fluctue très rapidement. Sa courbe mensuelle semble donc très bruitée comparée à l'annuelle (figure 8.5). Celle-ci semblait indiquer une tendance à la hausse très prononcée jusqu'en 2000 où l'on a une rupture de pente.

Dans les deux cas, on constate que les valeurs des indices sur la période que nous étudions (2004-2010) sont plutôt faibles devant celles de la décennie précédente.

Nous allons maintenant regarder les résultats de deux études :

- celle de Vivier et al, 2009 [32], a utilisé des images satellitaires de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) sur la période 1993-2002 pour calculer l'impact des modes SAM et ENSO sur la SST (figure 8.6)
- Sallée et al, 2010 [28] ont quant à eux utilisé comme nous des données de balises Argo, entre 2002 et 2009, pour regarder l'influence de SAM sur la SST, ainsi que sur la MLD (figure 8.7)

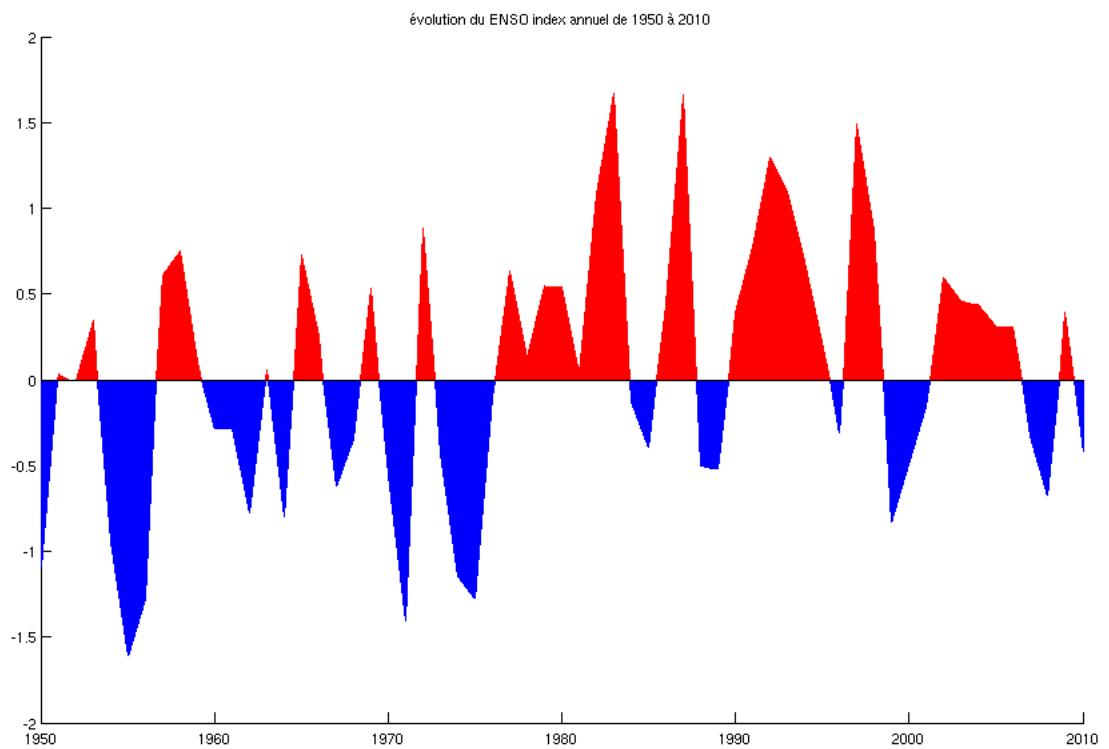
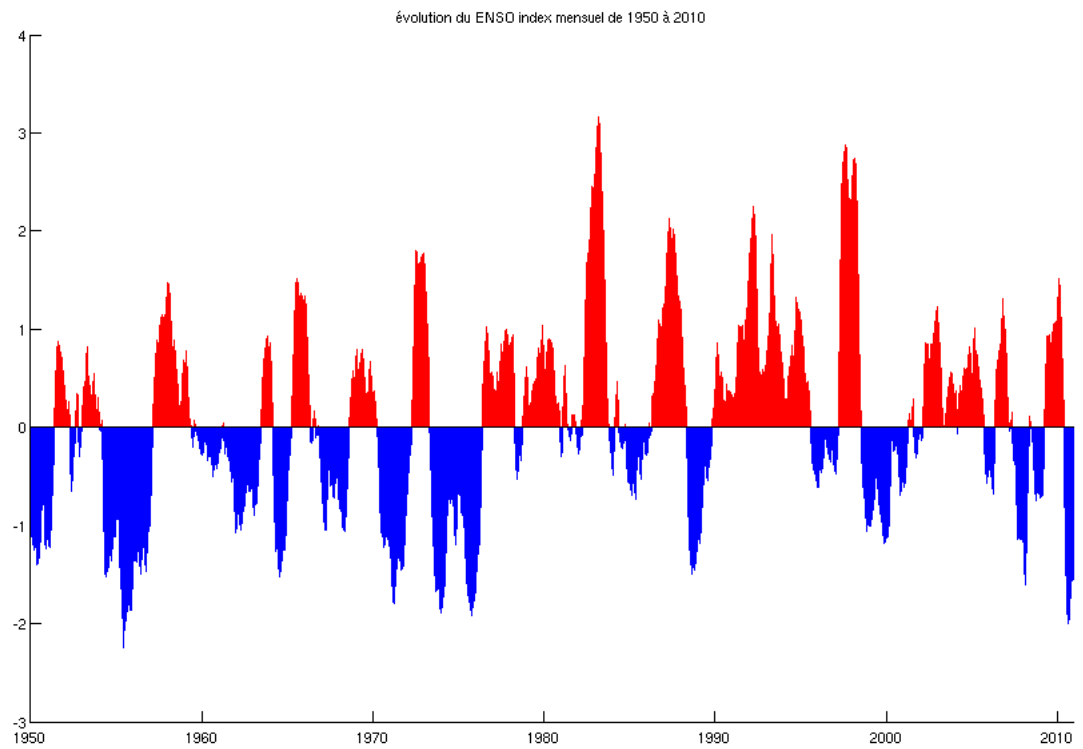
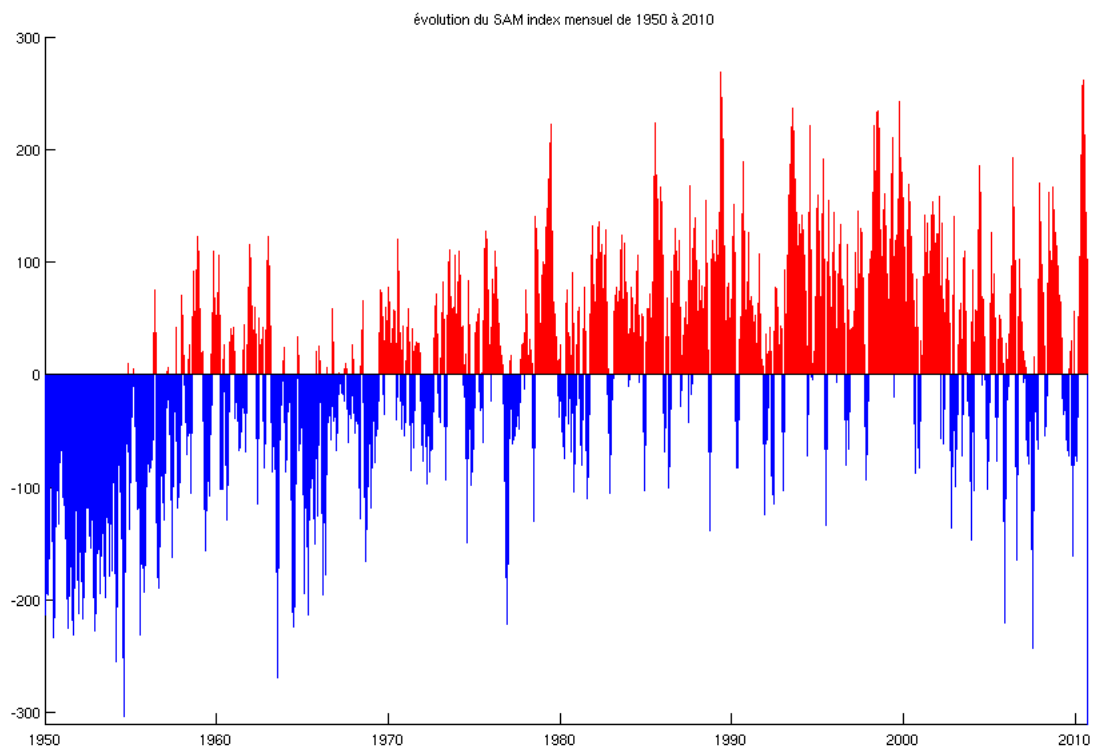
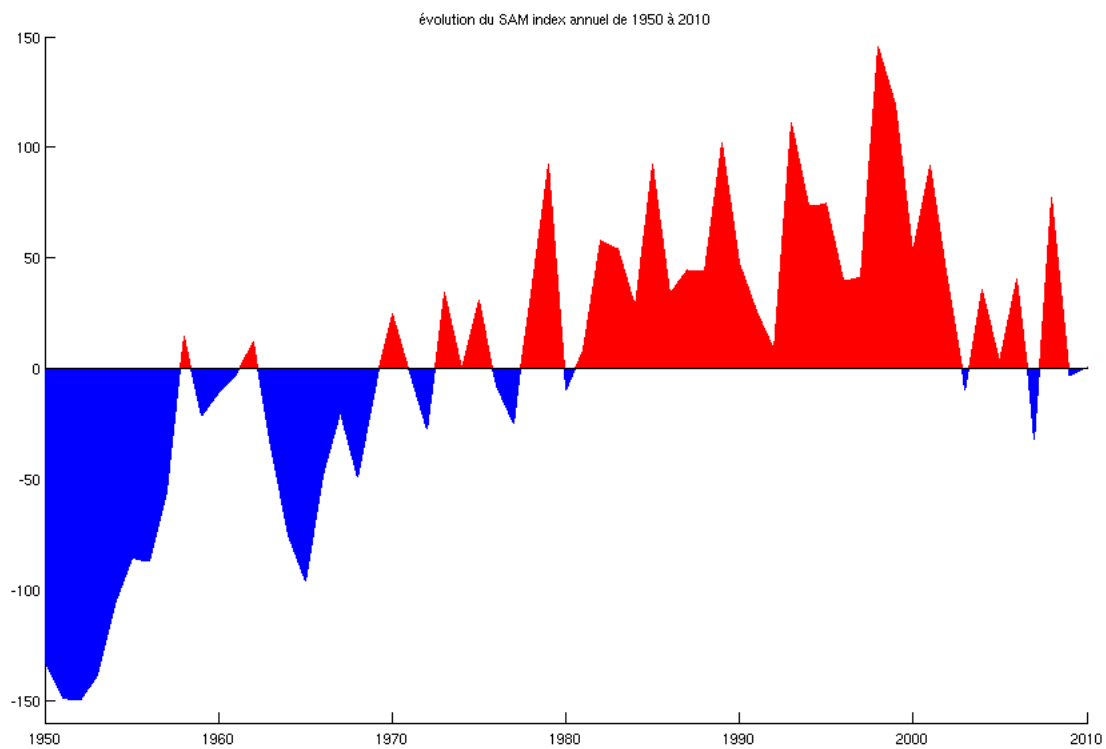


FIGURE 8.4 – Indice ENSO de 1950 à 2010 : valeurs mensuelles et moyennes annuelles



(a) SAM mensuel



(b) SAM annuel

FIGURE 8.5 – Indice SAM de 1950 à 2010 : valeurs mensuelles et moyennes annuelles

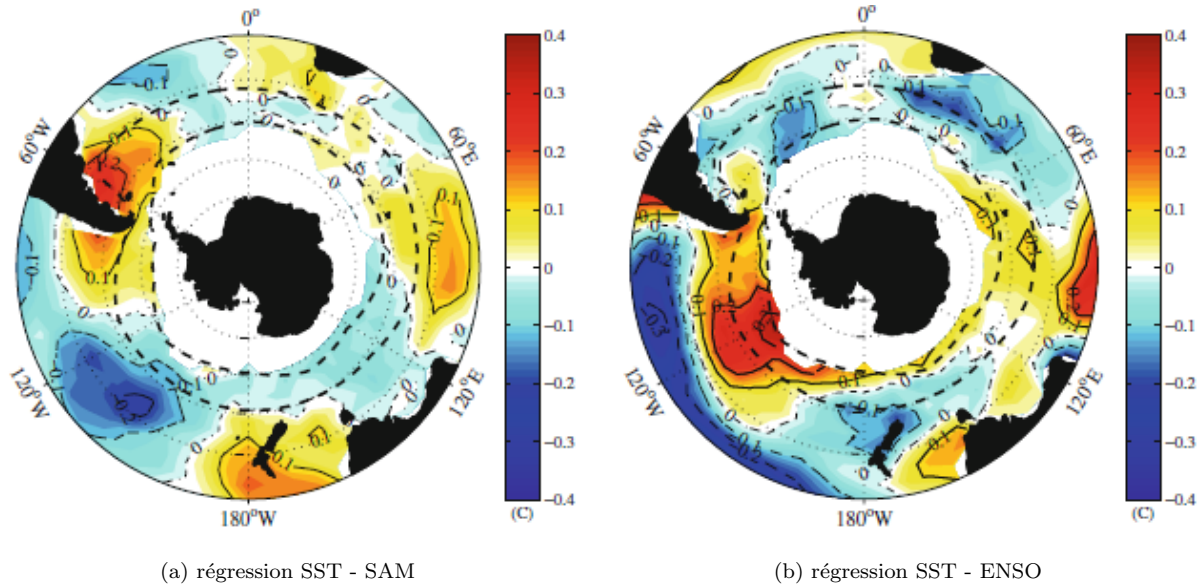


FIGURE 8.6 – Régressions de SST sur SAM et ENSO, issues de Vivier et al, 2009 [32]

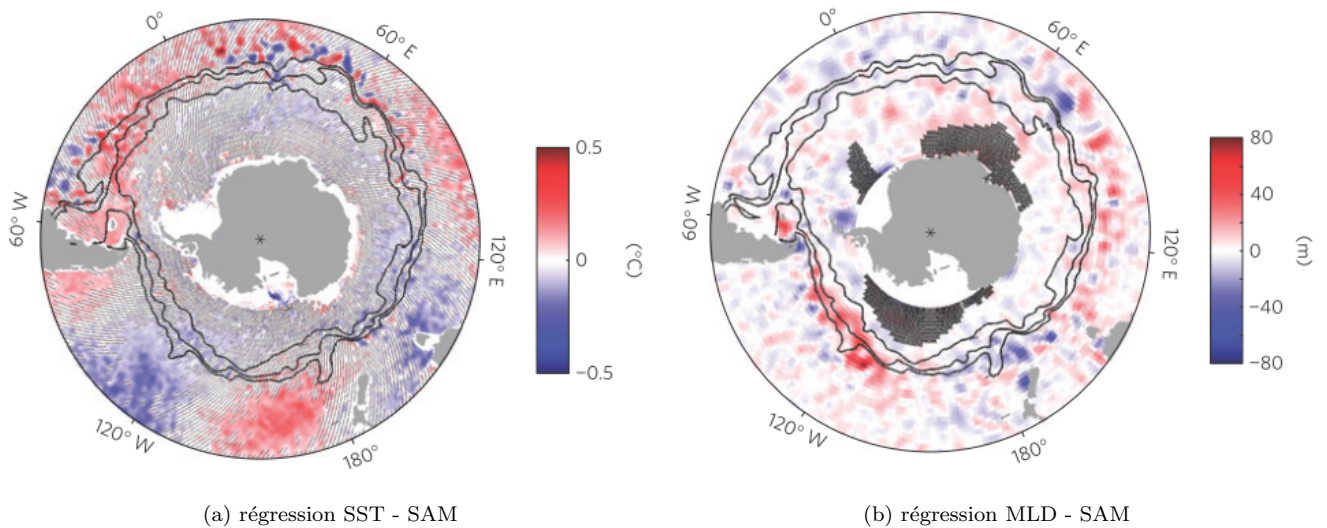


FIGURE 8.7 – Régressions de SST et MLD sur SAM, issues de Sallée et al, 2010 [28]

On peut déjà remarquer des différences en comparant les deux régressions de la SST sur SAM (figures 8.6a et 8.7a) :

- les spots bleu du Pacifique et rouge sur la Nouvelle-Zélande de Vivier se sont décalés vers l'Est chez Sallée
- à l'inverse, la zone orangée à l'Ouest de l'Australie est encore plus à l'Ouest chez Sallée
- enfin, la zone rouge au large de l'Argentine de Vivier s'est étendue en longitudes à presque tout l'Atlantique chez Sallée

Ces différences sont entre autres dues à la baisse d'intensité de SAM et ENSO sur la période récente. Pour expliquer les différences de corrélation ainsi que la corrélation elle-même, les articles ont également comparé l'importance relative des différents termes de forçage : flux de chaleur air-mer, advection d'Ekman, advection géostrophique,... Nous étudierons pour notre part ces forçages plus en détails dans une partie suivante.

L'intérêt de l'étude que nous allons maintenant mener est donc de comparer les résultats de cette étude avec des données très récentes, de calculer dans tous les cas la corrélation avec SAM et avec ENSO, et d'y ajouter l'étude d'un paramètre qui jusqu'à présent n'avait pas été pris en compte : la salinité.

8.2.2 Méthode

L'impact est mis en évidence par corrélation des champs de profondeur de couche de mélange, température et salinité avec chacun des indices SAM et ENSO.

On rappelle que la corrélation entre deux variables X et Y s'écrit :

$$Corr(X, Y) = \frac{cov(X, Y)}{std(X) * std(Y)} \quad (8.1)$$

avec $cov(X, Y) = E[(X - E[X])(Y - E[Y])]$ La corrélation prend des valeurs entre -1 et +1 et est sans unité.

La significativité des résultats est donnée par le paramètre $\alpha_{90\%}$. Cette valeur est telle que si on prend 2 variables aléatoires avec une distribution gaussienne, avec le même nombre de degrés de liberté que nos séries, il y a 90% de chances que leur coefficient de corrélation soit inférieur à cette valeur $\alpha_{90\%}$. Autrement dit, si avec nos séries la corrélation est supérieure à $\alpha_{90\%}$, il y a 9 chances sur 10 que ce ne soit pas dû au hasard, mais bien à une relation linéaire entre nos deux variables (le paramètre et le mode).

L'intensité des signaux associés à chacun des modes climatiques SAM et ENSO est obtenue par régression. En comparant les valeurs obtenues avec l'intensité des std temporelles de la figure 8.3, on a une idée de la fraction de variance expliquée par chacun des modes. En pratique, la régression de la variable V (MLD, T, S) sur le mode M (SAM ou ENSO) se calcule ainsi :

$$Reg_M(V) = Corr(V, M) * std(V) = \frac{cov(V, M)}{std(M)} \quad (8.2)$$

Cette régression s'exprime dans l'unité de la variable et n'est pas bornée dans ses valeurs. C'est donc à l'œil averti de la stagiaire de déterminer si certaines valeurs sont des aberrations ou d'excellents résultats.

8.2.3 Résultats

Les figures 8.8 et 8.9 illustrent les résultats que nous obtenons respectivement pour la corrélation et la régression entre les indices SAM et ENSO et la profondeur de couche de mélange, la température et la salinité dans l'Océan Austral pour les années 2004 - 2010.

On peut faire les remarques suivantes :

- On compare dans un premier temps la carte 8.9c aux résultats de Vivier et al, 2009 :
 - les zones rouges au large de l'Argentine et au Sud de l'Afrique correspondent et ont la même valeur de régression (respectivement +0,2 et +0,1°C), de même que les bleues sur la Nouvelle-Zélande et le courant des Aiguilles (toutes deux à -0,2°C)
 - sur notre carte, la tache rouge dans le Pacifique est plus à l'Ouest mais a la bonne intensité (+0,4°C)
 - la forte corrélation positive à l'Ouest de l'Australie est absente de notre carte

Les cartes annuelles et saisonnières en annexes (figures B.1 à B.6) ne sont pas meilleures.

- On compare maintenant la carte de régression de MLD et SAM, figure 8.9b, à celle produite par Sallée et al, 2010 :
 - la zone rouge dans le Pacifique oriental et les zones bleues dans l'Indien (vers 60E) et au Sud de la Nouvelle-Zélande sont très proches quant à leur localisation. Néanmoins, alors que les ordres de grandeurs sont bons pour les deux premiers (respectivement +40m et -40m), le dernier qui est approximativement de -40m dans l'étude de Sallée et al, 2010 vaut à peine -15m chez nous (idem sur la carte annuelle, il est même absent des cartes saisonnières).
 - un autre point commun entre ces deux cartes, c'est leur absence de lisibilité : les trois points sus-mentionnés sont les seuls dignes de confiance dans les deux cas
- Enfin, la régression entre SAM et la SST (figure 8.9d) peut être comparée aux deux études. Néanmoins, celle de Sallée et al, 2010, couvre plus ou moins la même période temporelle que la nôtre, tandis que l'article de Vivier et al, 2009, concerne la décennie précédente. Par conséquent, nous nous concentrerons plutôt sur les résultats de Sallée et al, 2010 :
 - on retrouve bien les larges zones bleues et rouges du Pacifique Occidental-Central, ainsi que la rouge de l'Indien, ce avec la même valeur de régression de $\pm 0.3^\circ\text{C}$

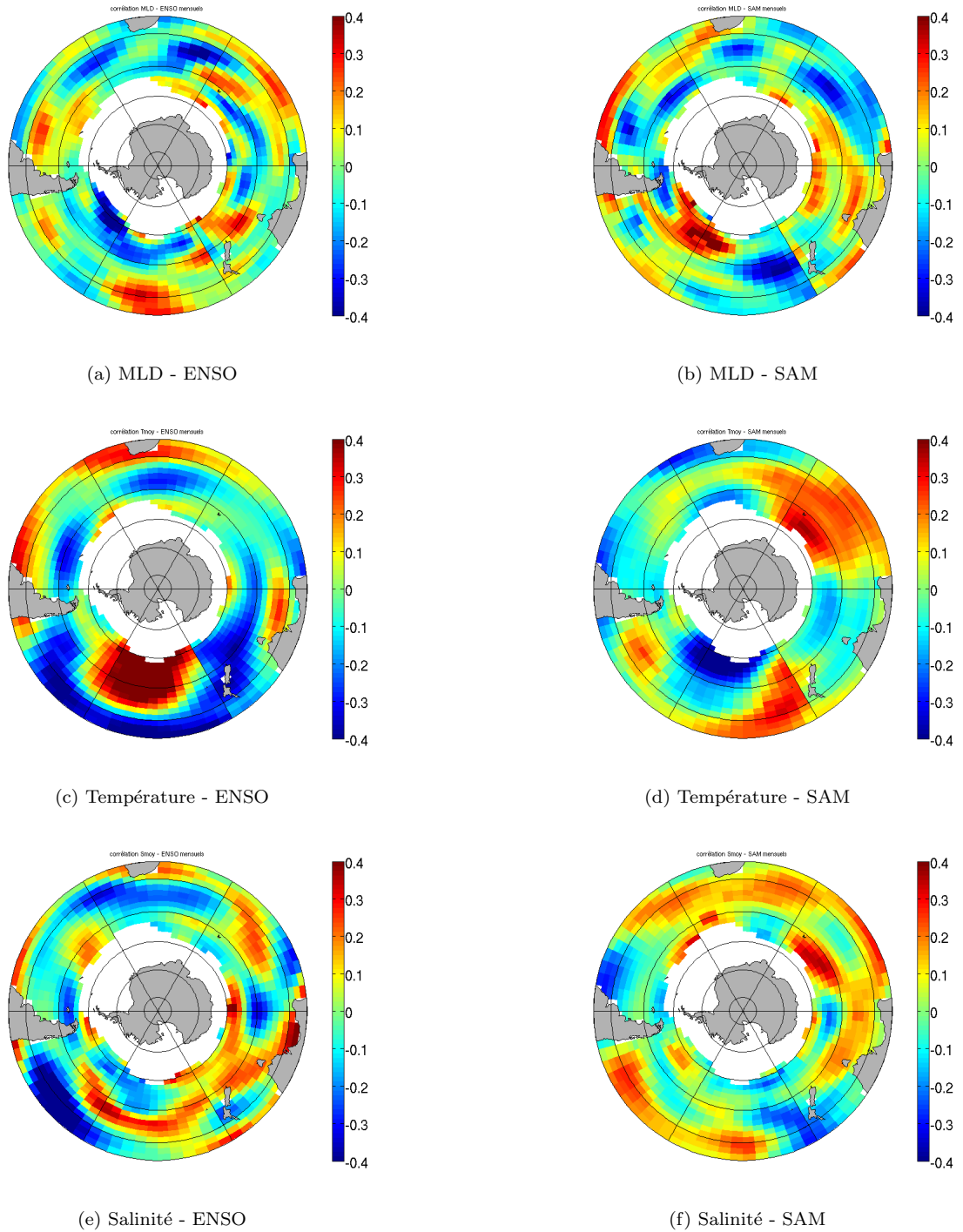


FIGURE 8.8 – Corrélation entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - valeurs mensuelles (voir tableau 8.1 pour la significativité)

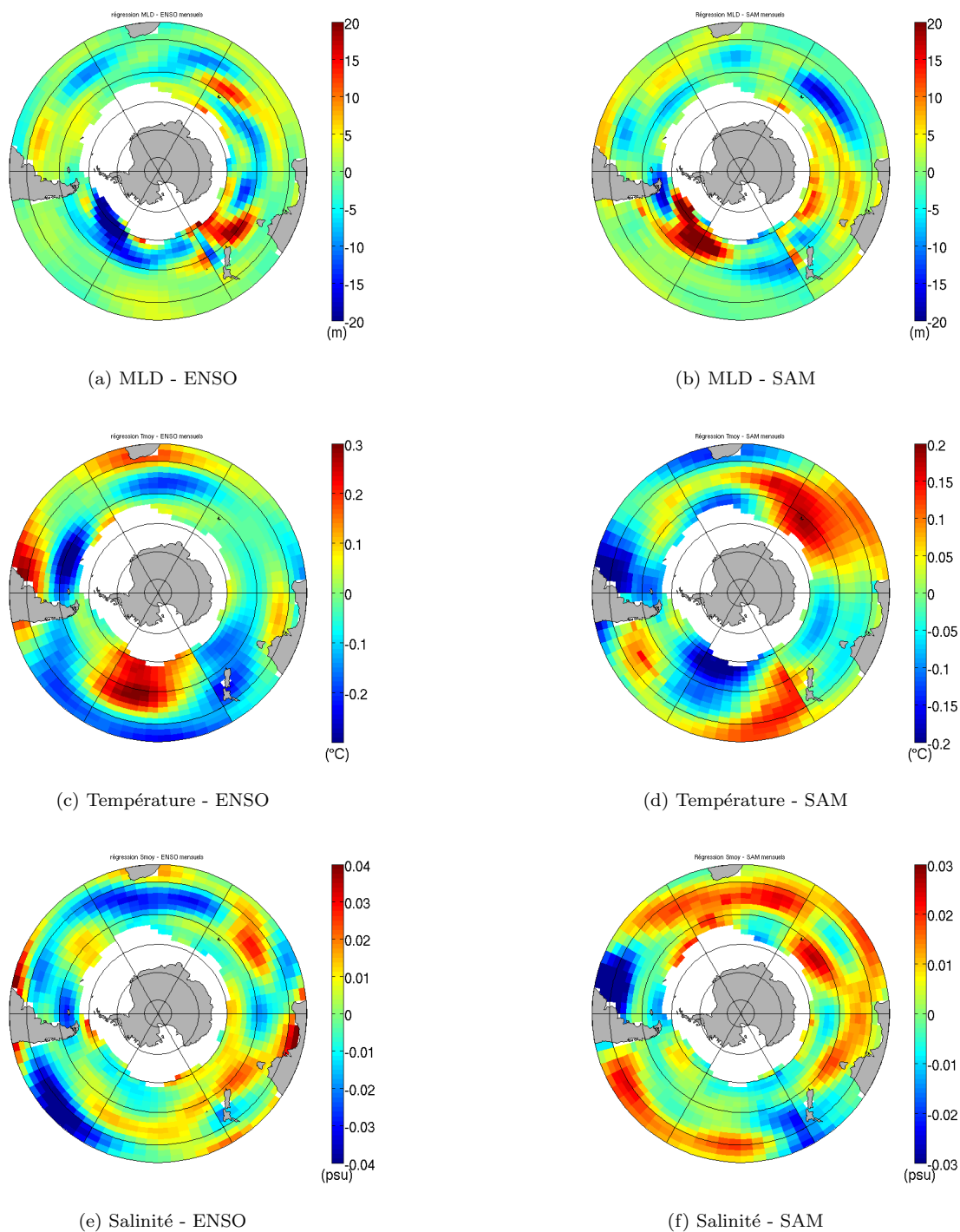


FIGURE 8.9 – Régression entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - valeurs mensuelles

- la corrélation positive au large du Chili est un peu décalée vers l'Ouest. Néanmoins, elle est bien située sur la carte annuelle en annexe, figure B.2 et a dans les deux cas la bonne intensité (+0,15°C)
- il manque enfin la bande rouge (orangée et plus au Nord chez Vivier et al, 2009) qui traverse l'Atlantique. Elle est également absente de la carte annuelle, mais on la retrouve sur la carte de régression des moyennes estivales en annexe, figure B.6, ce avec la bonne valeur de +0.4°C

La significativité à 90% ($\alpha_{90\%}$) des résultats que nous venons d'énoncer est la suivante :

	ENSO	SAM
MLD	0.26	0.23
T	0.31	0.26
S	0.29	0.25

TABLE 8.1 – $\alpha_{90\%}$ des corrélations entre les valeurs mensuelles des paramètres et des indices SAM et ENSO

Cela signifie que si la zone étudiée a un coefficient de corrélation supérieur à la valeur $\alpha_{90\%}$ correspondante, celle-ci est bonne à 10% d'erreur près. Or justement, dans les régions que nous venons de mentionner, la valeur de corrélation (figure 8.8) dépasse les $\alpha_{90\%}$ de la table 8.1. Nous avons donc bien remarqué et étudié des schémas qui ne sont pas dus au hasard.

Enfin, terminons avec quelques mots sur les autres courbes. La carte représentant la régression entre la MLD et ENSO n'est pas très lisible, mais on peut tout de même remarquer qu'elle semble être le négatif de la carte 8.9b.

La salinité quant à elle présente une zone d'anticorrélation avec ENSO dans le Pacifique central/oriental. Dans les autres bassins, l'aire de corrélation est plus diffuse. Elle est également diffuse en ce qui concerne la corrélation entre la salinité et SAM, mais on remarque néanmoins l'émergence d'une structure annulaire positive vers 40°S. Nous chercherons l'origine de ces structures dans le chapitre 10.

Troisième partie

Analysons !

Chapitre 9

L'impact des anomalies

Jusqu'à présent, nous avons surtout regardé l'effet en surface de nos anomalies de température et salinité. ENSO et SAM sont en effet des modes de variabilité des forçages atmosphériques (vents, flux de chaleur en surface,...).

Dans quelle mesure ces forçages affectent-ils l'océan en subsurface ?

Pour examiner cette question, nous analysons des données de hauteur de la mer (données altimétriques), car une partie de ce signal reflète a priori les variations de température et salinité sur l'ensemble de la colonne d'eau.

9.1 Altimétrie

Les données altimétriques se rapportent à la hauteur de la mer mesurée par des satellites. Ils mesurent d'ailleurs la différence entre le niveau à un endroit et le niveau moyen de la mer. Juste après avoir présenté les satellites qui réalisent ces mesures, nous verrons à quoi sont dues ces différences de hauteur.

9.1.1 TOPEX/Poséidon

Topex/Poséidon est un satellite d'océanographie développé par la NASA (Etats-Unis) et le CNES (France). Il a été lancé le 10 août 1992 de Kourou par une fusée Ariane 4, et a fonctionné de façon satisfaisante jusqu'au 9 octobre 2005 (Jason-1 et Jason-2 ont depuis pris le relais). Son objectif était de mesurer avec une précision de quelques centimètres, par la technique d'altimétrie satellitale, la topographie océanique.

Placé en orbite à 1336km d'altitude, le satellite mesure grâce à un altimètre radar la distance qui le sépare de la surface océanique à 5cm près, et un système de localisation détermine sa position à 2cm près. L'écart entre la hauteur qu'il vient de mesurer et le niveau moyen de l'océan nous renseigne alors sur les anomalies de topographie de l'océan.

Les résultats de TOPEX/Poséidon ont été utilisés pour de nombreuses études : suivi des phénomènes El-Niño et La Niña, cartographie des courants océaniques, des marées, lien entre le niveau de la mer et le changement climatique,... Pour notre part, nous allons comparer ces données altimétriques avec les anomalies de température et salinité que nous avons précédemment calculées.

9.1.2 Causes de variations

D'après Szoeké et al, 2002 [5], on a approximativement

$$\eta_{alti} = \eta_{sterique} + \frac{p_b}{\rho_0 g} - H \quad (9.1)$$

avec η_{alti} élévation du niveau de la mer mesurée par altimétrie, et H la topographie du fond océanique.

Il y a donc deux causes de variation de η_{alti} :

- la variation barotrope : représentée par $\frac{p_b}{\rho_0 g}$ (où p_b est la pression sur le fond océanique et ρ_0 la masse volumique moyenne de l'océan), qui génère des anomalies du champ de gravité terrestre. Ces anomalies sont dues au déplacement des masses d'eau et mesurées par gravimétrie.
- la variation stérique : dans le cas de $\eta_{sterique}$, c'est la même masse d'eau qui se dilate ou se contracte tandis que la salinité et la température changent.

Nous allons dans un premier temps regarder le lien entre les anomalies altimétriques et gravimétriques, puis nous chercherons l'impact de nos anomalies de température et salinité calculées sur la hauteur de la mer, notre objectif étant de corriger le signal altimétrique de la variabilité barotrope afin de détecter la signature stérique.

9.2 Variations gravimétriques

9.2.1 GRACE

Dans cette partie, nous verrons que même les scientifiques américains peuvent avoir de l'humour. GRACE est une mission spatiale conjointe de la NASA et de l'agence spatiale allemande lancée en mars 2002 et destinée à effectuer des mesures détaillées de la gravité terrestre.

Elle utilise pour cela deux satellites qui volent l'un derrière l'autre sur des orbites circulaires proches à une altitude de 460km et avec une distance de 220km entre eux. Ces deux satellites ont été surnommés Tom et Jerry car ils parcourent la Terre en se poursuivant : le satellite de tête (Jerry) envoie un signal micro-ondes à son poursuivant (Tom) pour mesurer précisément la distance entre eux (GRACE peut détecter des changements d'écart entre eux au micron près). Puis les GPS à bord de Tom et Jerry déterminent l'emplacement exact de la mesure.

Le fait est que quand l'un des satellites survole une zone où la gravité est plus forte, il va subir une plus forte attraction gravitationnelle et augmenter sa vitesse. A l'inverse, sa vitesse diminuera s'il passe au dessus d'une zone où la gravité est plus faible. Ainsi, les variations du champ gravitationnel vont faire légèrement varier la distance entre les deux satellites, et à Terre c'est en mesurant ces changements de distance que l'on obtient une carte des anomalies de gravité.

Avec leurs seize révolutions quotidiennes depuis 2002 et leurs cartes précises au degré près, les satellites de GRACE ont permis de mieux comprendre les déplacements de masse sur Terre : diminution de l'épaisseur de l'inlandsis, écoulement de l'eau dans les aquifères, courants de magma, et surtout origine de l'élévation de la mer (ce qui nous intéresse).

9.2.2 Les bassins résonants barotropes

On constate sur la figure 9.1 qu'en moyenne, l'écart-type des anomalies du champ de gravité n'excèdent pas 2cm entre 2004 et 2010.

Néanmoins, il y a des zones où cette variabilité augmente fortement, pouvant atteindre 3,5cm. Il s'agit des bassins résonants barotropes. Ces bassins, à cause de leur géométrie et de l'excitation qu'ils subissent par les vents, entrent en résonance car ils correspondent à des modes propres de la vortacité barotrope [33] [12].

On distingue ainsi deux bassins résonants principaux : l'Australo-Antarctique et le Pacifique Sud-Est, et deux moins forts au large des côtes Argentines et au Nord-Ouest de la Nouvelle-Zélande.

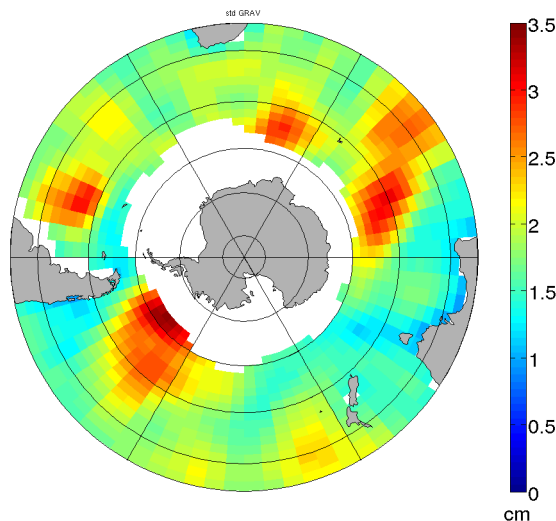


FIGURE 9.1 – Ecart-type des anomalies de données gravimétriques entre 2004 et 2010

9.2.3 Corrélation à l'altimétrie

Avec la même méthode que dans le chapitre précédent, on a calculé la corrélation et les régressions entre les anomalies issues des données altimétriques et celles de GRACE.

On constate (figure 9.2) que cette corrélation est forte dans les bassins résonants sus-mentionnés, avec une régression supérieure à 3cm dans les bassins principaux.

En revanche, en dehors de ces bassins, la corrélation est plus faible voire nulle. Nous allons donc essayer d'expliquer ces anomalies de niveau de la mer (SSH) avec des anomalies de nature stérique.

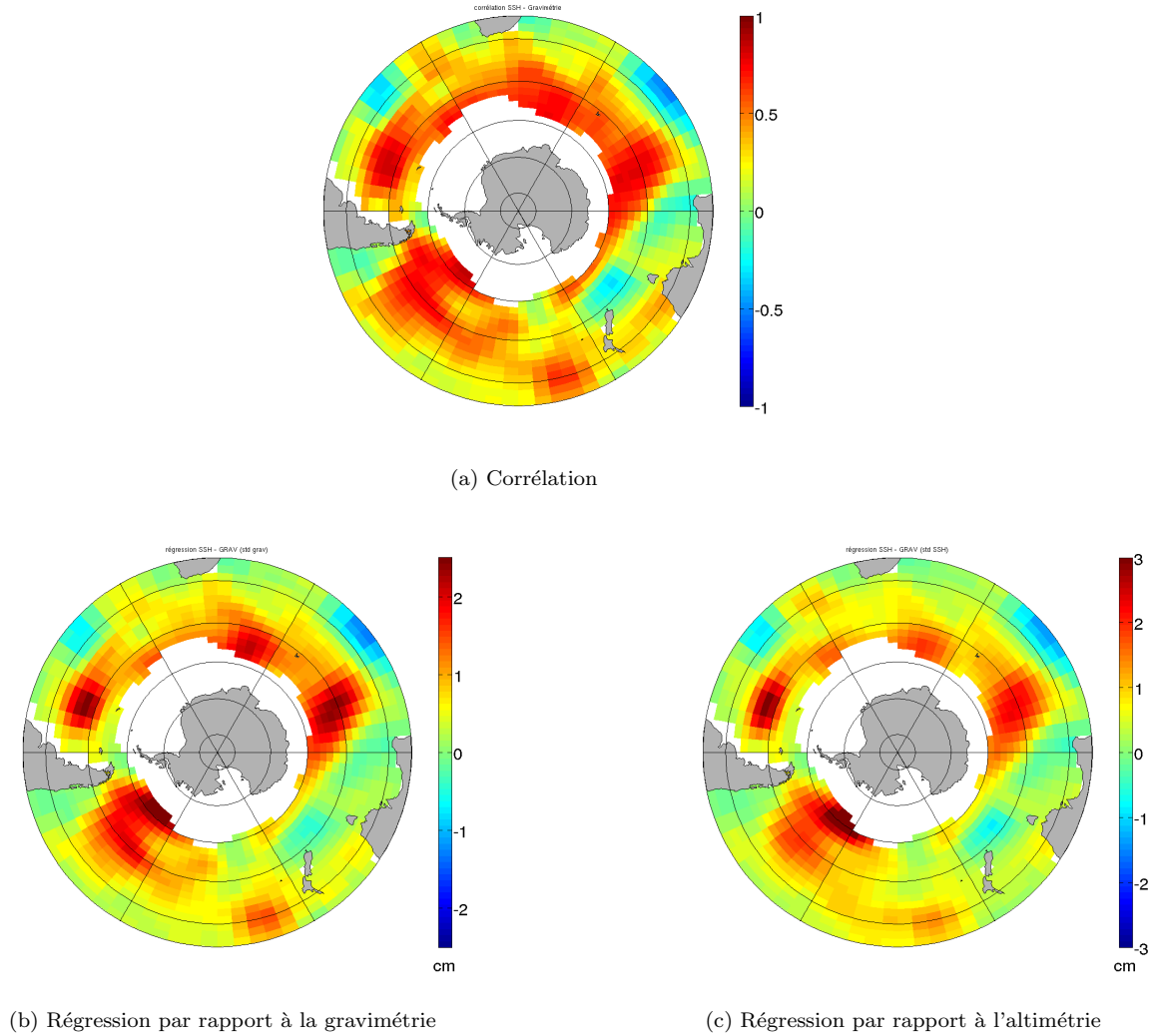


FIGURE 9.2 – Corrélation et régressions entre les anomalies altimétriques et gravimétriques entre 2004 et 2010

9.3 Contenu thermique de la couche de mélange

9.3.1 Méthodologie

On a commencé l'étude des anomalies stériques en étudiant le contenu thermique de la couche de mélange. C'est-à-dire que l'on a testé dans quelle mesure les anomalies de SSH étaient dues aux anomalies de température dans la couche de mélange.

Considérant que dans la couche de mélange la température est effectivement uniforme et égale à la température moyenne que nous avons étudiée dans les chapitres précédents, pour chaque profil on a seulement fait :

$$\text{Contenu Thermique} = \text{MLD} * T_{\text{moy}} \quad (9.2)$$

avec toujours MLD la profondeur de la couche de mélange.

On a alors une fois de plus calculé une climatologie que l'on a ôtée aux données mensuelles afin d'obtenir des anomalies mensuelles débarrassées du cycle saisonnier.

9.3.2 Corrélation avec la SSH

Comme précédemment, nous avons calculé les corrélations et régressions entre ce contenu thermique et les anomalies altimétriques.

Comme l'illustre la figure 9.3, cette corrélation est faible voire inexistante, avec des valeurs de régression d'à peine quelques millimètres. La SSH ne reflète donc pas l'anomalie de contenu thermique de la couche de mélange.

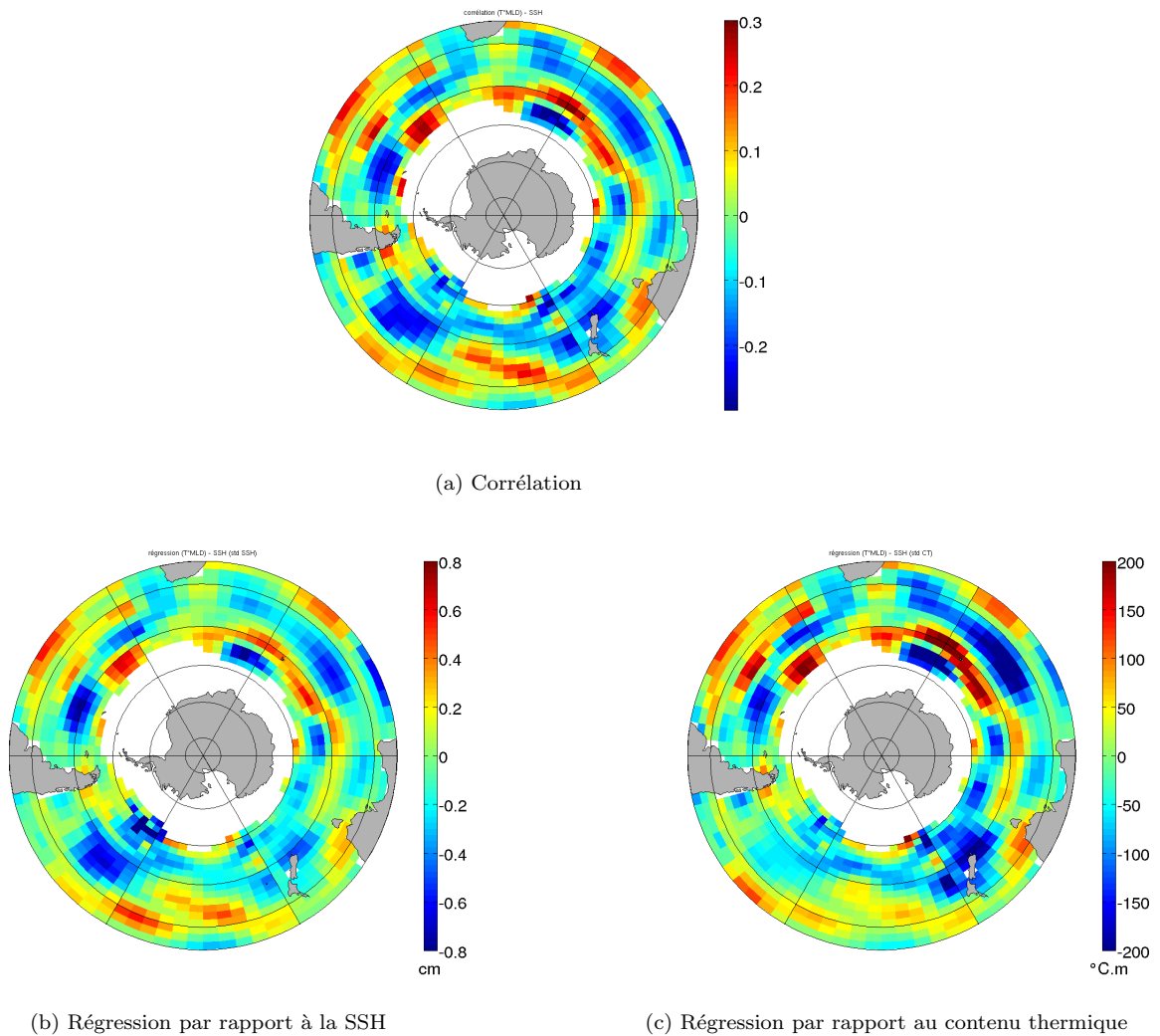


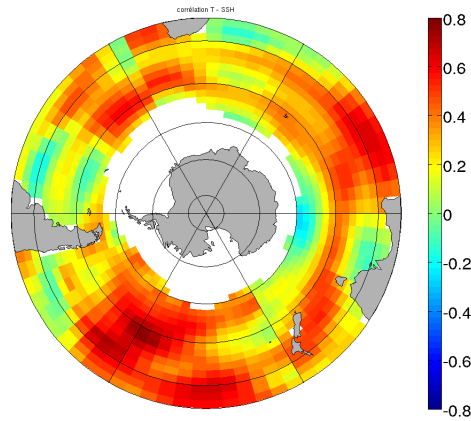
FIGURE 9.3 – Corrélation et régressions entre les anomalies altimétriques et les anomalies de contenu thermique de la couche de mélange entre 2004 et 2010

9.3.3 Corrélation température et SSH

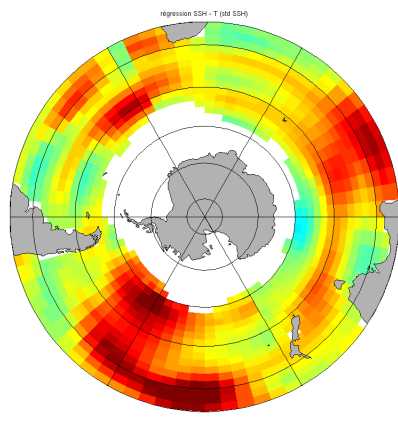
Même si le contenu thermique n'était pas satisfaisant, nous avons regardé la corrélation entre les anomalies de hauteur de la mer et les anomalies de température calculées précédemment. Et cette fois (figure 9.4), on constate que non seulement la corrélation et les régressions sont fortes, mais qu'en plus on trouve des zones à forte corrélation sur de larges domaines dans tous les océans.

Le fait est que mondialement, quand une forte anomalie de température est enregistrée, celle-ci ne se limite pas à la couche de mélange mais va persister en subsurface lorsque la couche de mélange devient peu profonde en été après son maximum hivernal.

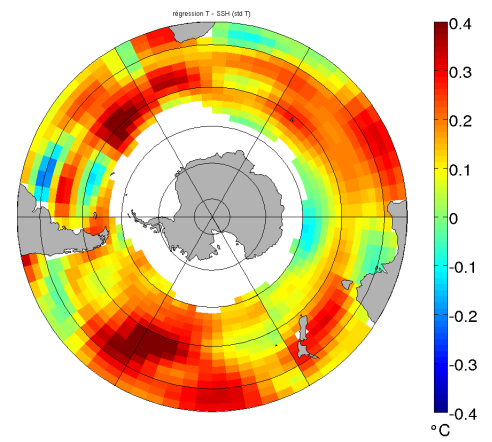
Ainsi, on ne peut se contenter de regarder le contenu thermique de la couche de mélange. Il faut aller voir plus en profondeur, et c'est l'objet de la section suivante.



(a) Corrélation



(b) Régression par rapport à la SSH



(c) Régression par rapport à la température

FIGURE 9.4 – Corrélation et régressions entre les anomalies altimétriques et les anomalies de température moyenne de la couche de mélange entre 2004 et 2010

9.4 Elévations stériques

9.4.1 Théorie

D'après Szoeké et al, 2002 [5], en intégrant l'équation de l'équilibre hydrostatique entre la surface et le fond, on obtient une relation entre la surface libre η (SSH), la topographie au fond H , et la pression sur le fond p_b :

$$g(\eta + H) = \int_0^{p_b} \gamma dp \quad (9.3)$$

où le volume spécifique $\gamma = \frac{1}{\rho}$

En faisant l'approximation $\gamma = \frac{1}{\rho_0} + \hat{\delta}$ avec $\hat{\delta} \ll \rho_0^{-1}$, on retrouve

$$p_b = \rho_0 g(H + \eta - \hat{\eta}) \quad (9.4)$$

où l'élévation stérique $\hat{\eta}$ vaut

$$\hat{\eta} = g^{-1} \int_0^{\rho_0 g H} \hat{\delta} dp \quad (9.5)$$

Or

$$\hat{\delta} = \gamma - \frac{1}{\rho_0} = \frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho_0} \quad (9.6)$$

Et l'on a la relation entre densité, température et salinité :

$$\rho = \rho_0(1 + \alpha \Delta T - \beta \Delta S) \quad (9.7)$$

Donc

$$\hat{\delta} = \frac{1}{\rho_0} \left[\frac{1}{1 + \alpha \Delta T - \beta \Delta S} - 1 \right] \quad (9.8)$$

ou après développement limité au premier ordre de $\frac{1}{1+\varepsilon}$

$$\hat{\delta} = \frac{-\alpha \Delta T + \beta \Delta S}{\rho_0} \quad (9.9)$$

On obtient alors

$$\hat{\eta} = \frac{1}{\rho_0 g} \int_0^{\rho_0 g H} (-\alpha \Delta T + \beta \Delta S) dp \quad (9.10)$$

En écrivant $dp = \rho_0 g dz$ et en séparant les contributions thermiques et halines, on obtient enfin :

$$\hat{\eta}_T = - \int_0^{Z_{max}} \alpha \Delta T dz \quad (9.11)$$

$$\hat{\eta}_S = \int_0^{Z_{max}} \beta \Delta S dz \quad (9.12)$$

9.4.2 Méthode

Nous allons maintenant calculer les élévations η_T et η_S (les chapeaux seront désormais omis pour ne pas surcharger les écritures).

On a d'abord choisi pour Z_{max} la valeur de 700 m : il fallait une valeur telle que la majorité des profils à notre disposition aient une MLD inférieure à cette valeur mais une profondeur de mesure maximum supérieure, et 700 m était le meilleur compromis dans l'Austral entre 2004 et 2010.

L'intérêt de ces calculs comparés à ceux du contenu thermique précédent était que l'on intégrait en tout point et en tout temps sur une hauteur fixe. Il a donc fallu compléter les profils qui le nécessitaient :

- si la première valeur disponible n'était pas à 0m, on ajoutait une entrée à la profondeur $z = 0$ valant la température et la salinité de la première valeur disponible (située en général vers 10m de profondeur)
- si la dernière valeur disponible se situait avant 700m (ce qui était normalement impossible puisque l'on avait écarté les profils n'ayant pas une profondeur maximale d'au moins 700m, mais vous aurez compris à la lecture des parties précédentes que travailler sur ces profils apporte de nombreuses

surprises), on ajoutait une entrée à la profondeur $z = 700$ valant la température et la salinité de la dernière valeur disponible

- si la dernière valeur disponible était après 700m mais qu'il n'y avait pas de mesure à exactement 700m, on effectuait une interpolation linéaire entre la mesure immédiatement avant 700m et la mesure immédiatement après pour obtenir la valeur des paramètres T et S à 700m.

On avait de plus

$$\Delta T = T - T_0 \quad (9.13)$$

$$\Delta S = S - S_0 \quad (9.14)$$

On a donc défini pour chaque case $5^\circ \times 2^\circ$ (les mêmes que précédemment) les valeurs moyennes T_0 et S_0 :

$$T_0(x, y) = \frac{1}{700} \int_0^{700m} \langle T \rangle dz \quad (9.15)$$

$$S_0(x, y) = \frac{1}{700} \int_0^{700m} \langle S \rangle dz \quad (9.16)$$

où $\langle T \rangle$ et $\langle S \rangle$ désignent les moyennes temporelles de janvier 2004 à décembre 2010 de la température et la salinité (figure 9.5).

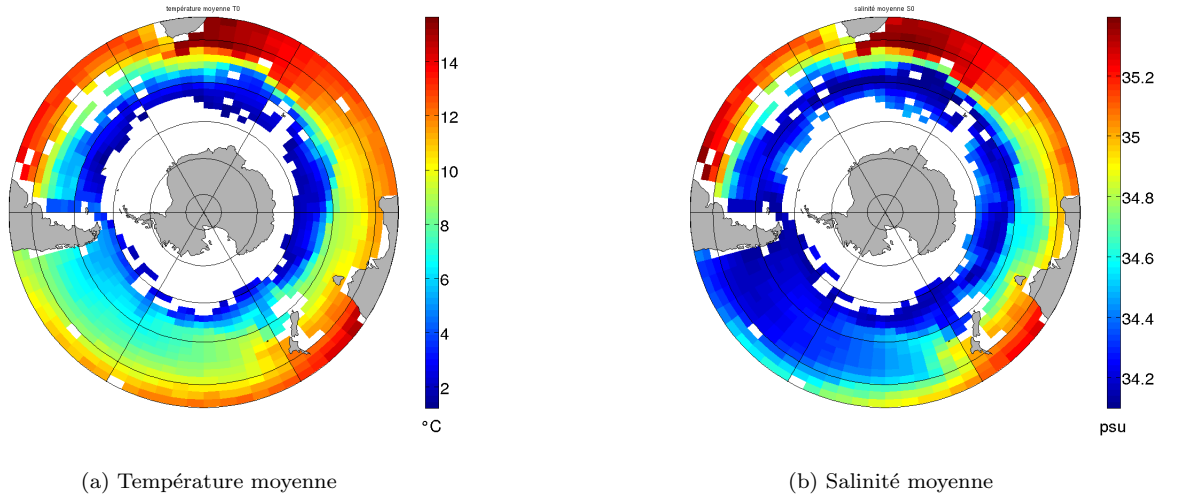


FIGURE 9.5 – Température et salinité moyennes dans la couche de mélange entre janvier 2004 et décembre 2010

On a constaté au cours des calculs qu'entre 0 et 700m, les coefficients de dilatation thermique α et de contraction haline β variaient très peu. On les a donc pris constants selon z et égaux à leur valeur à la profondeur moyenne de 350m, cette valeur étant retournée par la toolbox seawater de Matlab.

Enfin, au lieu d'une véritable intégration, on s'est contenté d'une intégration terme à terme de nos mesures, soit :

$$\int_0^{700m} T(z) dz = \frac{1}{700} \sum_{z=0}^{700} \frac{T(z) + T(z + \Delta z)}{2} * \Delta z \quad (9.17)$$

En résumé, en adaptant 9.11 et 9.12, on obtient

$$\eta_T = -\alpha \sum_{z=0}^{700} \left(\frac{T(z) + T(z + \Delta z)}{2} - T_0 \right) * \Delta z \quad (9.18)$$

$$\eta_S = \beta \sum_{z=0}^{700} \left(\frac{S(z) + S(z + \Delta z)}{2} - S_0 \right) * \Delta z \quad (9.19)$$

Néanmoins, à l'issue de ces calculs, il s'est avéré que certaines zones de l'Austral ne contenaient pas ou peu de valeurs, ce qui compliquait les calculs de corrélation (la taille de l'échantillon variait fortement d'une case à l'autre). Nous avons donc fait subir une analyse objective aux champs η_T et η_S avant de les étudier.

9.4.3 Climatologies

Avant de nous lancer dans l'analyse de ces résultats, vérifions au préalable l'allure de leurs climatologies.

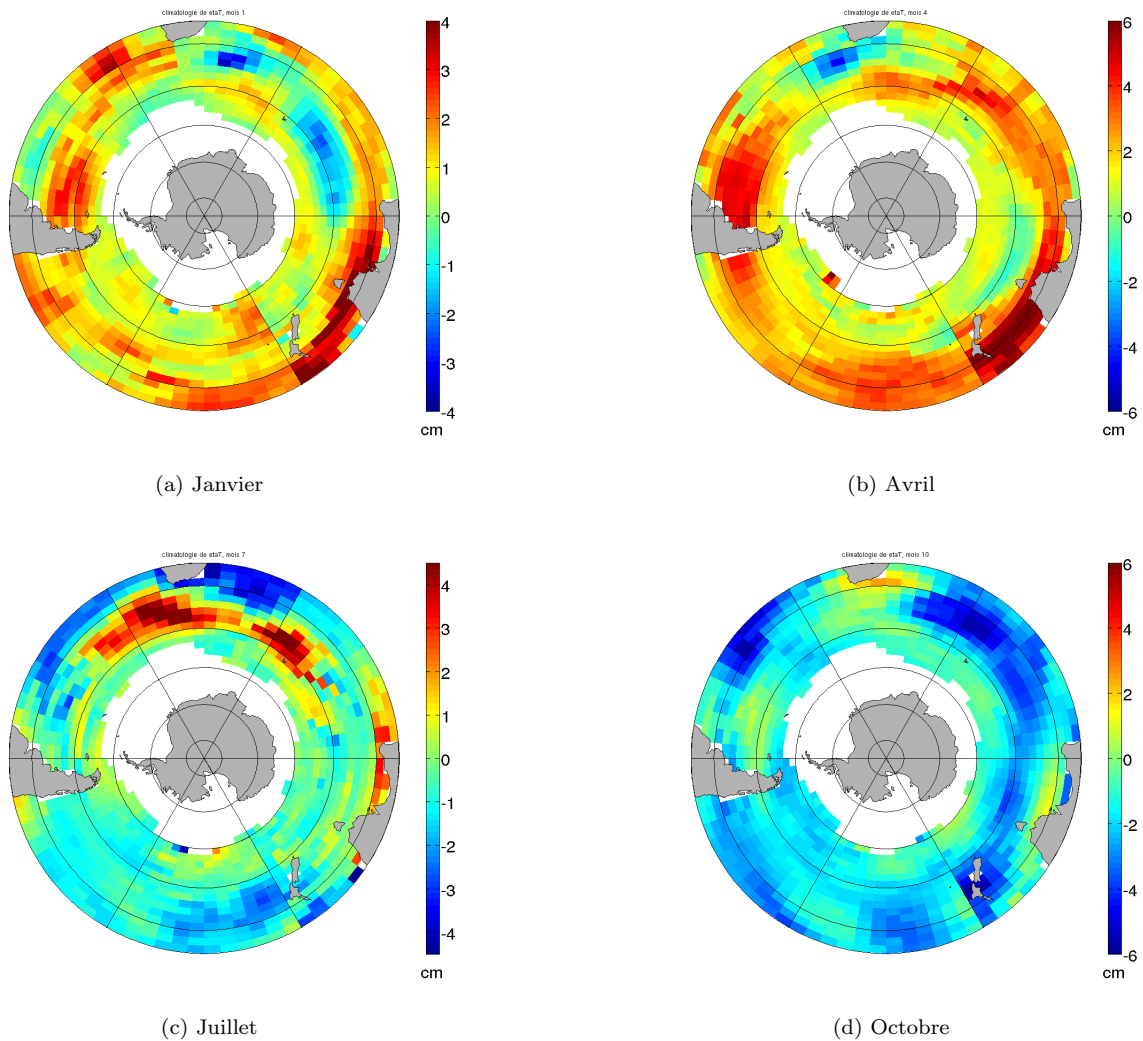


FIGURE 9.6 – Climatologies de l'élévation thermostérique calculées entre 2004 et 2010

Concernant l'élévation thermostérique η_T , on s'attend logiquement à ce qu'elle soit positive en été Austral (l'eau plus chaude se dilate et son niveau s'élève) et négative en hiver (l'eau refroidie se contracte). On constate sur la figure 9.6 que c'est effectivement ce que l'on a obtenu : à première vue, ce calcul-ci est bon.

L'élévation halostérique η_S est plus difficile à prédire. Certes quand la salinité diminue l'eau se dilate, tandis qu'elle se contracte quand la salinité augmente, mais les causes de ces variations de salinité sont nombreuses : apport d'eau douce localement (précipitation, débit de l'Amazonie) ou évaporation, modification du brassage (vent, tourbillons, courants), etc.

On ne peut donc pas vraiment conclure quant aux résultats présentés sur la figure 9.7. On peut seulement constater que les élévations et abaissements les plus forts ont une intensité moindre que ceux de η_T , et qu'ils ont lieu dans les zones à forte activité de mésoéchelle. Nous allons regarder ceci plus en détails à l'aide de la variabilité temporelle.

9.4.4 Variabilité temporelle

On constate assez rapidement (figure 9.8) que l'essentiel de la variabilité se situe de nouveau dans les zones à forte activité tourbillonnaire et soumises au courant de bord ouest : les côtes Argentines, le courant des Aiguilles et l'Est de l'Australie, tandis que le Pacifique reste bleu.

Néanmoins, on voit aussi que ces cartes sont moins nettes que les précédentes, avec une structure "en mosaïque". Il faut dire qu'une fois de plus, nous avons été victimes de l'analyse objective. Celle-ci avait en effet

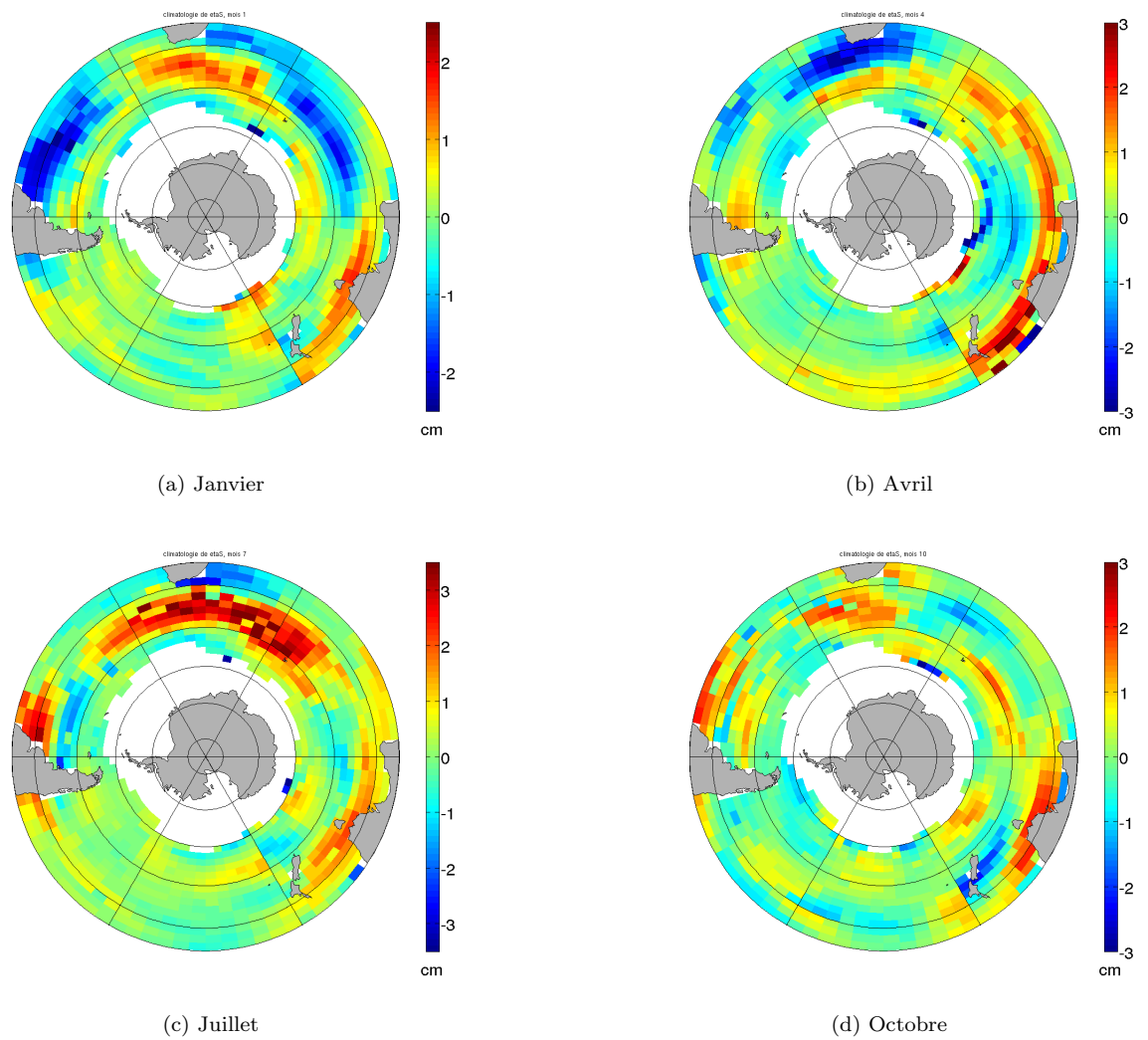


FIGURE 9.7 – Climatologies de l'élévation halostérique calculées entre 2004 et 2010

allègrement étendu les valeurs aberrantes (malheureusement encore présentes malgré les tris) dans les zones ne contenant que peu de mesures. Malgré une première restriction avant l'analyse objective (suppression des élévations supérieures à un mètre), nous avons donc dû en imposer une seconde en sortie et ne considérer que les valeurs inférieures en valeur absolue à 20cm. Ceci est la cause du champ bruité dans les régions où l'analyse objective avait le plus sévi.

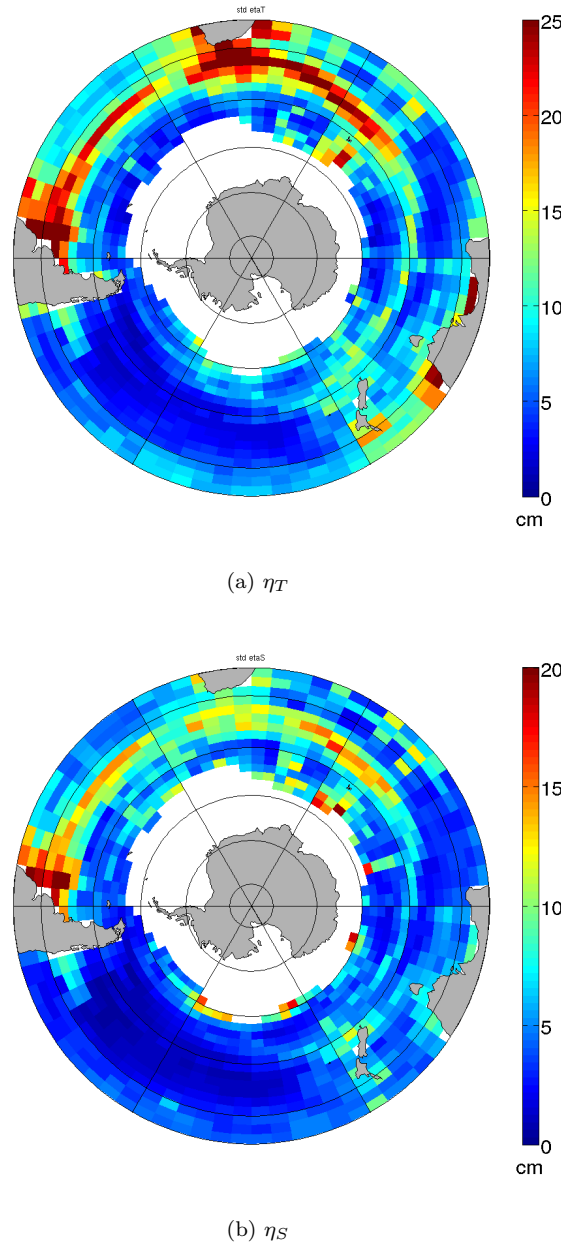


FIGURE 9.8 – Comparaison des écarts-types temporels des élévations stériques

9.4.5 Corrélation anomalies stériques - altimétrie

Les corrélations et régressions entre les anomalies stériques et les anomalies altimétriques donnent les résultats suivants (figure 9.9) :

- dans les deux cas, la corrélation est fortement positive dans les trois océans et la significativité à 90% est la même (0.30)
- les régressions de η_T sont effectivement positives globalement, et fortes (2.2 cm)
- les résultats pour η_S sont plus limités : dans l'Indien et l'Atlantique ce n'est positif que vers le pôle ; dans le Pacifique seulement vers les tropiques. De plus, les valeurs obtenues sont moins fortes (1.5 cm)

C'est donc la température qui influence le plus le niveau de la mer, et son action est renforcée dans certaines zones par la salinité. On constate en plus que les zones où la corrélation entre la SSH et η_T est forte, et en particulier celles qui coïncident avec η_S , sont des endroits où la corrélation entre la SSH et la gravimétrie (figure 9.2) était faible. Il n'y a qu'au large de l'Argentine que dans tous les cas, la corrélation est forte.

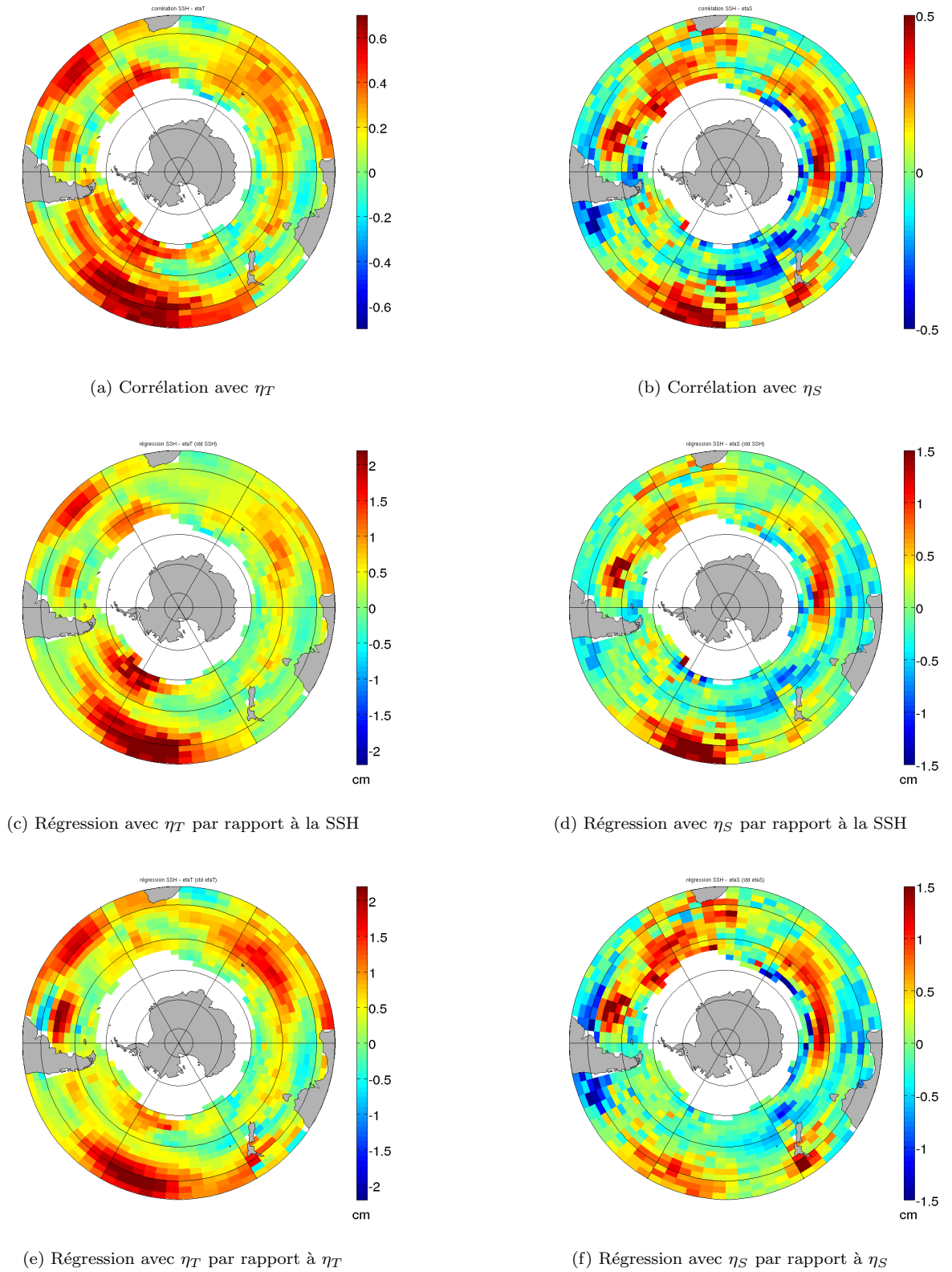


FIGURE 9.9 – Corrélation et régressions entre les anomalies d'élévation thermostériques (gauche), halostériques (droite) et les anomalies d'altimétries entre 2004 et 2010

9.4.6 Corrélation anomalies stériques - altimétrie corrigée

Pour vérifier ces conclusions, nous avons rapidement calculé la corrélation entre les anomalies d'élévations stériques et les anomalies de SSH auxquelles on a ôté les anomalies de gravimétrie : seule la contribution stérique reste donc (normalement).

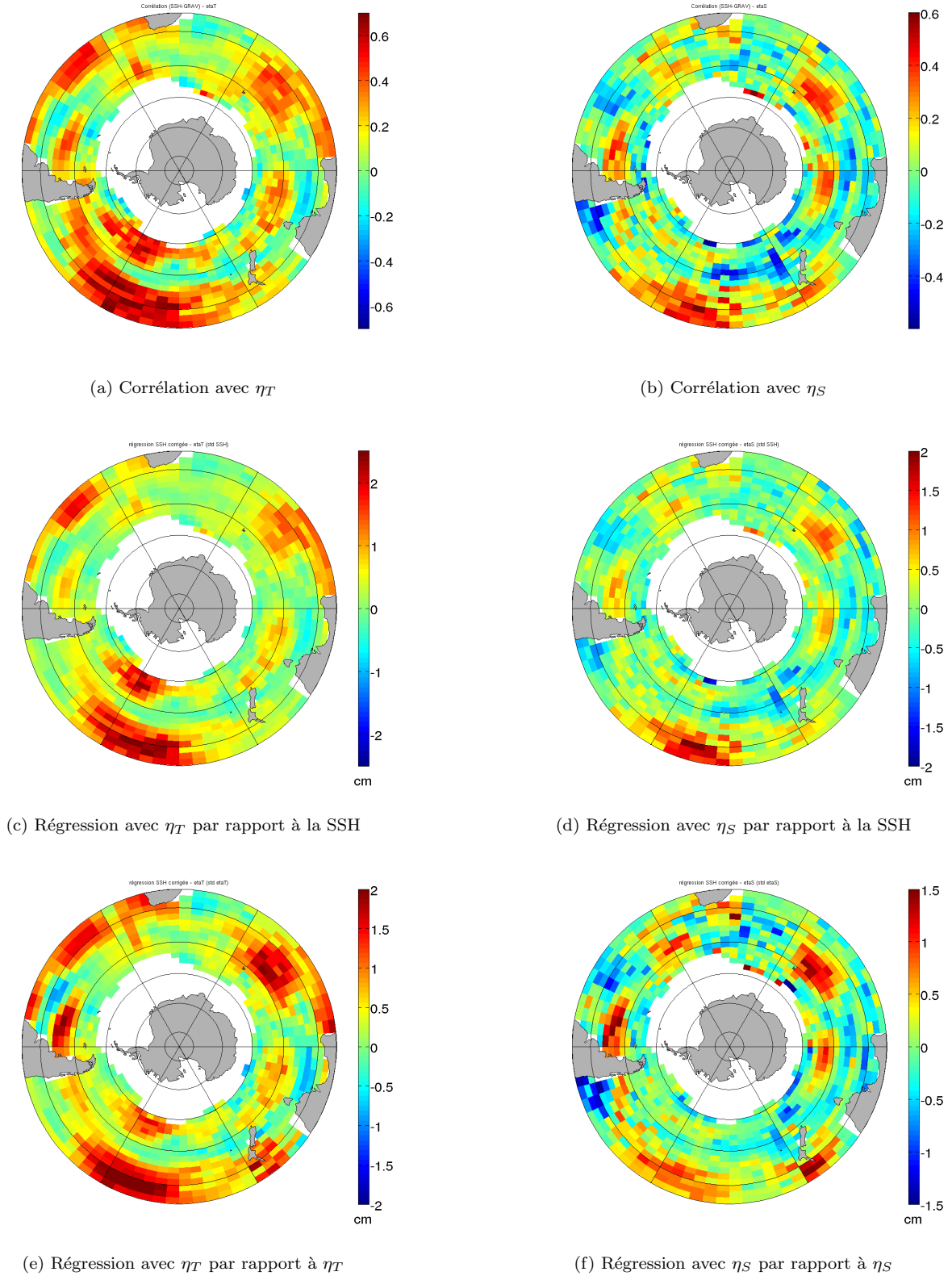


FIGURE 9.10 – Corrélation et régressions entre les anomalies d'élévation thermostériques (gauche), halostériques (droite) et les anomalies d'altimétries corrigées de la gravimétrie entre 2004 et 2010 ; significativité de 0,29 dans les deux cas

On constate sur la figure 9.10 que :

- pour η_T , corrélation et régressions sont très fortement positives sur toute la ceinture subtropicale, dans le Pacifique Sud et au large des côtes Argentines
- pour η_S , les cartes sont un peu plus bruitées et l'on y trouve aussi bien des zones à corrélation positive qu'à corrélation négative. Le Pacifique subtropical, les côtes Argentines et le plateau des Kerguelen sont néanmoins des aires positives nettes.

La corrélation entre l'élévation thermostérique et la SSH corrigée est donc quasiment globale et forte, tandis que la corrélation entre l'élévation halostérique et la SSH corrigée est plus bruitée mais tout de même parlante.

Si l'on compare de plus ces cartes avec la version précédente, on remarque les points suivants :

- pour η_T , retirer la contribution gravimétrique a amélioré corrélation et régressions dans l'Indien, n'a pas changé le Pacifique, mais a notablement réduit la corrélation dans l'Atlantique Sud
- pour η_S , corrélation et régressions ont été dégradées par la correction dans l'Indien et l'Atlantique, tandis qu'elles ont été conservées dans le Pacifique subtropical et au large de l'Argentine.

Ôter la contribution gravimétrique n'a donc malheureusement pas amélioré nos résultats, à moins que cela n'ait permis de supprimer de l'étude des zones où la corrélation était en réalité fortuite.

9.4.7 Corrélation avec SAM et ENSO

Pour finir, on a regardé par curiosité la corrélation entre les élévations stériques et les indices SAM et ENSO. Nous ne commenterons pas les cartes en détail, mais on peut remarquer :

- que dans les deux cas, la carte de ENSO et la carte de SAM semblent être (une fois de plus) le négatif l'une de l'autre
- que ces deux cartes présentent approximativement les mêmes schémas que les cartes de corrélation et régression entre les anomalies de température et salinité et les indices SAM et ENSO (figures 8.8 et 8.9). Le signal halostérique est cependant nettement plus bruité que le signal de salinité de surface.
- que comme précédemment, la régression sur ENSO est plus forte que celle sur SAM
- que cette fois, les valeurs de corrélation sont un peu plus faibles
- et que les valeurs de $\alpha_{90\%}$ calculées dans la partie précédente (table 8.1) sont quasiment égales à celles concernant les élévations (table 9.1)

	ENSO	SAM
η_T	0.30	0.26
η_S	0.30	0.27

TABLE 9.1 – $\alpha_{90\%}$ des corrélations entre les valeurs mensuelles des élévations stériques et des indices SAM et ENSO

9.5 Conclusions

Cette partie de l'étude cherchait à voir si les anomalies de température et salinité calculées auparavant n'avaient un impact qu'en surface, ou si leur influence pouvait être plus profonde.

Pour cela, nous nous sommes intéressés aux anomalies du niveau de l'océan, qui sont dues à des déplacements sur une forte profondeur des masses d'eau (observables par gravimétrie), ou à leur dilatation/contraction (composante stérique).

La gravimétrie expliquait une partie de ces anomalies de SSH, mais pas la totalité. Regarder la contribution des anomalies stériques avait donc un sens.

Dans un premier temps, nous avons étudié l'élévation thermostérique à travers les anomalies de contenu thermique de la couche de mélange. Mais alors que la corrélation entre la SSH et les anomalies de température était très forte, les résultats ont été vraiment faibles en considérant le contenu thermique. Les anomalies ont donc un impact plus en profondeur, persistant sous la couche de mélange estivale.

Nous avons donc alors calculé les élévations thermostériques η_T et halostériques η_S en intégrant tous les profils sur la même profondeur (700m), elle-même plus profonde que la couche de mélange. Et les résultats ont été satisfaisants : bonne corrélation entre η_S et la SSH, très bonne entre η_T et la SSH, avec des régressions

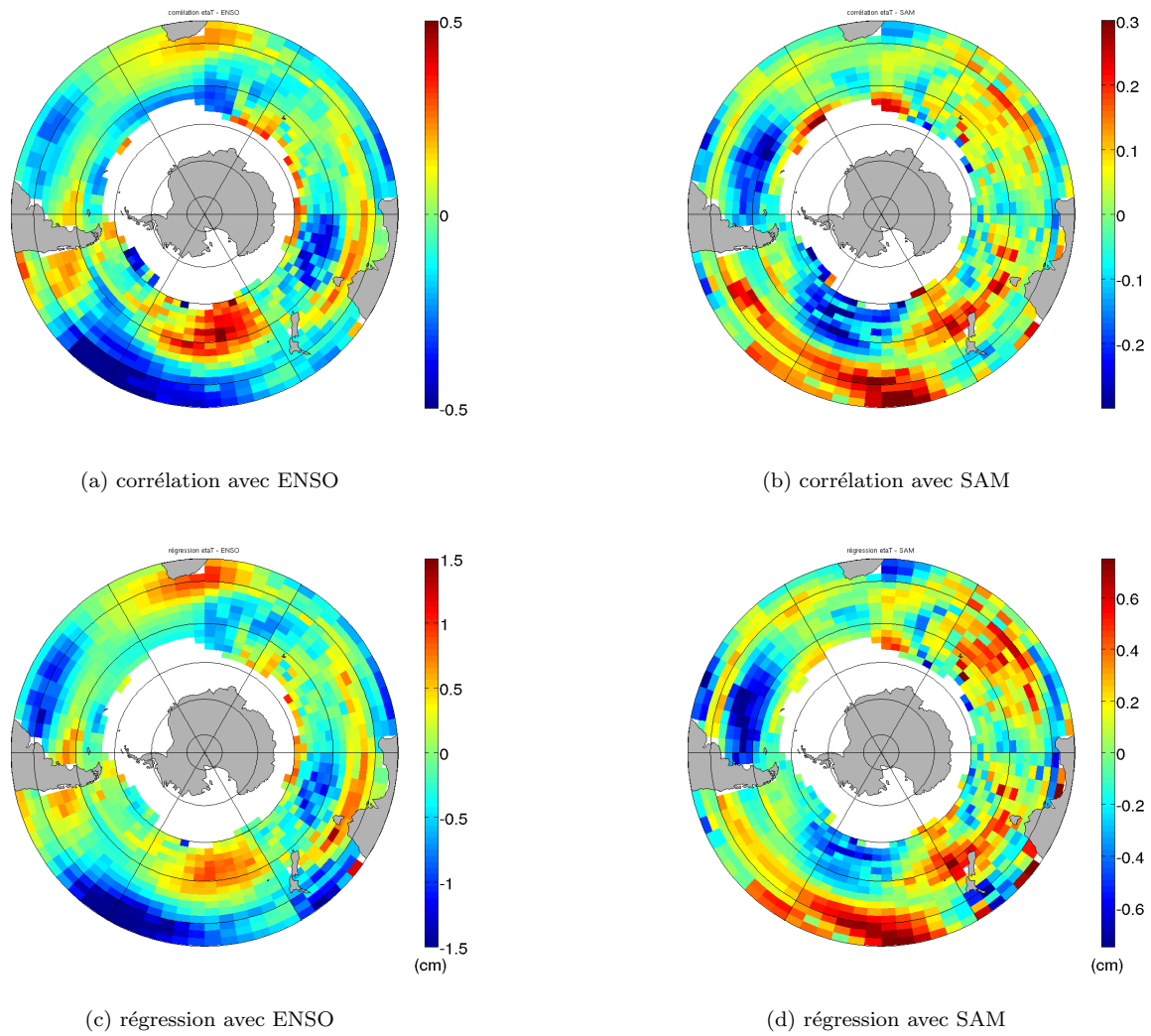


FIGURE 9.11 – Corrélation et régression entre l'élévation thermostérique η_T et les indices SAM et ENSO entre 2004 et 2010

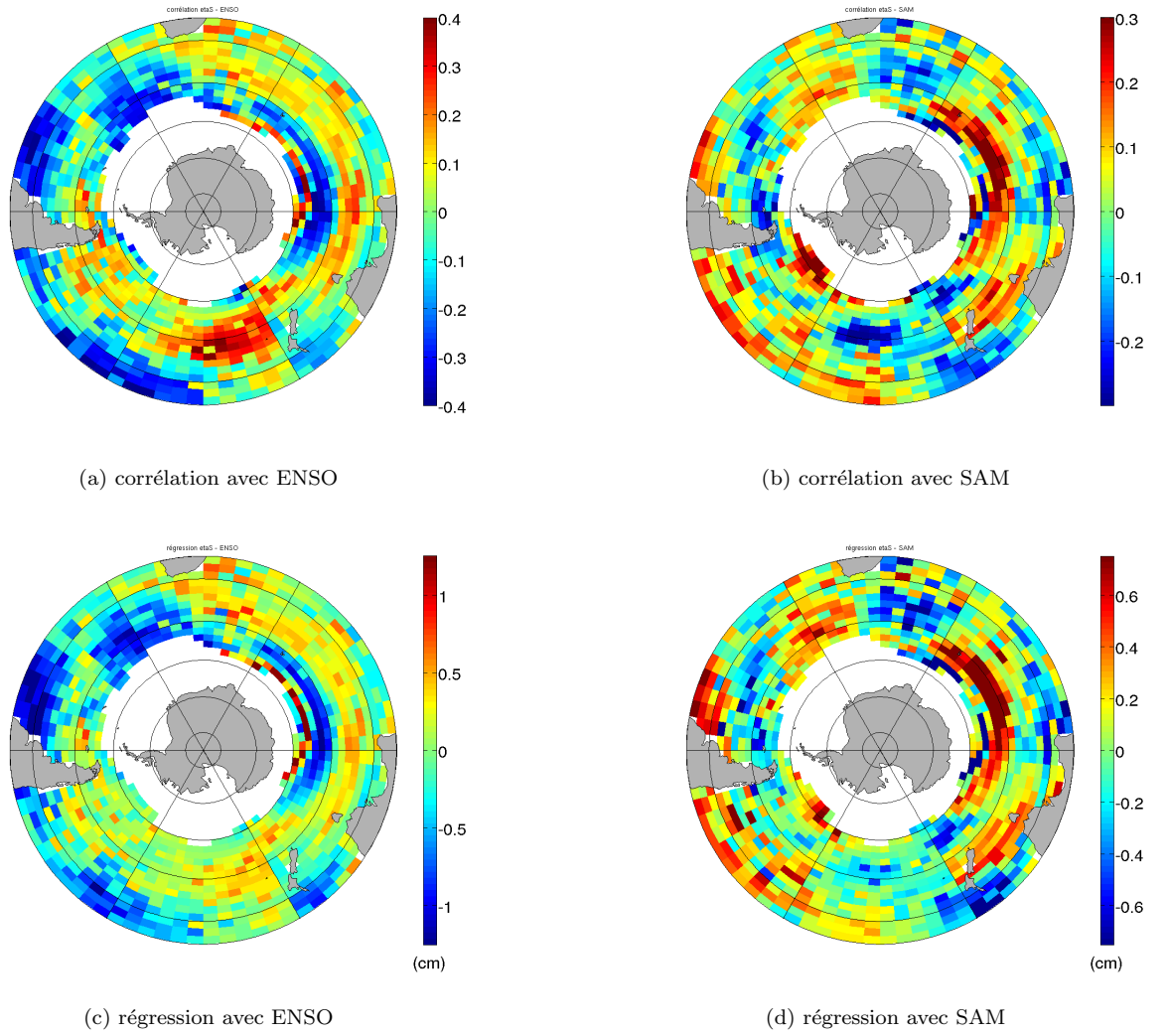


FIGURE 9.12 – Corrélacion et régression entre l'élévation halostérique η_S et les indices SAM et ENSO entre 2004 et 2010

de plusieurs centimètres. De plus, ces résultats coïncident avec les zones où la corrélation entre la SSH et la gravimétrie étaient faibles.

Dans l'Océan Austral, les anomalies de température et salinité ont donc une influence au-delà de la profondeur de la couche de mélange, et c'est la température qui semble dominer.

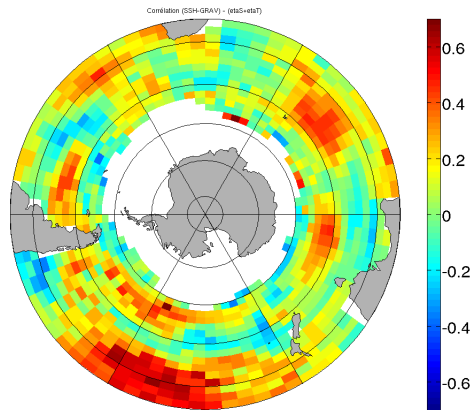


FIGURE 9.13 – Corrélation entre $\eta_T + \eta_S$ d'une part et SSH - gravimétrie d'autre part ; significativité de 0,28

Néanmoins, en l'absence de bruit dans les données hydrographiques, altimétriques et gravimétriques, les cartes de corrélation obtenues, et notamment celles concernant l'altimétrie à laquelle on a ôté la gravimétrie, devraient être à un. Or, ce n'est pas ce que l'on obtient (figure 9.13), et ce pour deux raisons possibles :

- les signaux que l'on a sont bruités, notamment à cause de problèmes de résolution spatiale
- il y a probablement de la variabilité en-dessous de 700m avec des fluctuations des isopycnes.

Dans le second cas, une solution serait de réeffectuer les intégrations en température et salinité jusqu'à une surface isopycnale, mais c'est impossible dans l'Austral à cause de la faible couverture en données. Idéalement, il faudrait aussi intégrer plus en profondeur puisque certaines couches de mélange, notamment dans le Pacifique Sud-Est, peuvent être plus profondes ; mais ce n'est pour l'instant pas faisable avec ce jeu de données, puisque déjà pour atteindre 700m il nous a fallu faire des compromis et supprimer une partie des profils.

Enfin, la corrélation entre les élévations stériques et les indices SAM et ENSO n'est pas très bonne, quoique cohérente avec les cartes de corrélation de la température et la salinité dans la couche de mélange. Ainsi, si la SSH reflète bien en partie les variations de contenu thermique et halin de l'océan, une utilisation quantitative de ce jeu de données pour examiner la partition des anomalies thermiques

Chapitre 10

Quels mécanismes génèrent les anomalies de salinité ?

Dans l'article de Vivier et al, 2009[32], les auteurs cherchent à analyser les causes des anomalies de température qu'ils ont constatées dans l'Austral. Ils obtiennent comme résultat que les anomalies de flux thermique air-mer dominant sur l'ensemble du domaine, et que les anomalies de flux d'Ekman sont responsables pour un tiers des anomalies.

De manière analogue, nous avons voulu expliquer dans cette partie les anomalies de salinité à l'aide d'un bilan hydrique F_{P-E} et d'un flux d'Ekman F_{Ek} ad hoc :

$$\frac{\partial S'}{\partial t} = F_{P-E} + F_{Ek} \quad (10.1)$$

10.1 Advection du champ de salinité par les anomalies de courant d'Ekman

Durant son expédition vers le Pôle Nord entre 1893 et 1896, Fridtjof Nansen avait remarqué que son navire, prisonnier des packs de glace, se déplaçait vers la droite par rapport au sens du vent. Il était ainsi le premier à voir le phénomène du transport d'Ekman, que nous allons pour notre part regarder autour du Pôle Sud dans ce chapitre.

10.1.1 Qu'est-ce qu'un flux d'Ekman ?

De retour du Pôle, Nansen discuta de cette déviation avec un de ses amis, professeur à l'Université d'Oslo, qui demanda à son thésard Vagn Wilfrid Ekman de se pencher sur la question. Et voici ce qu'il découvrit.

Imaginons une surface plane d'un océan homogène à viscosité constante. Imaginons que le vent souffle sur cette surface. Ekman démontra que la dérive était liée à l'équilibre entre la tension du vent en surface (force de frottement) et la force de Coriolis agissant sur le transport de toute la masse d'eau mise en mouvement. Ainsi, par frottements, un courant de surface ou courant de dérive se crée à 45° à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord (à gauche dans l'hémisphère sud). Ce courant de surface entraîne à son tour la couche d'eau sous-jacente, par frottement liquide et ainsi de suite (cette couche d'eau entraînée ou couche d'Ekman peut atteindre quelques dizaines de mètres). Au cours de ce processus, le courant tourne en profondeur en s'écartant de la direction du vent : c'est la spirale d'Ekman (figure 10.1). Une perte d'énergie se produit, d'où une diminution de la vitesse du courant avec la profondeur (voire une annulation si la profondeur est suffisante).

Ce mouvement d'ensemble de l'eau est globalement dirigé à 90° à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord, à gauche dans l'hémisphère sud : le transport moyen est donc perpendiculaire au vent.

En pratique, cette spirale est difficile à observer car il n'y a pas que le vent qui agit sur les masses d'eau, mais aussi entre autres des gradients de pression et densité. Néanmoins, le transport d'Ekman décrit correctement la partie de la circulation de surface qui est forcée par le vent.

10.1.2 Méthode de calcul et formules

Nous allons maintenant calculer le flux d'Ekman. Dans ce qui suit, latitude et longitudes seront exprimées en radians et désignées respectivement par θ et φ

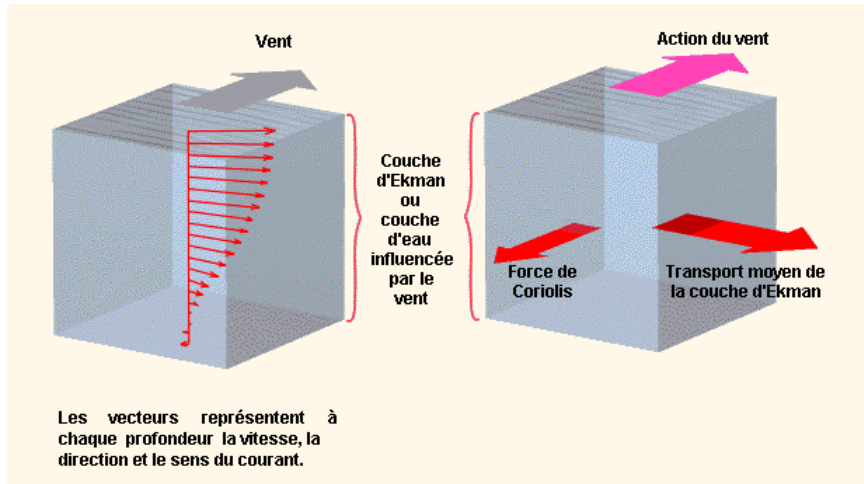


FIGURE 10.1 – Spirale d'Ekman (gauche) et transport d'Ekman (droite)

Soit $\vec{\tau}$ la tension du vent, obtenue entre 1992 et 2010 par le modèle du Centre Européen de prévisions à moyen terme, utilisé dans Vivier et al, 2009[32]. Le transport d'Ekman vaut :

$$\vec{U}_{Ek} = \frac{\vec{\tau} \otimes \vec{k}}{\rho_0 f} = \frac{1}{\rho_0 f} \begin{vmatrix} \tau_y \\ -\tau_x \\ 0 \end{vmatrix} \quad (10.2)$$

avec $\vec{k}$ vecteur vertical unitaire, $f = 2\Omega \sin\theta$ le paramètre de Coriolis qui ne varie qu'en latitude (figure 10.2) et Ω la vitesse de rotation de la Terre ($\Omega \approx 7,3 \cdot 10^{-5} \text{ rad/s}$)

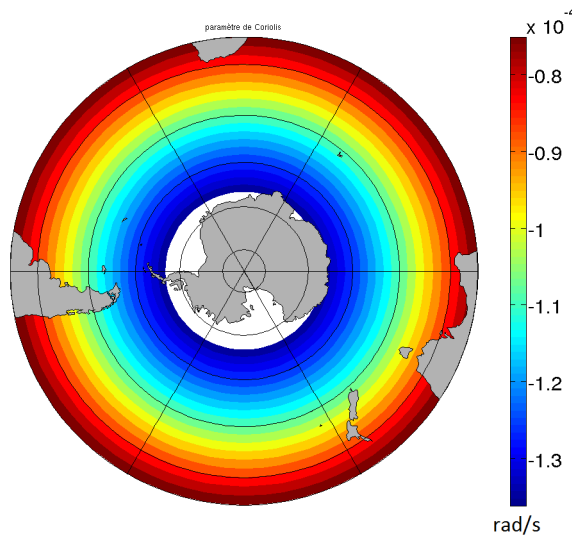


FIGURE 10.2 – Paramètre de Coriolis dans l'Océan Austral

On calcule alors un terme F_{Ek} tel que

$$F_{Ek} = \frac{-U_{Ek}'}{\bar{h}} \cdot \vec{\nabla} \bar{S} \quad (10.3)$$

avec $\bar{h}$ et $\bar{S}$ respectivement les climatologies de profondeur et de salinité de la couche de mélange (calculées plus tôt dans l'étude), et U_{Ek}' les anomalies de transports d'Ekman obtenues comme précédemment en ôtant aux données mensuelles les climatologies correspondantes (représentées figures 10.3 et 10.4).

Signalons au passage que, travaillant en coordonnées sphériques terrestres et non dans le plan (x, y) , on a

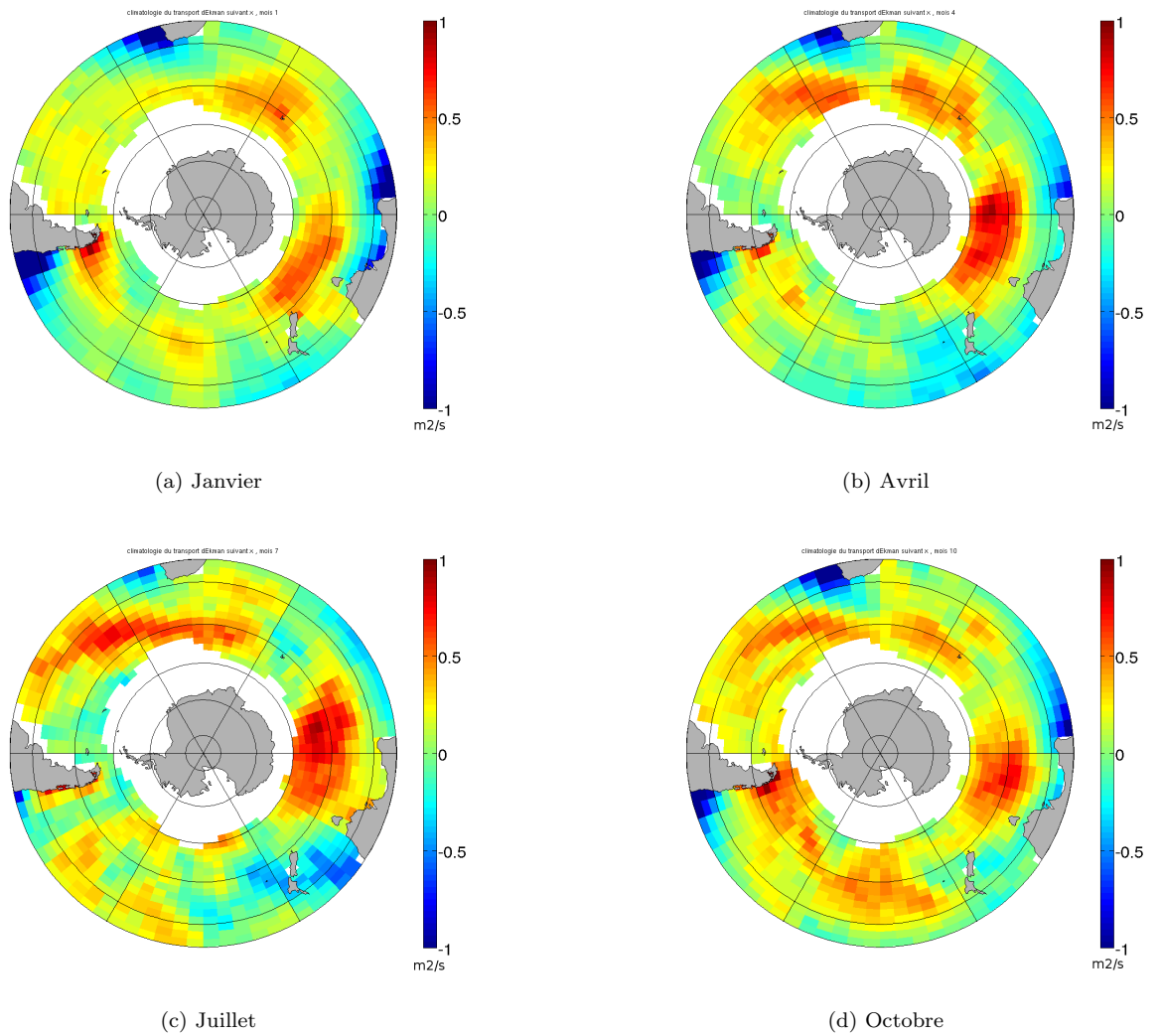


FIGURE 10.3 – Climatologie du transport d'Ekman suivant x (longitude) entre 2004 et 2010

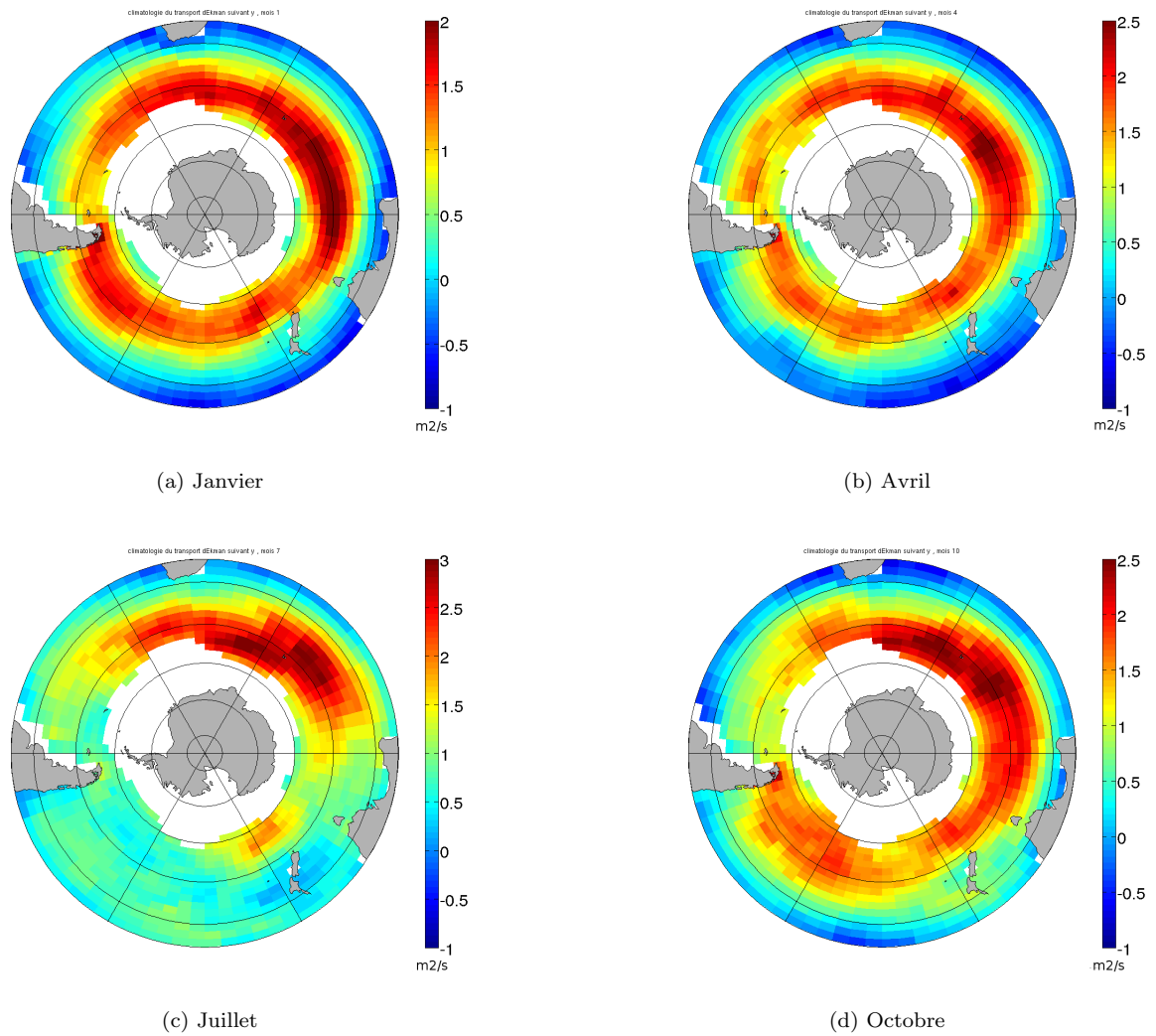


FIGURE 10.4 – Climatologie du transport d'Ekman suivant y (latitude) entre 2004 et 2010

pour le calcul du gradient :

$$\vec{\nabla} = \frac{1}{R} \begin{vmatrix} \frac{1}{\cos\theta} \frac{\partial}{\partial\varphi} \\ \frac{\partial}{\partial\theta} \\ R \frac{\partial}{\partial z} \end{vmatrix} \quad (10.4)$$

où R est le rayon de la Terre

Il ne reste alors plus qu'à comparer ce terme de flux d'Ekman aux anomalies de salinité.

10.1.3 Dériver ou intégrer ?

Pour reprendre l'analogie avec Vivier et al[32], il nous faut comme dans leur équation (3) comparer $\frac{\partial S'}{\partial t}$ à F_{Ek} . Le problème est que les données d'anomalies de salinité sont très bruitées, et que la dérivation ne peut qu'aggraver ce bruit.

La première idée était de dériver quand même, puis d'imposer un filtre passe-bas sur le signal ainsi obtenu pour supprimer une partie du bruit. Mais la fréquence de coupure était loin d'être évidente, et couper à une valeur très basse mais sûre aurait supprimé une trop forte partie du signal. Par conséquent, la dérivée temporelle de S' n'a pas été filtrée.

L'autre solution, c'est de laisser les anomalies de salinité en l'état, et d'intégrer en temps F_{Ek} . Il faut certes retirer alors une moyenne voire une tendance, inconnues a priori, mais il existe sous Matlab (entre autres) des fonctions qui le font vite et bien. Nous avons donc pu travailler facilement avec F_{Ek} intégré en temps et sans tendance.

La variabilité temporelle de F_{Ek} intégré est représentée figure 10.5 : comme les anomalies de salinité, la variabilité maximale se trouve dans les zones de forte activité tourbillonnaire (côtes argentine et courant des Aiguilles). L'autre avantage de cette solution est que l'on peut directement travailler en psu, unité plus parlante que les psu/s ou psu/jour de la première solution.

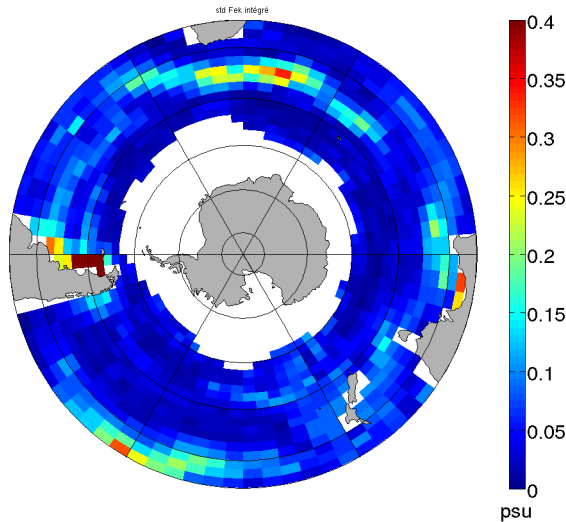


FIGURE 10.5 – Ecart-type des anomalies de flux d'Ekman, intégrées en temps

Même si l'intégration temporelle de F_{Ek} semble plus fiable, et au moins plus propre que la dérivation temporelle de S' , nous présenterons les résultats obtenus par les différentes méthodes dans la suite.

10.1.4 Résultats

On peut remarquer (figure 10.6) que les résultats sont sensiblement les mêmes entre l'intégration et la dérivation. Seul l'Océan Indien diffère : la corrélation est positive dans le cas de l'intégration, et négative lors de la dérivation. Néanmoins, les zones à corrélation significatives sont les mêmes.

Ainsi, les zones remarquables sont (par ordre décroissant de magnitude) :

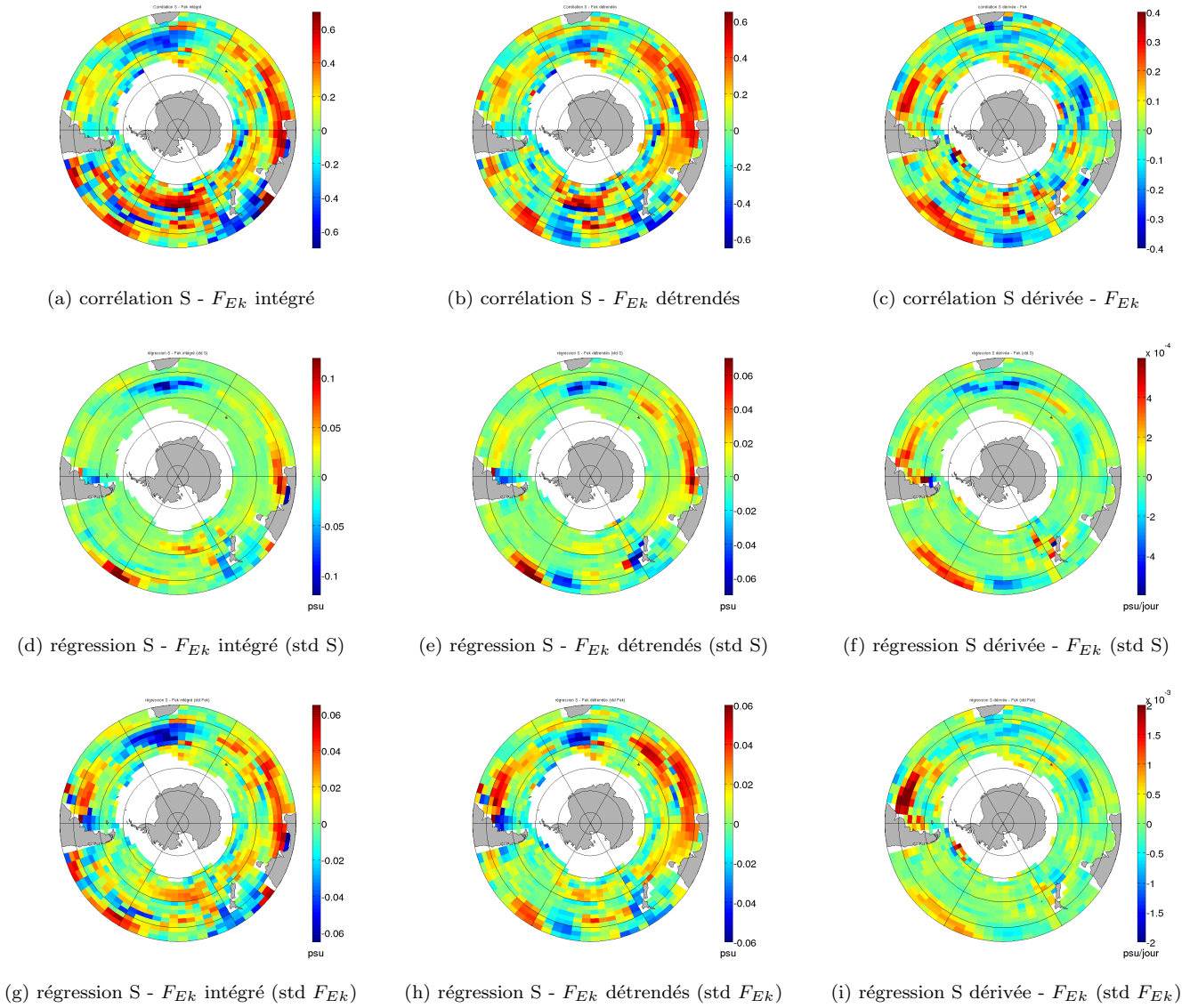


FIGURE 10.6 – Corrélation et régressions entre les anomalies de salinité et les anomalies F_{Ek} intégrées en temps (gauche), intégrées puis détrendées (centre) et entre les anomalies de salinité dérivées en temps et les anomalies F_{Ek} (droite) ; significativités dans la table 10.1

- le courant des Aiguilles
- le bassin Brésilien
- le Pacifique subtropical
- le nord du plateau des Kerguelen
- l'Indien subtropical

La corrélation et les régressions sont plus fortes pour l'intégration simple que pour l'intégration puis la suppression des tendances ("detrending"), mais la significativité à 90% est plus basse pour les valeurs détrendées que pour l'intégration seule (table 10.1) : les zones où la corrélation est juste sont donc plus vastes quand la tendance est ôtée.

Enfin, les corrélations maximales semblent plus faibles pour la dérivation que pour les intégrations. Mais $\alpha_{90\%}$ est également beaucoup plus bas pour la dérivation. Les zones significatives sont donc comparables.

	F_{Ek} intégré	F_{Ek} intégré et détrendé	S' dérivée
$\alpha_{90\%}$	0.36	0.31	0.19

TABLE 10.1 – $\alpha_{90\%}$ des corrélations entre le flux d'Ekman et les anomalies de salinité

10.2 Anomalies de bilan hydrique

Dans un second temps, on s'est intéressé aux précipitations (nommées par la suite P) et à l'évaporation (E) sur l'Austral. On l'a assez répété dans la partie théorique : s'il pleut la salinité de surface diminue, et si l'eau s'évapore la salinité de surface augmente. Il serait donc logique que le bilan hydrique P-E ait un impact sur les anomalies de salinité de la couche de mélange.

Mais comme on a parfois des surprises avec la logique, nous allons calculer plus précisément le lien entre P-E et la salinité de surface dans cette section.

10.2.1 Climatologies des précipitations et de l'évaporation sur l'Austral

En traçant les climatologies des précipitations (figure 10.7) et de l'évaporation (figure 10.8), on remarque des points intéressants quant à la météo de la région :

- l'Austral est plutôt peu arrosé
- les précipitations sont un peu plus fortes pendant l'hiver, notamment vers les tropiques
- l'évaporation a une distribution annulaire et décroît des tropiques vers le pôle

Si les résultats de corrélation ne sont pas bons, on saura donc pourquoi : P et E sont plutôt faibles dans l'Austral.

Signalons que les données qui étaient à notre disposition étaient fournies avec le point de vue océanique : ce que l'océan gagne est compté positivement, et ce que l'océan perd est compté négativement. C'est pourquoi sur ces cartes, E a une valeur négative

10.2.2 Méthode de calcul

Pour ce terme de bilan hydrique, on regarde l'influence des précipitations (P) et de l'évaporation (E) sur la salinité de surface. Dans les formules qui suivent, on considère que P et E sont toutes deux comptées positivement.

Soit une couche homogène d'épaisseur h et de salinité S_0 (typiquement, la couche de mélange). Par définition la masse de sel M_s de cette couche vaut :

$$M_s = \frac{S_0}{1000} M_w = \frac{S_0}{1000} \rho_w V \quad (10.5)$$

où M_w est la masse d'eau, ρ_w la masse volumique de l'eau de mer, et $V = \Sigma h$

Cette masse de sel est constante dans la couche h :

$$\frac{dM_s}{dt} = 0 \Rightarrow \frac{\rho_w \Sigma h}{1000} \frac{\partial S_0}{\partial t} + \frac{S_0}{1000} \rho_0 \Sigma \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (10.6)$$

d'où

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{S_0}{h} \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{S_0}{h} (P - E) \quad (10.7)$$

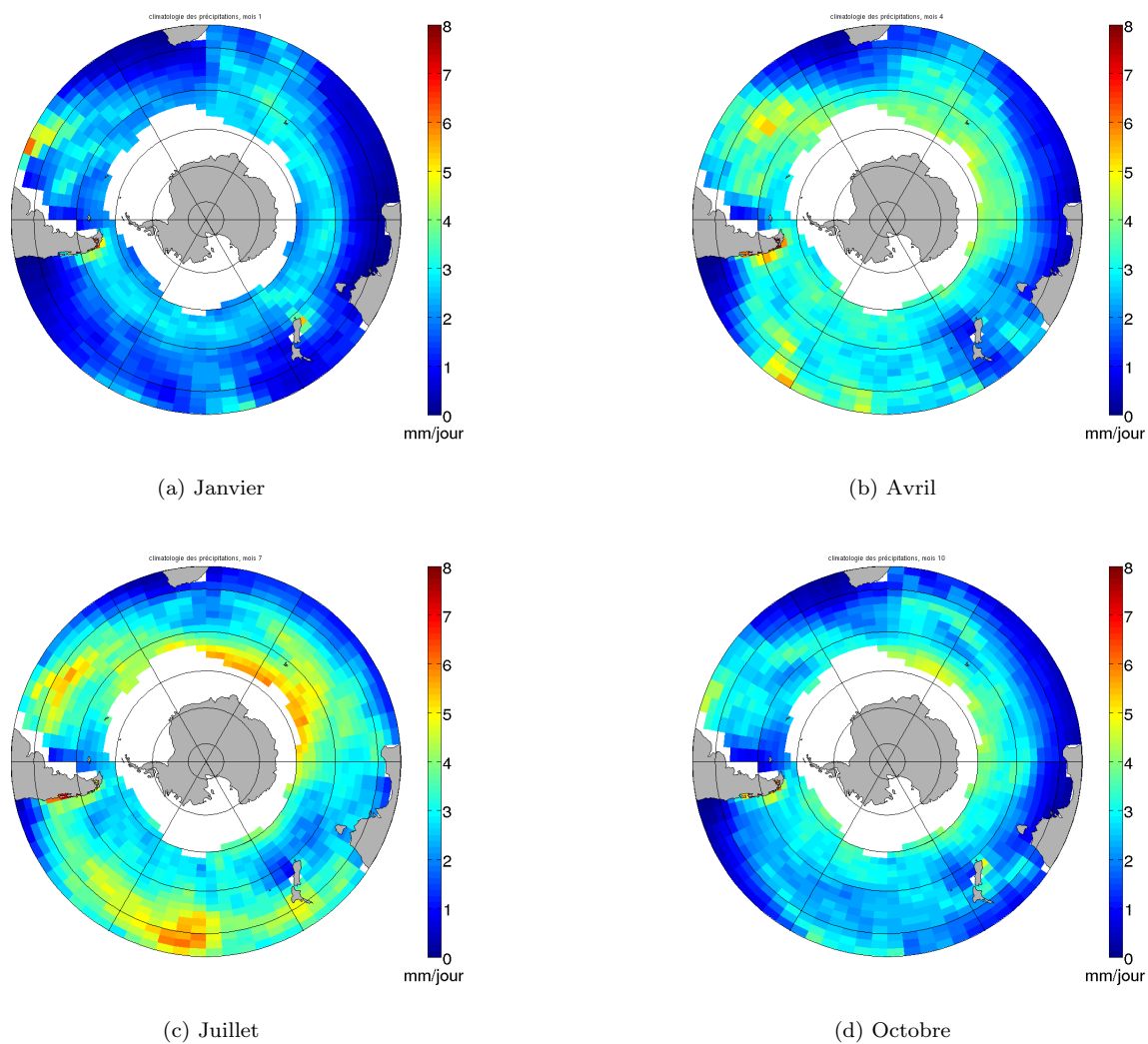


FIGURE 10.7 – Climatologie des précipitations entre 2004 et 2010

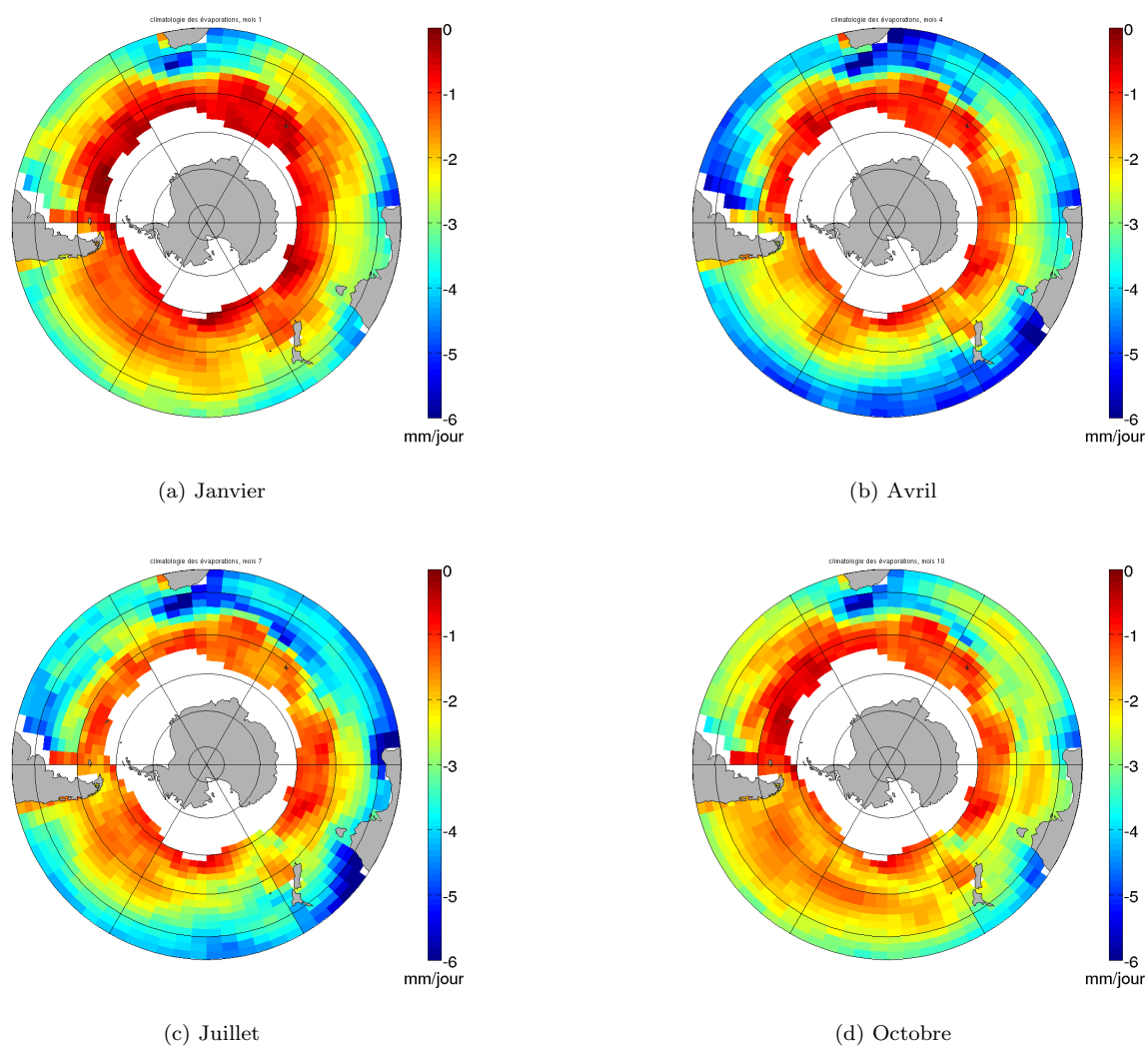


FIGURE 10.8 – Climatologie des évaporations entre 2004 et 2010

Séparant chaque terme en la somme de sa climatologie et de l'anomalie (par exemple $S = \bar{S} + S'$), on obtient, par analogie avec l'équation (3) de Vivier et al[32] un terme F_{P-E} tel que

$$F_{P-E} = \frac{-\bar{S}_0(P-E)'}{\bar{h}} \quad (10.8)$$

Il faut alors comparer $\frac{\partial S'}{\partial t}$ à ce terme F_{P-E} .

La variabilité temporelle de F_{P-E} (après intégration temporelle) est représentée figure 10.9. Comme précédemment, cette variabilité est forte dans le bassin brésilien. Mais cette fois en plus, il y a des variations dans l'Indien et le Pacifique subtropicaux. Nous verrons peut-être l'impact de ces changements sur les cartes de corrélation...

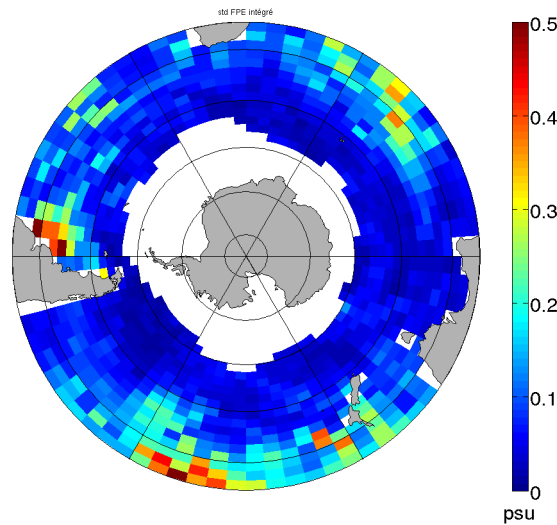


FIGURE 10.9 – Ecart-type des anomalies de bilan hydrique, intégrées en temps

10.2.3 Résultats

Nous avons de nouveau calculé la corrélation et les régressions dans les trois cas : intégration temporelle de F_{P-E} , intégration temporelle de F_{P-E} puis élimination des tendances éventuelles dans ces valeurs de flux intégrées et dans les anomalies de salinité, et dérivation temporelle de S' .

On peut remarquer sur la figure 10.10 que les résultats sont très bruités. Il n'est pas évident de distinguer des zones qui seraient significatives dans tous les cas.

De nouveau, la valeur de $\alpha_{90\%}$ est un peu plus basse une fois la tendance ôtée (table 10.2) alors que les corrélations sont sensiblement plus forte (en valeur absolue) quand on ne la retire pas.

	F_{P-E} intégré	F_{P-E} intégré et détrendé	S' dérivée
$\alpha_{90\%}$	0.36	0.31	0.19

TABLE 10.2 – $\alpha_{90\%}$ des corrélations entre le flux hydrique et les anomalies de salinité

On constate également un phénomène intéressant concernant les flux intégrés dans le Pacifique subtropical : alors qu'après detrending l'ensemble du Pacifique est à corrélation positive, avant detrending sa moitié orientale est à corrélation négative.

A vrai dire, quand on regarde les données temporelles des flux, on peut se demander comment la corrélation est obtenue. La figure 10.11 représente l'évolution temporelle des flux intégrés et des anomalies de salinité en un point de l'Atlantique qui est supposé être à corrélation négative entre S et F_{P-E} .

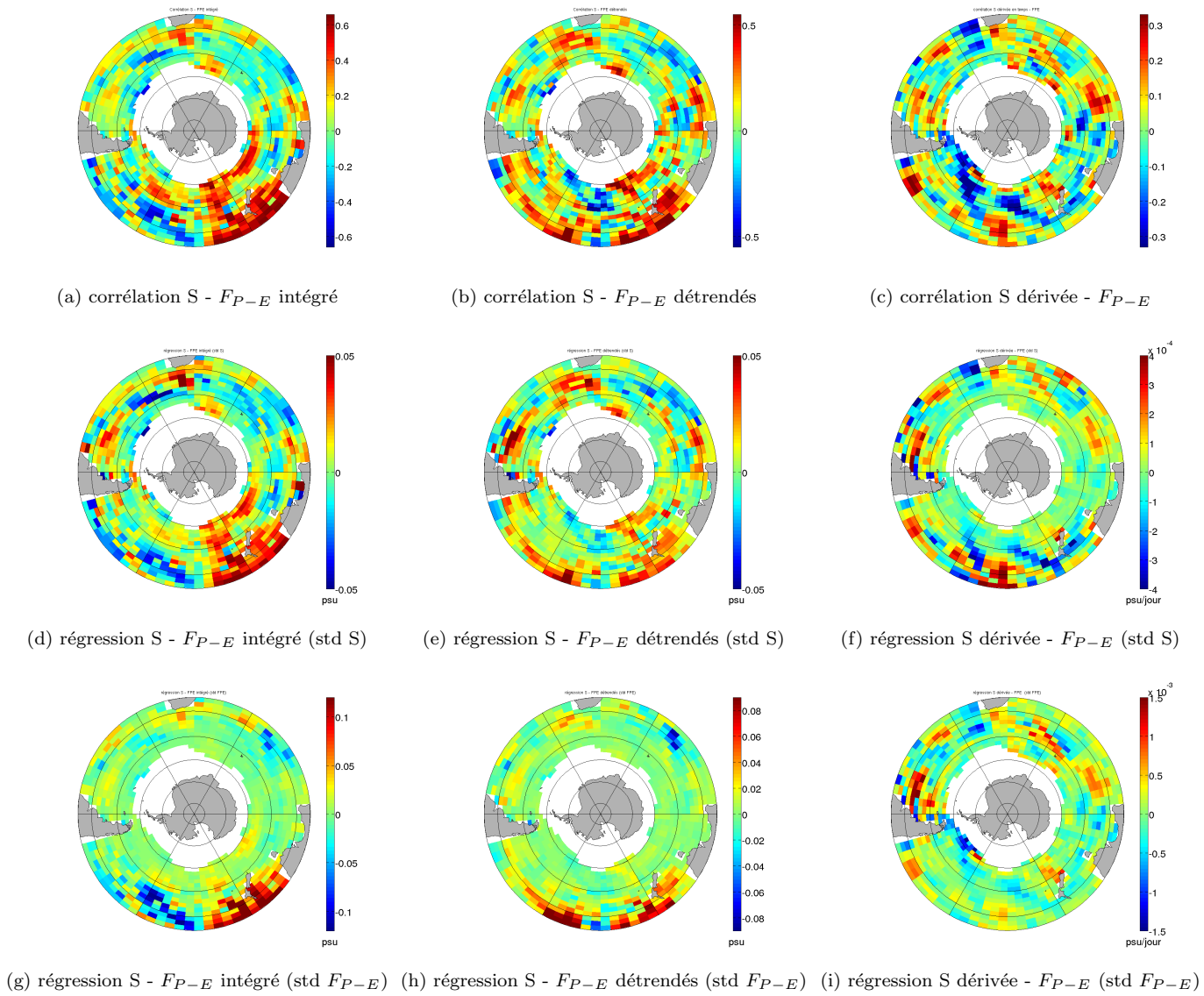


FIGURE 10.10 – Corrélation et régressions entre les anomalies de salinités et les anomalies F_{P-E} intégrées en temps (gauche), intégrées et détrendées (centre) et entre les anomalies de salinités dérivées en temps et les anomalies F_{P-E} (droite); significativités dans la table 10.2

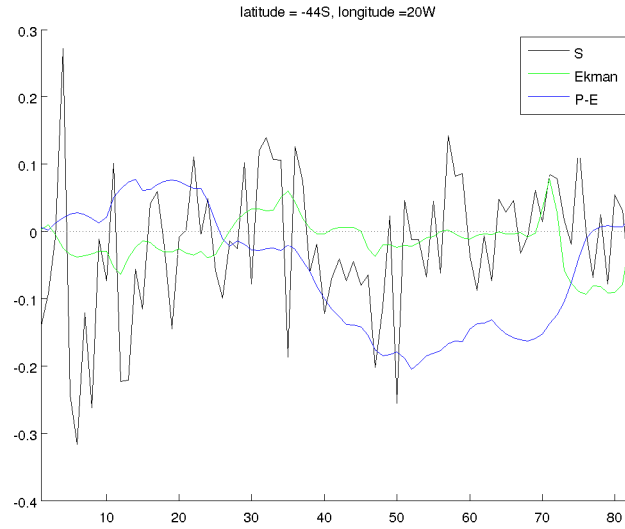


FIGURE 10.11 – Evolution temporelle des anomalies de salinité (noir) et des flux d'Ekman (vert) et hydrique (bleu) intégrés, en un point de l'Atlantique

Si la corrélation est loin d'être évidente, on remarque assez aisément une variation basse fréquence du flux hydrique, très éloigné des variations haute fréquence des anomalies de salinité.

La clé de cette corrélation décevante, bruitée et parfois incohérente se trouve peut-être dans cette variation : il faut ajouter un terme d'amortissement (ou damping) pour compenser cette basse fréquence.

10.3 Amortissement

Dans cette partie, nous avons ajouté un terme d'amortissement (ou damping), représentant les phénomènes qu'on ne peut aisément modéliser mais qui contribuent à ramener les anomalies de salinité vers un état d'équilibre (diffusion tourbillonnaire horizontale, diffusion verticale,...).

L'équation à résoudre devient donc :

$$\frac{\partial S'}{\partial t} = F_{Ek} + F_{P-E} - \gamma S' \quad (10.9)$$

où $\gamma = \frac{1}{\tau}$ et τ est la période de retour, comptée en mois (mais exprimée en secondes)

Dans la suite, on notera $F_{damp} = -\gamma S'$

10.3.1 Schéma numérique de résolution

L'équation à résoudre pour obtenir F_{damp} est une simple équation différentielle du premier ordre.

Privilégiant la rapidité d'exécution des calculs à la précision, nous avons opté pour une résolution par schéma explicite. Nous avons ainsi testé le schéma d'Euler explicite, à un pas, décentré, et le schéma Leapfrog, explicite, à deux pas, centré.

Ceux-ci s'écrivaient ainsi :

- Euler :

$$u_{n+1} = u_n + hf(u_n, t_n) \quad (10.10)$$

avec $u_0 = 0$ (pas d'anomalie à l'origine)

- Leapfrog :

$$u_{n+1} = u_{n-1} + 2hf(u_n, t_n) \quad (10.11)$$

avec $u_0 = 0$ et u_1 obtenu par la méthode d'Euler explicite

Le pas de temps h est d'un mois, et f vaut :

$$f(u_n, t_n) = -\gamma u_n + F_{ek}(t_n) + F_{P-E}(t_n) \quad (10.12)$$

On a pu constater qu'à moins de prendre des périodes de retour trop grandes pour être réalistes (plusieurs années), le schéma Leapfrog donne une solution instable (figure 10.12).

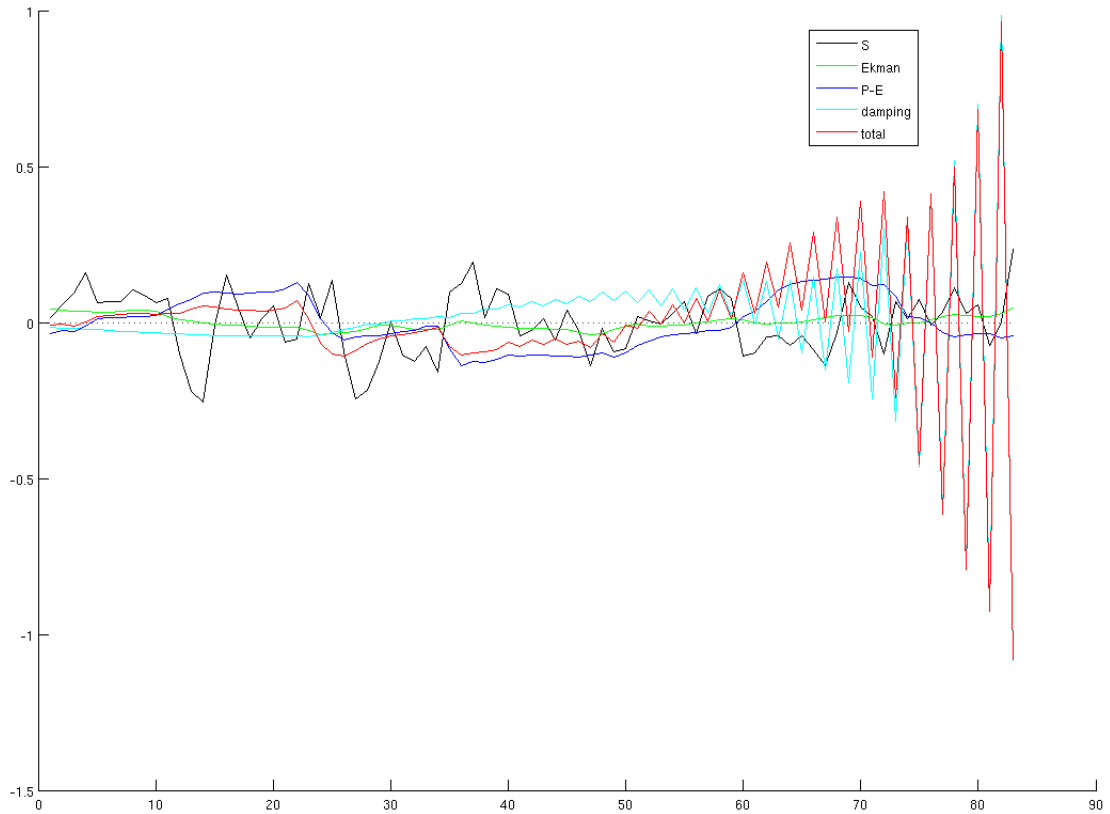


FIGURE 10.12 – Instabilité de la solution Leapfrog pour une période de retour de 8 mois

Dans la suite, nous ne présenterons donc que les résultats obtenus avec la méthode d'Euler explicite.

10.3.2 Résultats temporels

Un dernier paramètre à régler est la valeur du coefficient γ ou de la période de retour τ .

On l'a fait varier entre 3 et 15 mois, et à défaut d'avoir un critère facilement exploitable, on a déterminé la meilleure valeur en regardant la variation temporelle des différents forçages en plusieurs sections (à latitude ou longitude constante) des trois océans Pacifique, Atlantique et Indien.

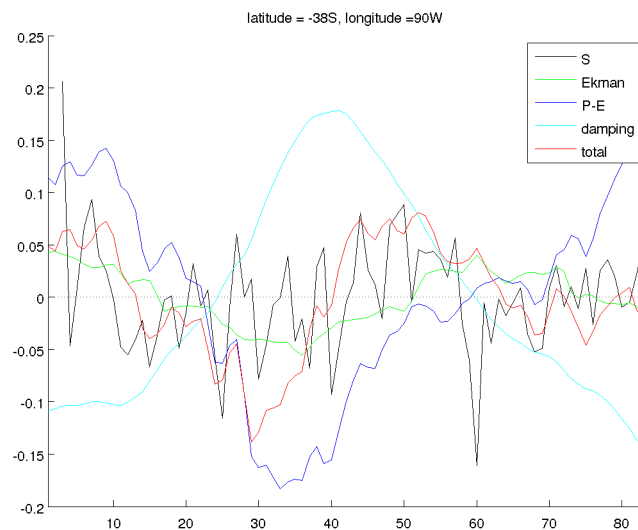
La figure 10.13 illustre ces résultats pour une même latitude (38°S) pour une période de retour de huit mois, valeur qui a semblé être la meilleure : on peut constater que la basse fréquence du terme F_{P-E} est effectivement compensée par le terme F_{damp} .

Il est intéressant de remarquer que l'on retrouve cette valeur de huit mois dans l'article de Vivier et al [32] : son terme de damping pour la température correspond là aussi à un amortissement en huit mois.

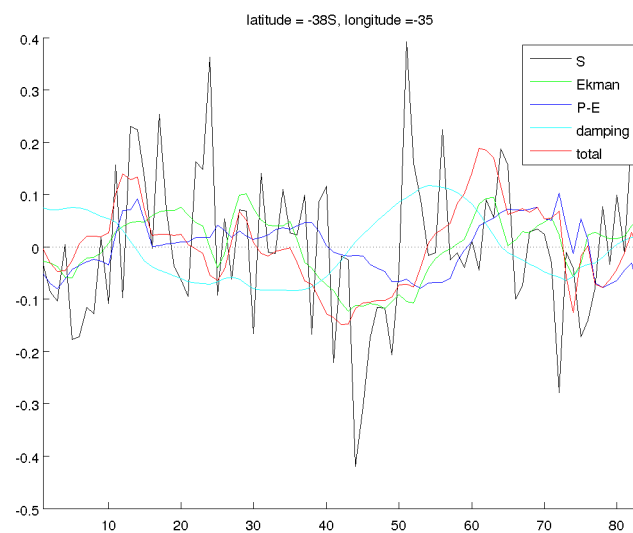
10.3.3 Corrélation du total

Pour savoir si avec ces trois termes on parvient à une représentation raisonnable de la variabilité de la salinité, on regarde la corrélation et les régressions entre les anomalies de salinité et la somme des trois forçages (figure 10.14).

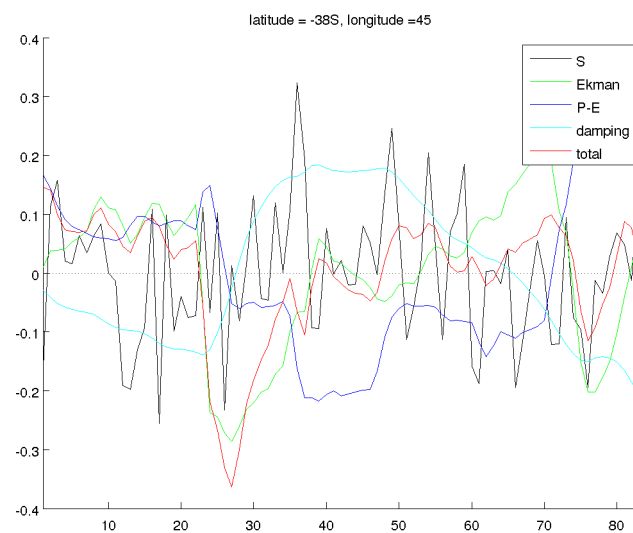
Les significativités correspondantes sont les suivantes :



(a) Pacifique



(b) Atlantique



(c) Indien

FIGURE 10.13 – Variation temporelle des différents forçages intégrés et détrendés, prise à la latitude 38°S dans les trois océans

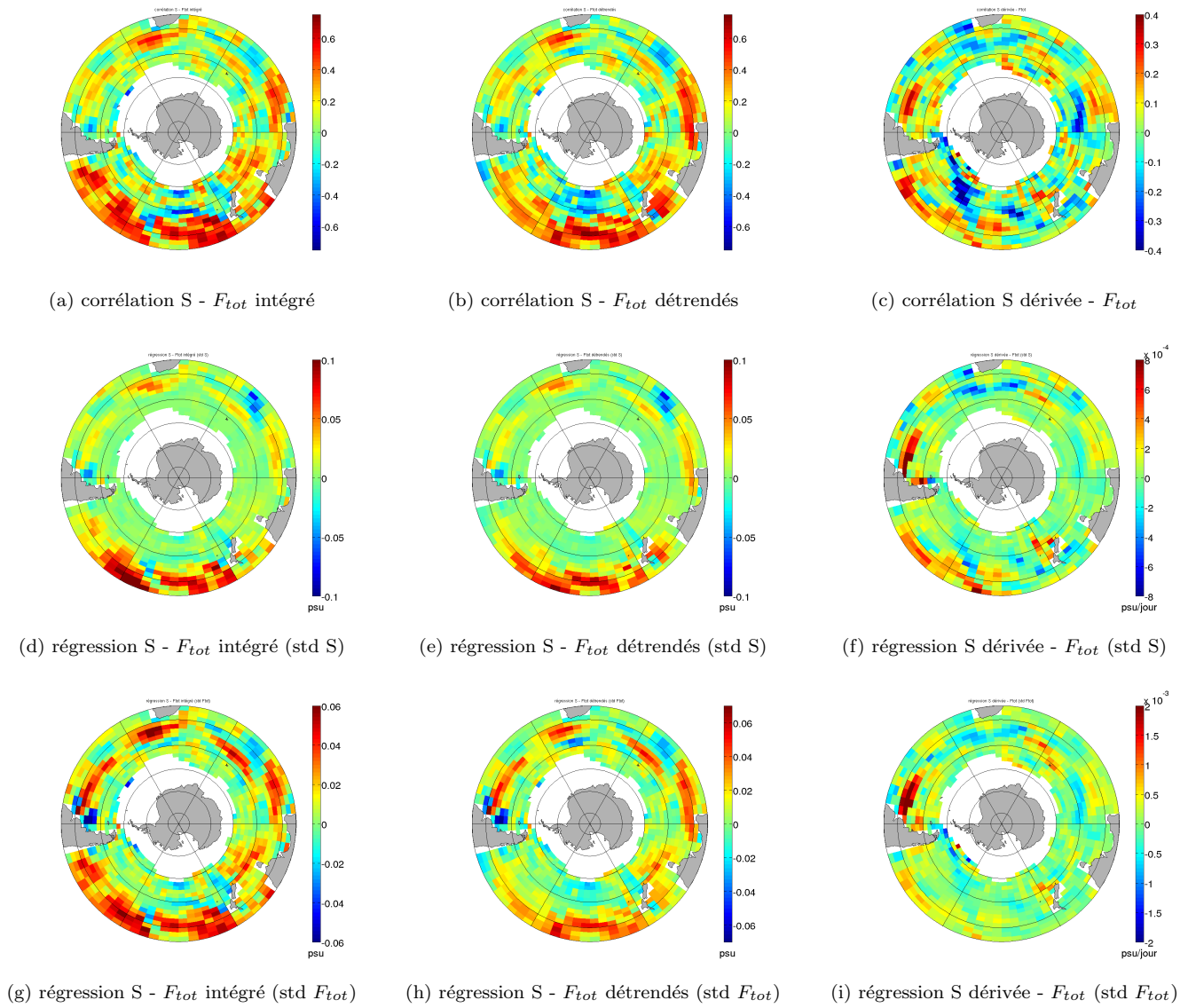


FIGURE 10.14 – Corrélation et régressions entre les anomalies de salinité et les anomalies F_{tot} intégrées en temps (gauche), intégrées puis détrendées (centre) et entre les anomalies de salinité dérivées en temps et les anomalies F_{tot} (droite); significativités dans la table 10.3

	F_{tot} intégré	F_{tot} intégré et détrendé	S' dérivée
$\alpha_{90\%}$	0.34	0.30	0.19

TABLE 10.3 – $\alpha_{90\%}$ des corrélations entre le total des forçages et les anomalies de salinité

Si ces trois forçages étaient les seuls responsables de la variabilité de S , les cartes de corrélation et de régression seraient toutes entièrement rouges. On peut constater que ce n'est pas le cas, mais que le résultat actuel n'est tout de même pas trop mal.

Les cartes basées sur la dérivation des anomalies de salinité sont les moins bonnes. Néanmoins, quand on dérive ces anomalies de salinité, on obtient beaucoup de bruit. Il est donc normal que ce bruit ne soit pas très bien corrélé avec nos forçages.

Les cartes basées sur l'intégration des forçages, en gardant ou non la tendance, sont plutôt satisfaisantes. Corrélation et régressions sont positives et fortes dans :

- tout le Pacifique subtropical (on ne retrouve plus de séparation Est-Ouest comme pour le bilan hydrique)
- le bassin Brésilien
- le courant des Aiguilles
- le plateau des Kerguelen
- l'Indien subtropical oriental

Deux zones problématiques persistent : l'Indien subtropical occidental est à corrélation négative tandis que le Pacifique Sud est à corrélation nulle voire négative.

Soit l'amortissement est différent dans ces zones, soit il manque encore au moins un phénomène pour expliquer la variabilité des anomalies de salinité. Néanmoins, les résultats sont satisfaisants sur le reste du globe.

10.4 Conclusions

Un dernier point reste à vérifier avant de déclarer que l'étude sur les forçages peut s'arrêter ici : la contribution des différents termes. En effet, si le damping est prépondérant, cela voudra dire que l'on a négligé un phénomène qui devait être pris en compte, et on devra tout recommencer.

10.4.1 Processus dominant

Plusieurs méthodes pourraient être utilisées pour comparer les contributions respectives de chaque forçage (analyse par composante principale, décomposition EOF,...). Pour notre part, nous allons calculer la variance expliquée de chaque point comme étant :

$$VarX = 1 - \frac{var(S' - \int F)}{var(S')} \quad (10.13)$$

avec F représentant tour à tour le forçage d'Ekman, hydrique et le damping. On a également calculé cette variance dans le cas de $\frac{\partial S'}{\partial t}$ et les forçages (non intégrés).

La variance expliquée n'est significative que si elle est positive. C'est pourquoi sur la figure 10.15, on n'a gardé que les cases où la variance est comprise entre 0 et 1.

On constate avec soulagement que le terme d'Ekman est celui à variance expliquée la plus forte, suivi du terme P-E puis du damping (méfiez-vous, les échelles sont trompeuses).

Néanmoins, il y a de grandes zones où cette variance est négative (laissées en blanc sur les cartes). Les résultats que nous avons sont donc bons, mais pas excellents.

10.4.2 Corrélation des forçages avec SAM/ENSO

Afin de clore ce stage en revenant à son essence même, nous avons regardé la corrélation entre les forçages hydrique et d'Ekman, et les modes de variabilité de l'Austral SAM et ENSO, i.e l'influence de ces modes climatiques respectivement sur les précipitations et le vent au-dessus de l'Océan Antarctique.

On constate sur la figure 10.16 que le flux d'Ekman est corrélée positivement à ENSO dans le Pacifique subtropical, et encore plus fortement (toujours positivement) à SAM dans l'Atlantique, le courant des Aiguilles, et l'Indien subtropical. Ce schéma est d'ailleurs très proche de la carte de variabilité temporelle de la salinité (figure 8.3).

La corrélation entre F_{P-E} et SAM/ENSO est moins simple à interpréter (figure 10.17). On semble y voir une forme en spirale qui rappelle très vaguement l'allure des climatologies de P-E, mais dont seule la partie subtropicale demeure sur les cartes de régression.

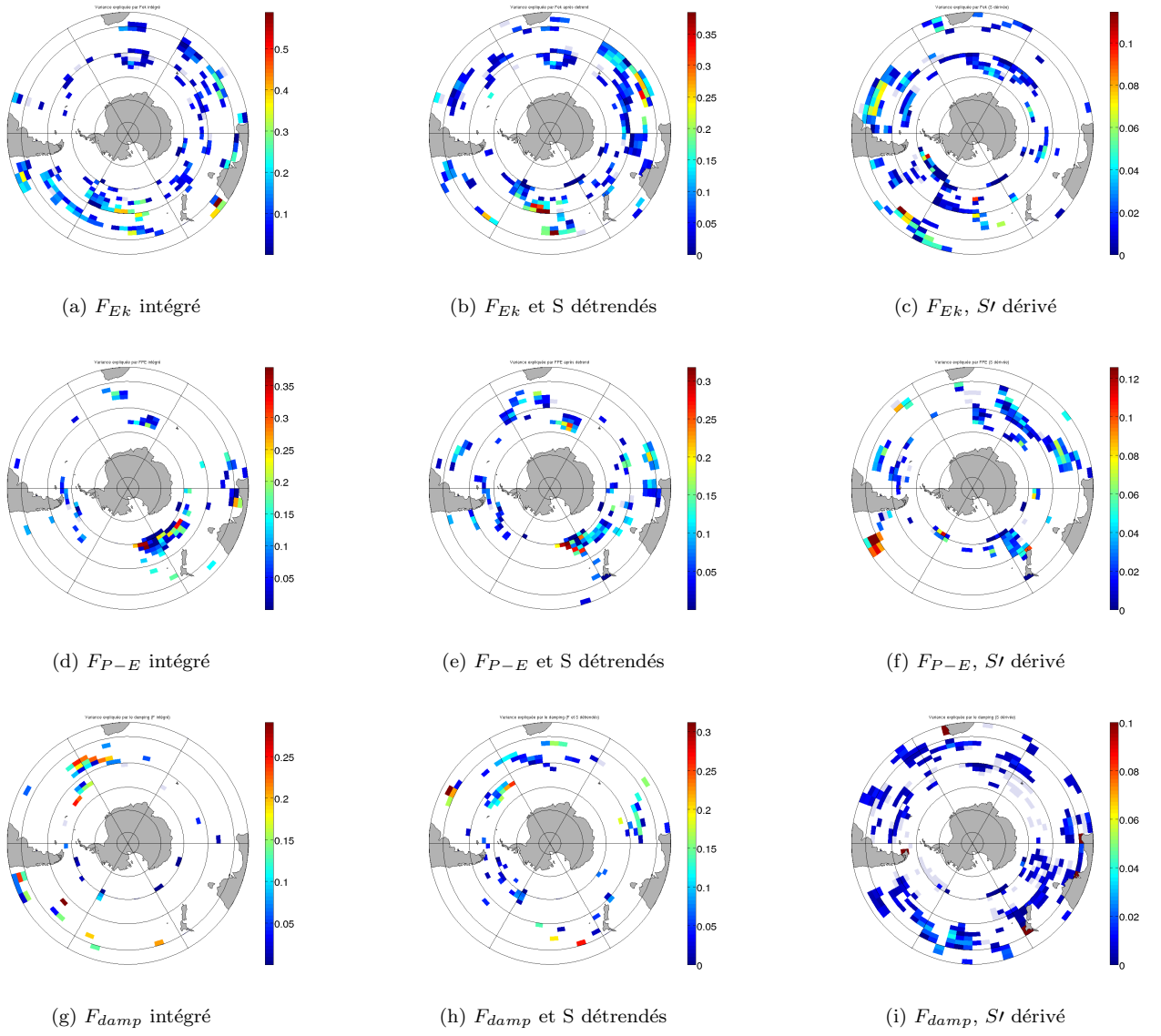


FIGURE 10.15 – Variance expliquée par les différents forçages - seules les valeurs positives ont été conservées

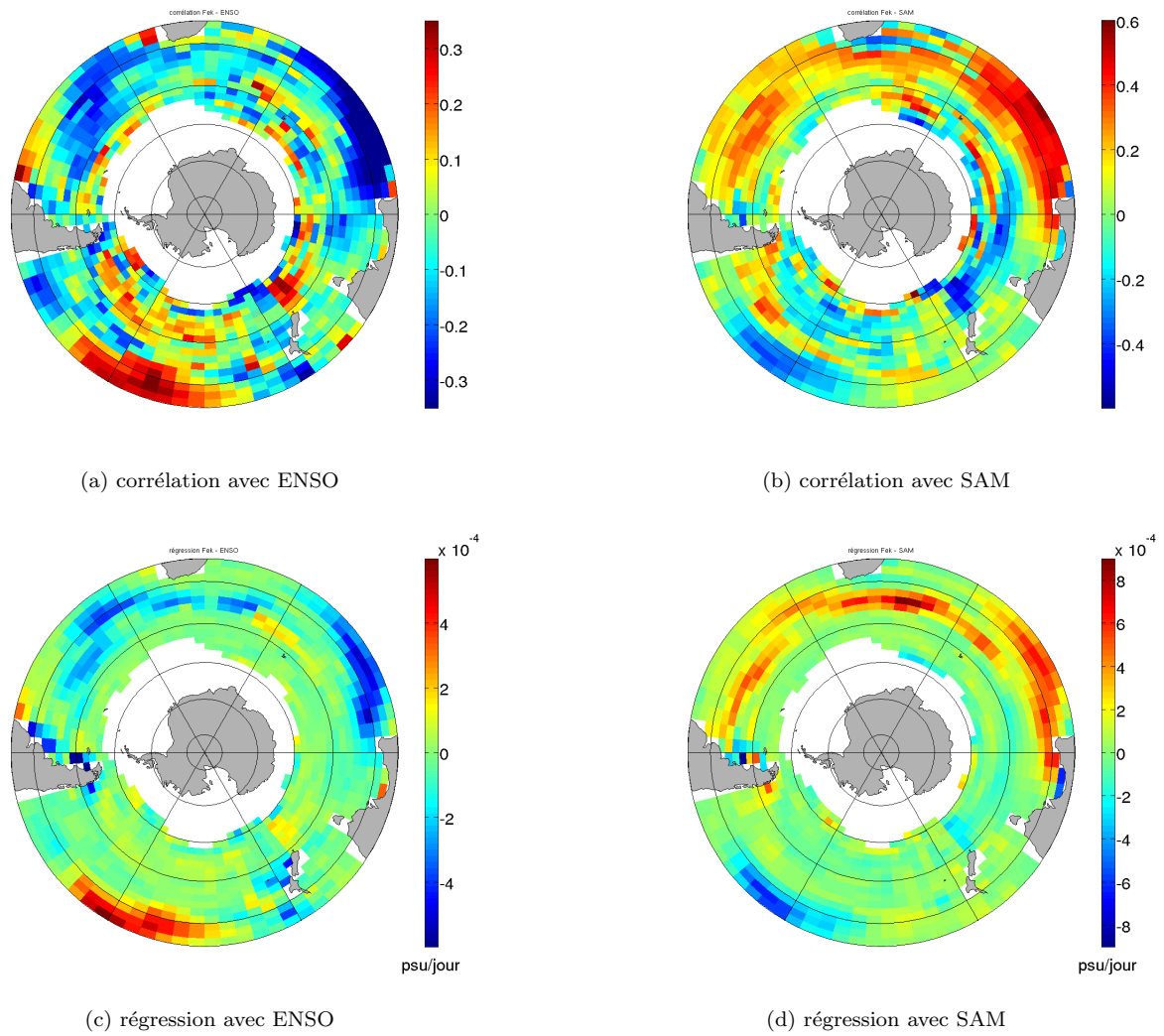


FIGURE 10.16 – Corrélation et régression entre le forçage d'Ekman et les indices SAM et ENSO entre janvier 2004 et décembre 2010 ; significativités indiquées table 10.4

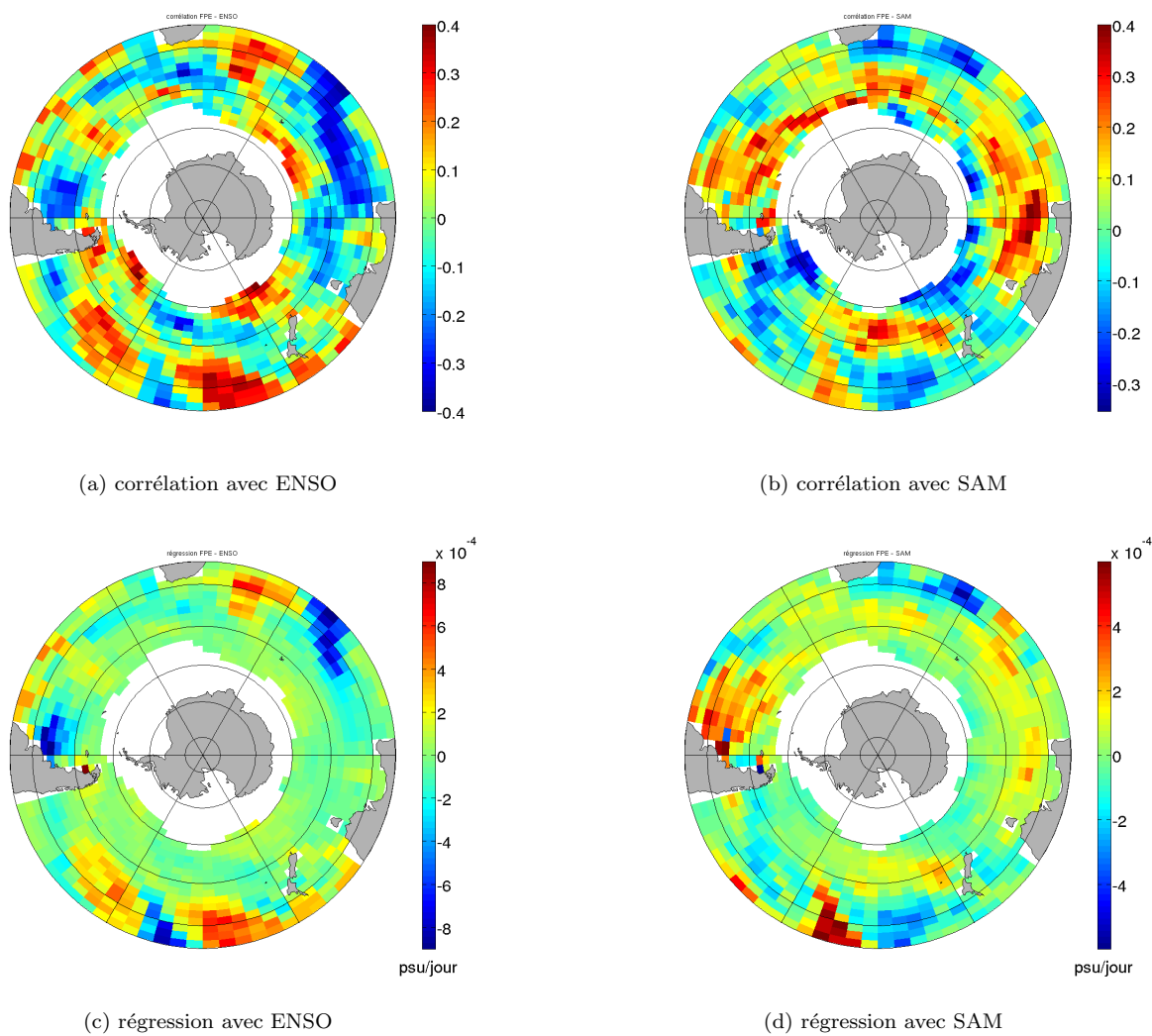


FIGURE 10.17 – Corrélation et régression entre le forçage hydrique et les indices SAM et ENSO entre janvier 2004 et décembre 2010; significativités indiquées table 10.4

Ainsi, corrélation et régression entre SAM et F_{P-E} sont fortement positives dans le bassin brésilien. Dans les océans Indien et Pacifique, on assiste à une alternance positive/négative que l'on retrouve avec les signes opposés et une magnitude plus forte sur les cartes de corrélation et régression entre ENSO et F_{P-E} .

	SAM	ENSO
F_{Ek}	0.21	0.23
F_{P-E}	0.21	0.23

TABLE 10.4 – $\alpha_{90\%}$ des corrélations entre les forçages et les indices climatiques de l'Austral

La corrélation Ekman/SAM explique donc une forte partie de la variabilité de la salinité sur la ceinture Atlantico-Indienne de 50°S. L'autre partie de la variabilité peut s'expliquer par la forte activité de meso-échelle de cette zone de fronts, qui n'est absolument pas prise en compte dans notre modèle simpliste.

La partie précipitation/évaporation est moins importante même si l'on remarque un lien intéressant dans le Pacifique subtropical. On sait en effet que ENSO modifie les régimes de précipitation dans cette région, asséchant l'Est et augmentant les pluies dans l'Ouest. Or on a également constaté au cours de cette étude que les signaux ENSO entre 2004 et 2010 sont relativement faibles. Donc certes la corrélation entre le bilan hydrique et les modes climatiques est peu convaincante, mais cela peut être dû à la faible intensité de ces modes sur la période avec laquelle nous travaillons.

Conclusions

Après une phase de recherches bibliographiques et de lecture d'ouvrages d'océanographie pour combler mes lacunes dans ce domaine, le stage a commencé avec une première partie plutôt calculatoire.

Nous avons d'abord déterminé la profondeur de couche de mélange et les propriétés de cette couche pour des profils hydrographiques situés sur l'ensemble du globe et mesurés entre 1950 et 2010. La profondeur de couche de mélange a été déterminée avec diverses méthodes : seuil en température/salinité/densité, gradient en température/densité, et méthode hybride de Holte. A l'issue de cette partie, en comparant les différents résultats, nous avons opté pour ceux obtenus à l'aide de la méthode du seuil en température.

Nous avons ensuite créé des cartes de ces résultats, toujours pour l'ensemble du globe. Il s'agissait dans un premier temps de ramener nos données éparses sur un maillage régulier de $2^\circ \times 5^\circ$, puis de calculer une valeur représentative de l'ensemble des valeurs de la case ainsi définie, ce avec une erreur satisfaisante. Néanmoins, il restait des zones sans valeur, en particulier dans l'Océan Austral qui est encore pauvre en mesures in situ. Nous avons donc testé plusieurs méthodes de remplissage avant de choisir l'analyse objective, qui donne de bons résultats sauf quand ces trois conditions sont réunies :

- zone très pauvre en données
- certaines des rares données présentes sont aberrantes
- le champ n'est pas régulier (par exemple, la profondeur de couche de mélange)

Nous avons néanmoins pu créer des climatologies et des cartes d'anomalie satisfaisantes.

Enfin, nous avons restreint notre étude à l'Océan Austral et avons calculé la corrélation entre la profondeur de la couche de mélange, sa température moyenne et sa salinité moyenne, et les modes climatiques de l'Austral SAM et ENSO. Nous avons ainsi constaté qu'il existe effectivement une corrélation entre ces modes et nos anomalies, mais que les modes climatiques n'expliquent pas toute la variabilité de la température, la salinité et la profondeur de la couche de mélange. Il faut cependant rappeler que pour la période étudiée dans l'Austral (2004-2010), SAM et ENSO ont été relativement faibles comparés aux années 1990, ce qui peut expliquer les basses corrélations.

Dans une seconde partie, nous avons voulu analyser plus en profondeur nos anomalies en nous posant deux questions : à quoi sont-elles dues physiquement et quel est leur impact ?

Concernant leur impact, nous avons utilisé les anomalies d'altimétrie issues de Topex/Poséidon. L'altimétrie a deux causes de variabilité : la gravimétrie et les élévations stériques. Nous avons donc d'abord regardé la corrélation entre l'altimétrie et la gravimétrie (issue des mesures satellitaires de la mission GRACE) : cette corrélation est forte mais n'est pas globale, une partie de la variabilité n'est pas expliquée. Nous avons alors utilisé les anomalies de température et salinité de nos profils pour calculer les élévations thermo- et halo-stériques (en nous limitant aux 700 premiers mètres de l'océan). La corrélation a essentiellement été forte entre l'altimétrie et le thermostérique, et était forte mais bruitée pour le halostérique. De plus, quand on a comparé la différence altimétrie - gravimétrie à la somme des élévations stériques, la corrélation a été très forte mais pas de 1 partout (résultat idéal). Il y a deux raisons à cela :

- les données hydrographiques et gravimétriques sont bruitées à cause de leur résolution spatiale (par exemple, les données GRACE ne sont en réalité mesurées que tous les 1000km, mais ramenées par calculs à une grille $1^\circ \times 1^\circ$)
- il y a encore de la variabilité après 700 mètres, mais nos données ne nous permettent pas d'aller plus loin (pour calculer les contenus thermique et halin des 700 premiers mètres, il a déjà fallu que l'on fasse des compromis)

Avec le temps et l'augmentation de la couverture en profileurs ARGO dans l'Austral, il sera certainement possible d'effectuer les calculs jusqu'à de plus grandes profondeurs et d'avoir des données moins bruitées. En attendant, cette partie nous a permis de nous assurer de la cohérence des cartes d'anomalies par comparaison à des observations mieux résolues.

Dans la dernière partie, nous avons cherché les mécanismes à l'origine des anomalies de salinité dans l'Austral (la même étude ayant déjà été réalisée par Vivier et al pour la température). Nous avons étudié deux mécanismes

principaux : le flux d'Ekman (action du vent) et le bilan précipitation - évaporation. Nous avons de plus ajouté un terme d'amortissement (damping) qui traduit les effets diffusifs horizontaux et verticaux.

Nous avons alors trouvé que le mécanisme principal est le flux d'Ekman, suivi du bilan hydrique. De plus, en étudiant la corrélation de ces forçages avec les modes SAM et ENSO, nous avons obtenu les résultats suivants :

- le flux Ekman est fortement corrélé à SAM, surtout sur la zone de fronts de l'Atlantique et de l'Indien (courant des Aiguilles et plateau des Kerguelen)
- le flux hydrique présente une corrélation intéressante avec ENSO dans le Pacifique subtropical, et les régressions sont quasi-nulles aux très hautes latitudes

A eux deux, ces forçages permettent de reproduire les grandes lignes de la carte de variabilité temporelle de la salinité dans l'Austral. Les contributions manquantes sont principalement associées à des processus haute fréquence (activité de méso échelle ou tourbillonnaire), particulièrement intense par exemple dans le bassin d'Argentine, mais qui n'est absolument pas représentée dans notre modèle simpliste. Nous avons donc décidé de filtrer les anomalies de salinité afin d'en supprimer la variabilité haute fréquence (due aux tourbillons).

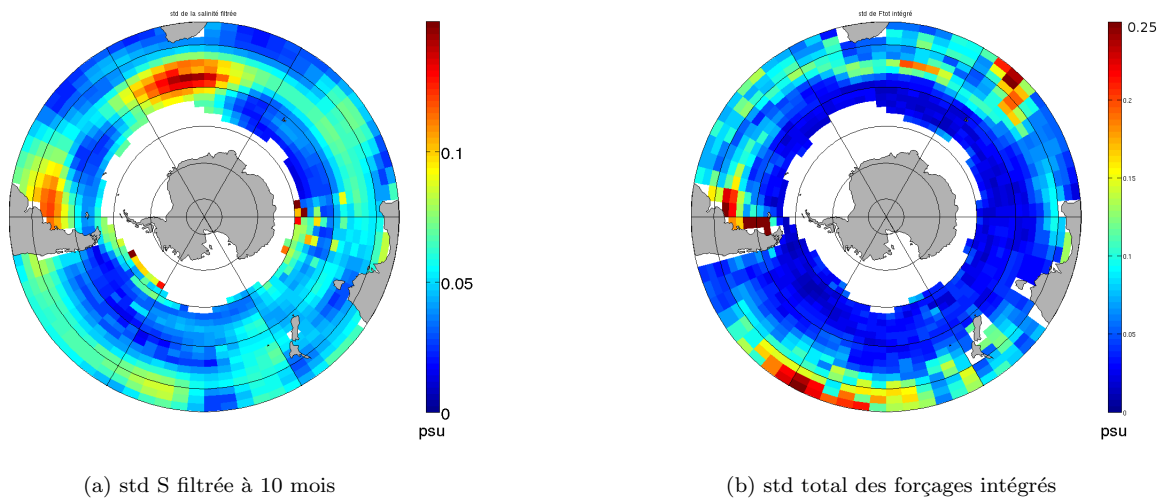


FIGURE 10.18 – Variabilité temporelle de la salinité filtrée et du total des forçages intégrés

La variabilité ainsi obtenue est beaucoup moins forte au large de l'Argentine (figure 10.18). La variabilité de la salinité filtrée et des forçages intégrés est ainsi comparable dans la zone des fronts, mais les forçages ont tendance à surestimer la variabilité par endroits, notamment dans le Pacifique subtropical. Nous avons alors recalculé la corrélation entre l'ensemble des forçages et la salinité filtrée : elle est beaucoup plus forte que précédemment (figure 10.19), même si le seuil de significativité est lui aussi plus haut.

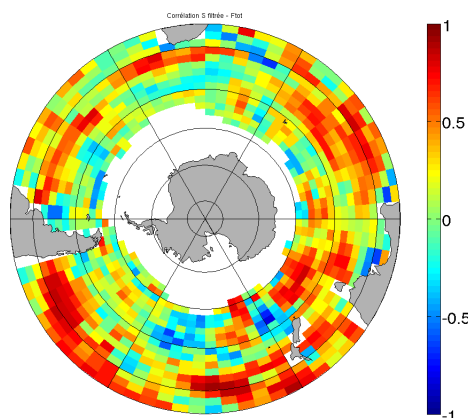


FIGURE 10.19 – corrélation entre les anomalies de salinité filtrées et la somme des forçages intégrés ; significativité de 0,46

Pour conclure cette étude, il faudrait donc essayer de régler au mieux le filtre passe-bas appliqué sur les anomalies de salinité. Une autre piste à laquelle nous avons songé mais que nous n'avons pas eu le temps de

mettre en pratique était d'ajouter un terme traduisant l'impact des anomalies de la profondeur de la couche de mélange sur la salinité, compte tenu de la stratification verticale en sel. Cette analyse constitue la perspective la plus immédiate de ce stage.

ANNEXES

Annexe A

Algorithmes de calcul de la MLD

Algorithm 1 Calcul de la MLD par la méthode du seuil - première partie

Require: $PARAM \in T$, S ou D , $DEPTH \in \mathbb{R}$, $Length \in \mathbb{N}$, $seuil \in \mathbb{R}+$

initialisation : recherche de la profondeur la plus proche de 10m, et nouveaux tris et réorganisation des données au préalable

```
for i=1 :Length do
  tempZ  $\leftarrow$  [], tempP  $\leftarrow$  []
  pos  $\leftarrow$  find(DEPTHi(1 :length(PARAMi)) $\neq$ 99999)
  tempZ  $\leftarrow$  DEPTHi(pos) , tempP  $\leftarrow$  PARAMi(pos)
  [tempZ,m,n]  $\leftarrow$  unique(tempZ)
  tempP  $\leftarrow$  tempP(m)
  if numel(unique(tempZ))==1 then
    tempP  $\leftarrow$  []
  end if
  found  $\leftarrow$  0
  if isempty(tempP) then
    VMLD(i)  $\leftarrow$  NaN , VML(i)  $\leftarrow$  NaN , MLD(i)  $\leftarrow$  NaN
    DZ(i)  $\leftarrow$  NaN , Z0(i)  $\leftarrow$  NaN , PARAM0(i)  $\leftarrow$  NaN , Zmax(i)  $\leftarrow$  NaN
  else
    Zmax(i)  $\leftarrow$  max(tempZ)
    if max(tempZ) < 10 then
      PARAM0(i)  $\leftarrow$  tempP(1)
      Z0(i)  $\leftarrow$  -tempZ(1)
      j  $\leftarrow$  1
    else
      ind  $\leftarrow$  find(tempZ >= 10)
      if numel(ind)>1 then
        bla  $\leftarrow$  []
        for indi=2 :length(ind) do
          if ind(indi)==ind(indi-1)+1 then
            bla  $\leftarrow$  [bla; ind(indi)]
          end if
        end for
        j  $\leftarrow$  bla(1)
      else
        j  $\leftarrow$  ind
      end if
      PARAM0(i)  $\leftarrow$  tempP(j)
      Z0(i)  $\leftarrow$  -tempZ(j)
      if j > 1 then
        stock  $\leftarrow$  tempZ(j - 1)
      else
        stock  $\leftarrow$  tempZ(j)
      end if
    end if
  end if
end for
```

Algorithm 2 Calcul de la MLD par la méthode du seuil - seconde partie

Require: $PARAM \in T$, S ou D , $DEPTH \in \mathbb{R}$, $Length \in \mathbb{N}$, $seuil \in \mathbb{R}+$

Recherche du franchissement du seuil

for $i=1 : Length$ **do**

if $tempP \neq []$ **then**

$c \leftarrow 0$

$caution \leftarrow 0$

while $j \leq length(tempP)$ AND $found == 0$ **do**

if $isnan(tempP(j)) == 1$ OR $(j > 1$ AND $tempZ(j) \leq stock)$ **then**

$j \leftarrow j + 1$

$caution \leftarrow 1$

else if $abs(tempP(j) - PARAM_0(i)) \geq seuil$ AND $c == 0$ **then**

$junk \leftarrow []$

$Xint \leftarrow []$

$Yint \leftarrow []$

$stock \leftarrow tempZ(j - 1)$

if $caution == 0$ **then**

$X \leftarrow [tempZ(j - 1)tempZ(j)]$

$Y \leftarrow [tempP(j - 1)tempP(j)]$

else

$X \leftarrow [tempZ(j - 2)tempZ(j)]$

$Y \leftarrow [tempP(j - 2)tempP(j)]$

end if

 interpolation entre $tempZ(j-1)$ et $tempZ(j)$

$Poly \leftarrow polyfit(X, Y, 1)$

$Xint \leftarrow X(1) : .5 : X(2)$

$Yint \leftarrow polyval(Poly, Xint)$

$MLD(i) \leftarrow -Xint(max(find(abs(Yint - PARAM_0(i)) \leq seuil)))$

$VMLD(i) \leftarrow Yint(max(find(abs(Yint - PARAM_0(i)) \leq seuil)))$

$junk \leftarrow Yint(1 : max(find(abs(Yint - PARAM_0(i)) \leq seuil)))$

$VML(i) \leftarrow mean(junk)$

$j \leftarrow j + 1$

$c \leftarrow c + 1$

$caution \leftarrow 0$

else if $c == 1$ **then**

$stock2 \leftarrow tempZ(j)$

$c \leftarrow c + 1$

$found \leftarrow 1$

else if $abs(tempP(j) - PARAM_0(i)) < seuil$ AND $c == 0$ **then**

$stock \leftarrow tempZ(j)$

$j \leftarrow j + 1$

end if

end while

if $(found == 0$ AND $c == 0)$ OR $(found == 1$ AND $c == 1)$ **then**

 on n'a pas trouvé la MLD ou MLD est la dernière valeur de la série

$VMLD(i) \leftarrow NaN$

$VML(i) \leftarrow NaN$

$MLD(i) \leftarrow NaN$

$DZ(i) \leftarrow NaN$

else if $c == 2$ **then**

$DZ(i) \leftarrow \frac{stock2 - stock}{2}$

end if

end if

end for

return $MLD, VML, VMLD, DZ, Z_0, PARAM_0, Z_{max}$

Annexe B

Corrélations et régressions avec SAM et ENSO supplémentaires

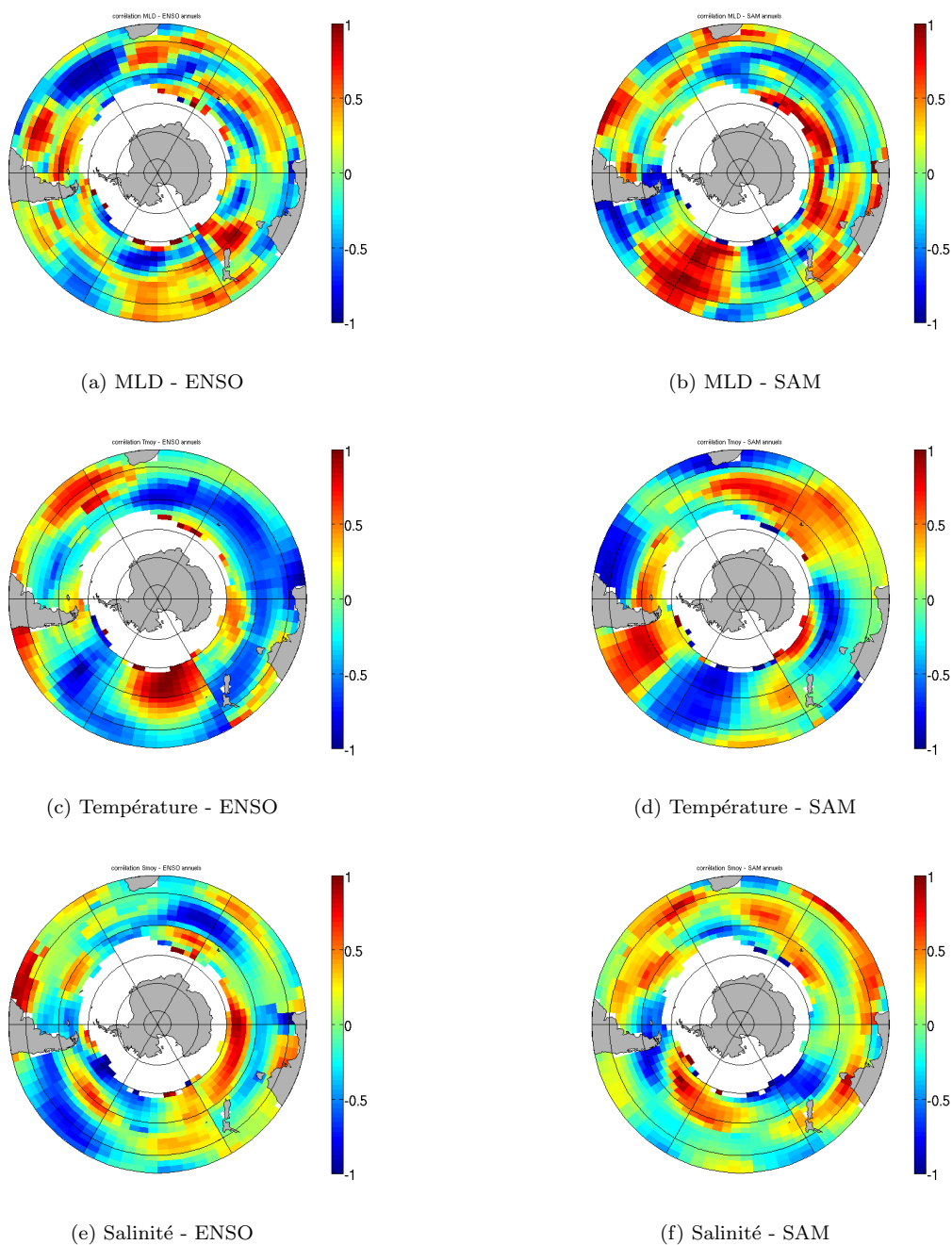
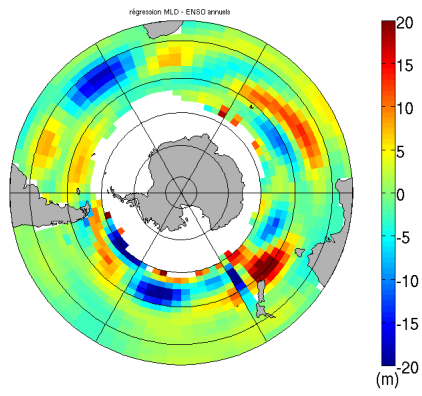
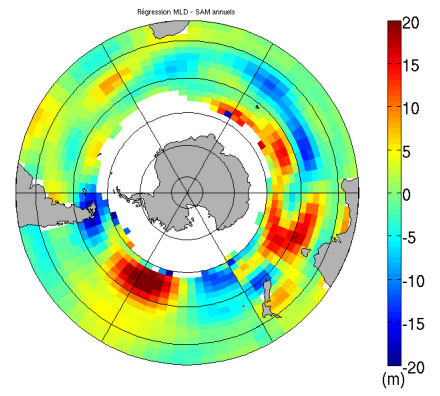


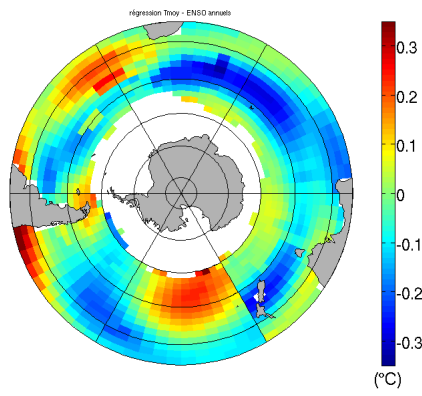
FIGURE B.1 – Corrélation entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes annuelles



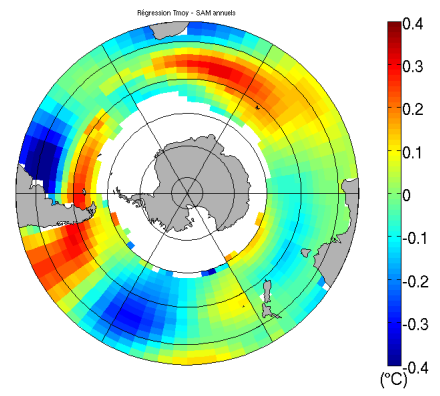
(a) MLD - ENSO



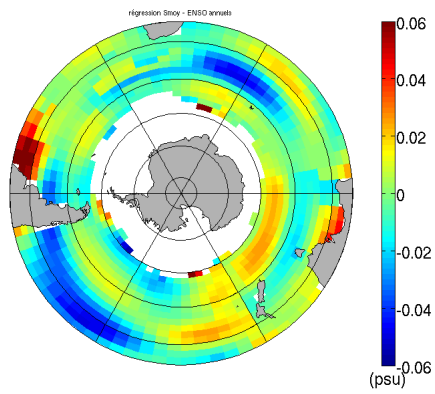
(b) MLD - SAM



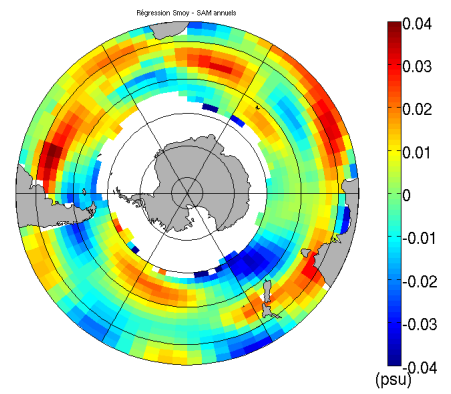
(c) Température - ENSO



(d) Température - SAM



(e) Salinité - ENSO



(f) Salinité - SAM

FIGURE B.2 – Régression entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes annuelles

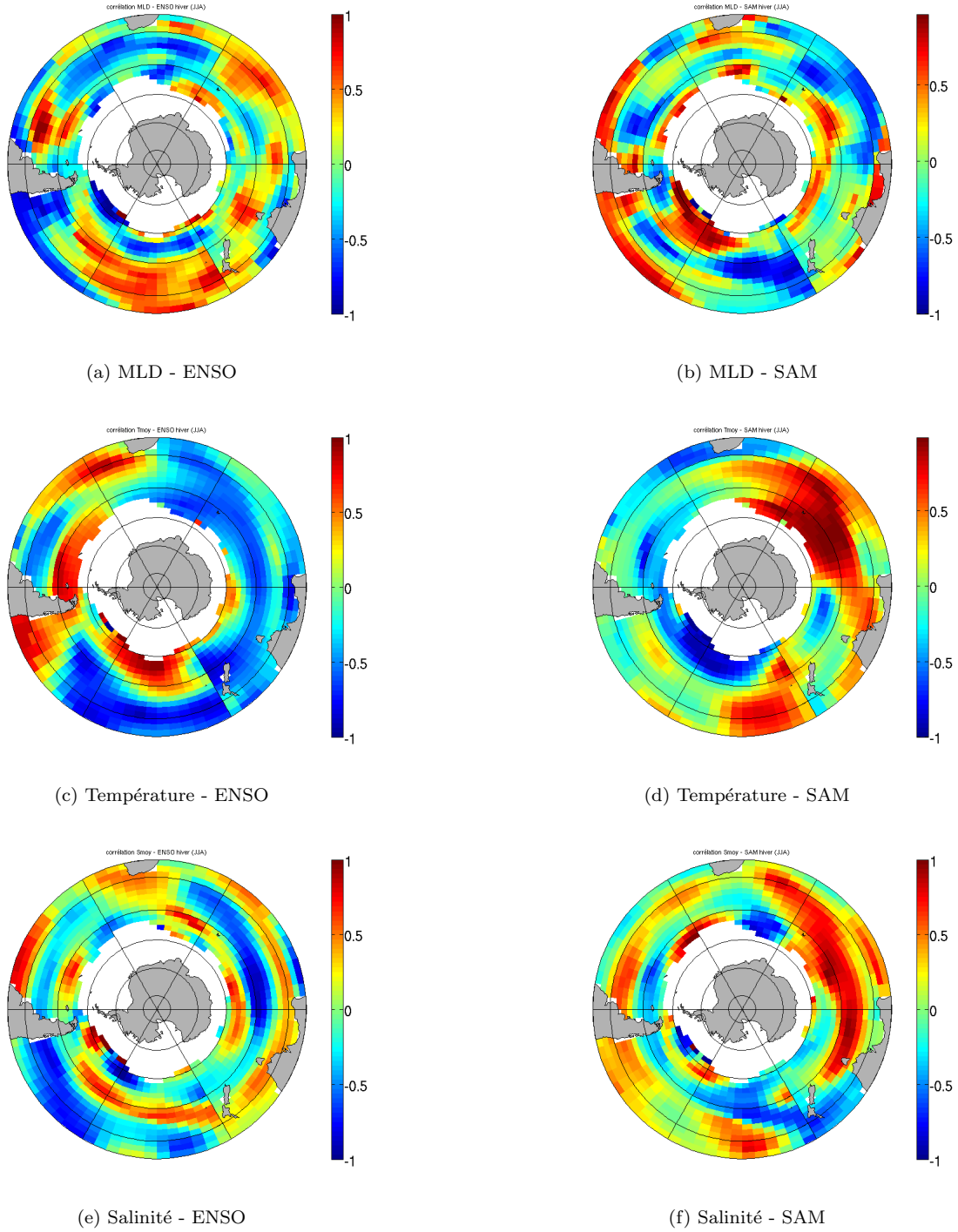
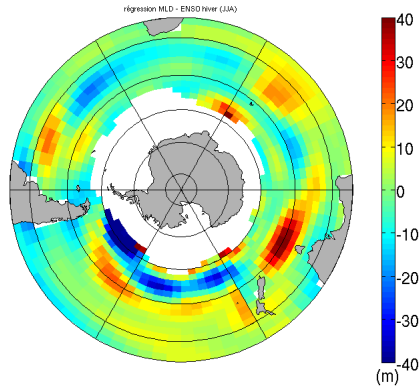
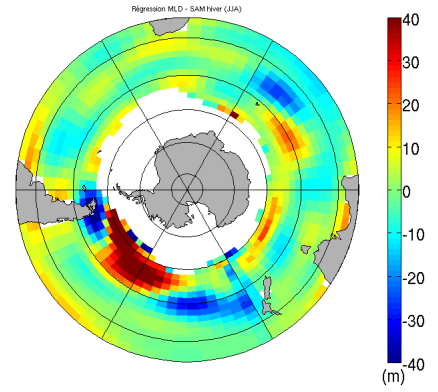


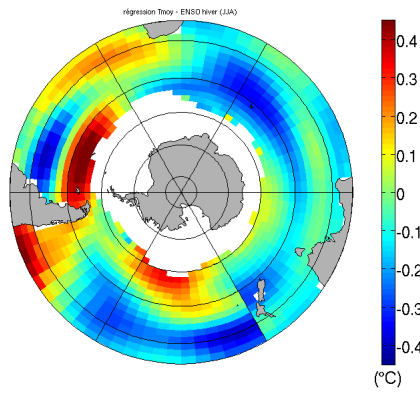
FIGURE B.3 – Corrélation entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes hivernales



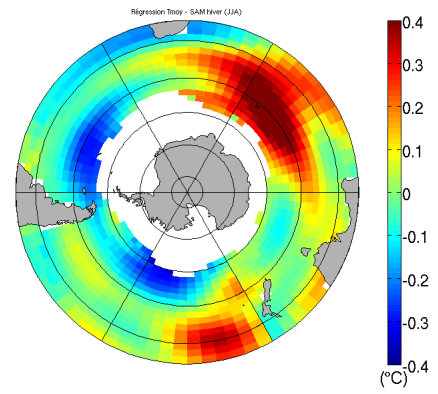
(a) MLD - ENSO



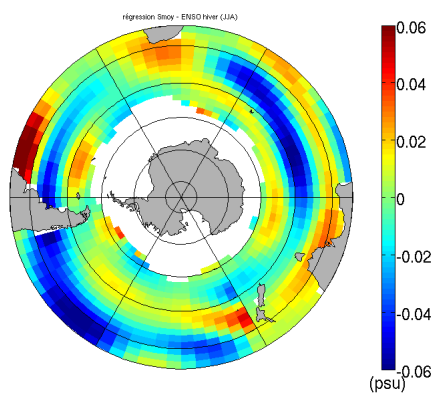
(b) MLD - SAM



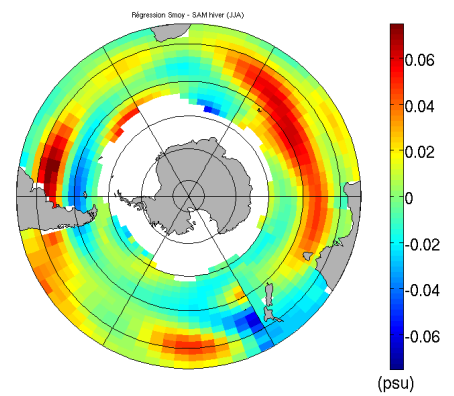
(c) Température - ENSO



(d) Température - SAM



(e) Salinité - ENSO



(f) Salinité - SAM

FIGURE B.4 – Régression entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes hivernales

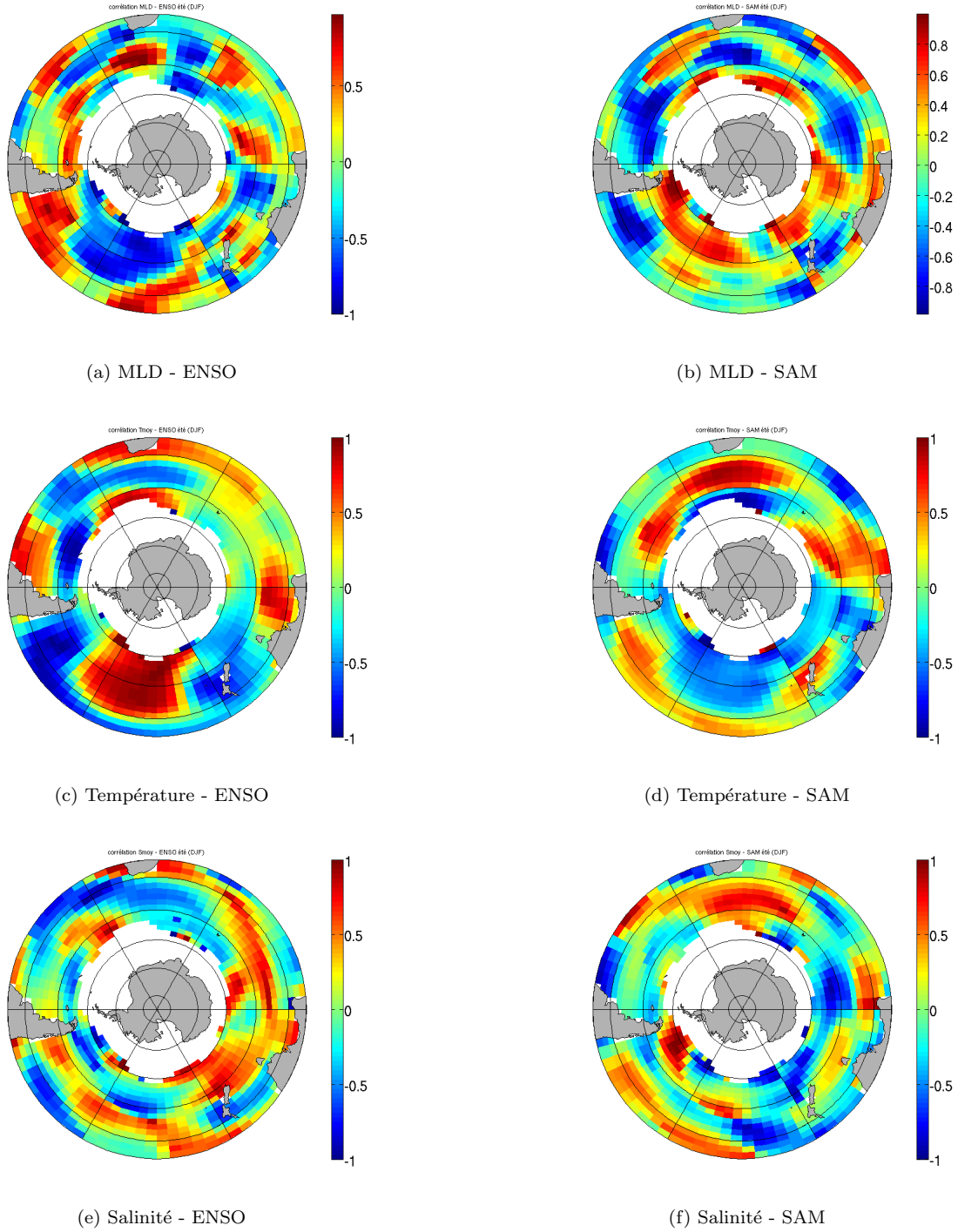
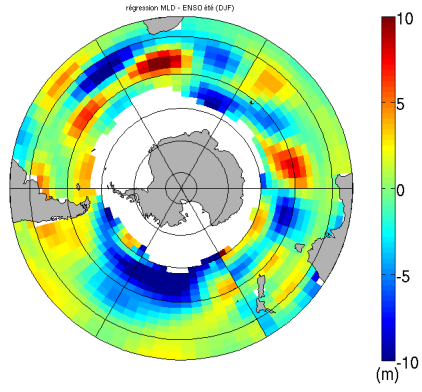
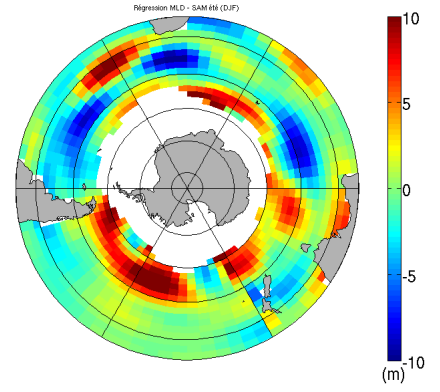


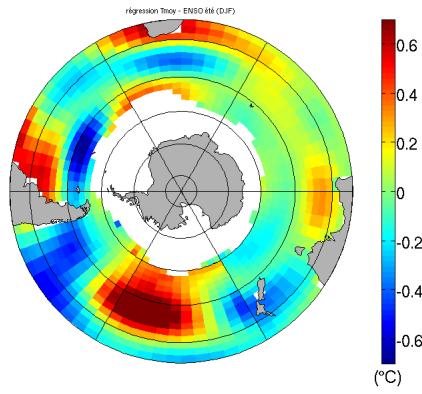
FIGURE B.5 – Corrélacion entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes estivales



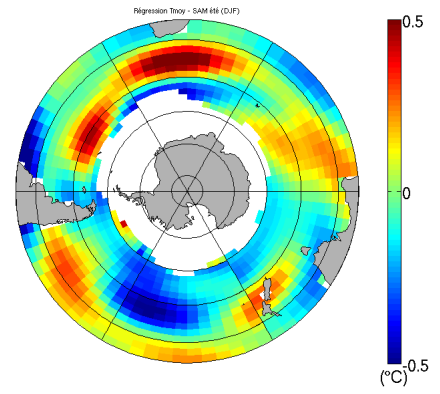
(a) MLD - ENSO



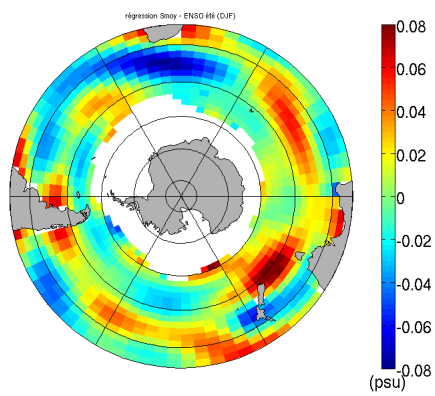
(b) MLD - SAM



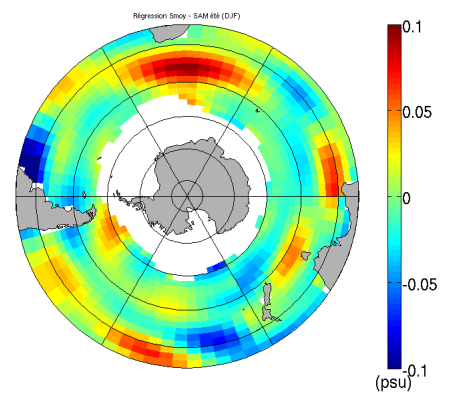
(c) Température - ENSO



(d) Température - SAM



(e) Salinité - ENSO



(f) Salinité - SAM

FIGURE B.6 – Régression entre les paramètres et les indices SAM et ENSO - moyennes estivales

Annexe C

Campagne MOOSE-Lignes

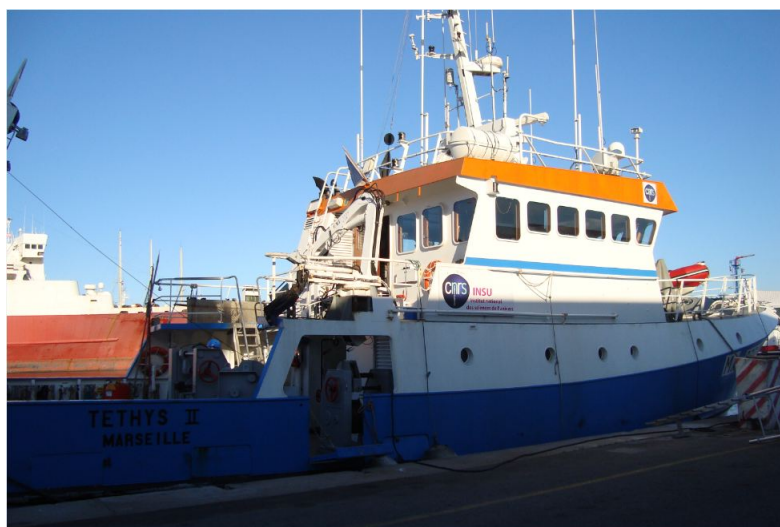


FIGURE C.1 – Le Thétys II

Samedi 28 mai, j'ai embarqué à bord d'un petit navire (15m) d'océanographie à Toulon : le Thétys II (image C.1) pour participer à la campagne MOOSE (Mediterranean Ocean Observing System on Environment). Les deux premiers legs de ce bateau sont normalement réservés aux étudiants du master OACOS de l'UPMC (i.e la majorité des autres stagiaires du LOCEAN), mais par chance l'un d'entre eux a déclaré forfait à la dernière minute et j'ai pu prendre sa place.

Sous la direction de Laurent Mortier et Pierre Testor, nous avons par binômes effectué des prélèvements d'eau de mer, filtré la chlorophylle, fait plonger la CTD, étudié les masses d'eau méditerranéennes, et pris un peu de repos quand la mer n'était pas trop agitée. Petit aperçu de ces cinq jours en mer...

C.1 informations générales

Avant d'entrer dans les détails des manipulations réalisées, commençons par quelques remarques générales sur la vie à bord du Thétys II.

C.1.1 La vie à bord

Ce qui est apparemment caractéristique de la vie sur un bateau, c'est la fixité des horaires, aussi bien pour le travail que pour les repas.

Concernant le travail, la première station était atteinte à 7h du matin. Il fallait donc que le binôme chargé de la CTD soit présent devant l'ordinateur pour relever les profondeurs en temps réel à exactement 7h. Comme la Méditerranée est profonde (plus de 2000m sauf vraiment très près des côtes), les quatre autres élèves pouvaient continuer à dormir jusqu'à 8h30, prendre leur café tranquillement, ranger leur poste de travail,...

Le soir en revanche, la plongée de CTD était autorisée jusqu'à 22h. Donc si à 21h55 on atteignait la station, c'était bon. Ce qui signifiait que les échantillons d'eau de mer ne pourraient pas être prélevés avant plus de 23h, et que la filtration ne s'achèverait pas avant minuit. Mais cela permettait d'équilibrer les horaires : les derniers

levés étaient aussi les derniers couchés.

Il fallait également un minimum d'organisation pour les repas. Pour chaque repas, il y avait deux services qui devaient être composés à moitié de marins et à moitié de scientifiques. Parfois, on séparait les binômes en deux. D'autres fois, quand la CTD était en train de plonger, l'équipe CTD passait le relai. C'est comme ça que mon binôme et moi, pourtant dévoués à la chlorophylle, avons pu plusieurs fois faire l'expérience de rester les yeux rivés devant l'écran d'ordinateur tandis que les bouteilles plongeaient doucement.

Ce n'est déjà pas très agréable à faire quand le bateau est immobile. Mais quand ça remue, il n'y a rien de tel pour déclencher une crise de mal de mer !

Nous avons en effet pu expérimenter les effets de plusieurs mouvements du bateau sur notre organisme au cours de cette traversée :

- le vent tournant (force 5) dès le départ de Toulon, avec mouvements complexes de roulis et tangage mélangés sans régularité particulière. Au moins il faisait beau, donc en s'asseyant dehors loin des odeurs de mazout, tout allait bien
- la mer calme et limpide, pour se remettre de ses émotions de la veille. Idéale pour observer des dauphins, des petites méduses, et même un poisson-lune (dissimulé dans l'image C.2 de gauche)
- la tempête force 7-8 qui nous a obligés à rentrer à Minorque un jour plus tôt que prévu. Fort vent arrière qui nous a fait rouler toute la nuit à la limite des critères de stabilité du navire (C.2 à droite). Mais comme nos corps étaient déjà habitués aux mouvements du bateau, qui étaient cette fois extrêmement réguliers, on n'a eu à déplorer que des bleus, obtenus sans efforts dès que l'on sortait de son lit.

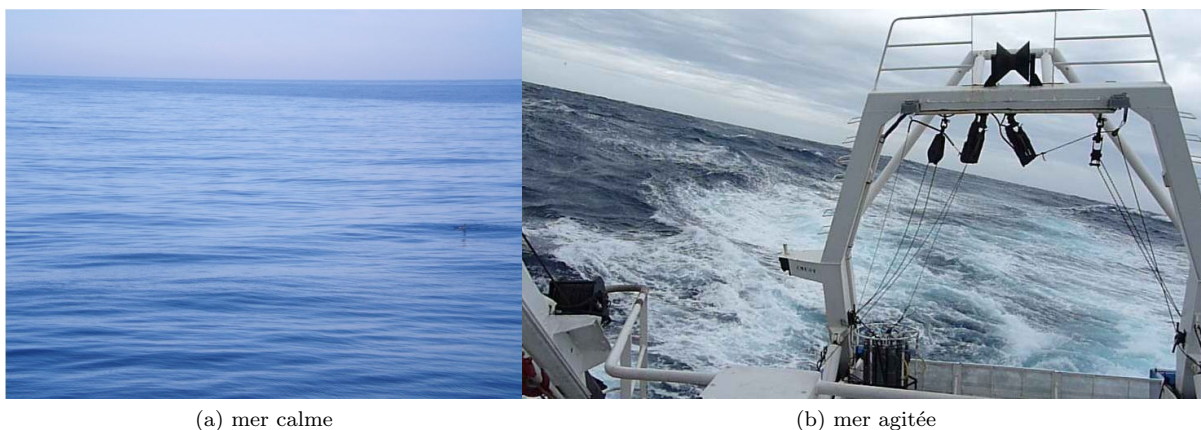


FIGURE C.2 – Les aléas de la météo

C.1.2 Les règles de sécurité

A notre arrivée, nous sommes accueillis par le capitaine qui nous explique quoi faire s'il faut abandonner le navire. Entre autres, il faut être capable d'enfiler une combinaison de survie (photo C.3) selon la technique suivante :

- s'asseoir par terre dans un endroit qui ne remue pas trop pour pouvoir mettre les jambes
- se redresser, mettre les bras dans l'espace prévu pour cela et trouver le trou correspondant à la tête
- s'enfermer avec une immense fermeture-éclair... dans le dos
- rouler le trop plein de tissu autour de cette fermeture pour s'en faire un boudin-bouée, et l'attacher avec des petits crochets sous votre menton (attention : vous n'avez plus de doigts à disposition, mais des gants trop grands)

Par conséquent, quand le bateau remue trop, vous espérez que les ingénieurs qui l'ont conçu ont bien suivi leurs cours de stabilité du navire.

Dès lors que l'on allait sur le pont près des bouteilles, il fallait porter un gilet de sauvetage. Certes il était facile à enfiler et à retirer, mais quand on effectuait des prélèvements on passait un certain temps à faire des allers-retours entre l'intérieur et le pont, et on aurait donc dû l'enlever et le retirer sans cesse.

Par conséquent, on a pris l'habitude de le garder sur nous en toute occasion : dans le laboratoire, pour descendre dans les cabines, sur le pont supérieur,... En plus il était particulièrement confortable et pouvait faire office d'oreiller.

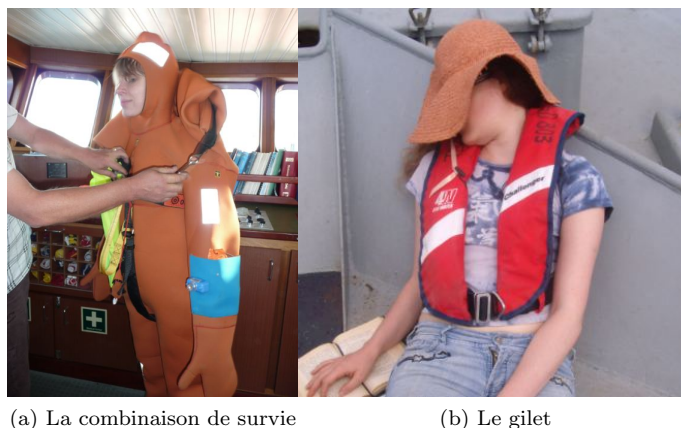


FIGURE C.3 – De la combinaison de survie que l'on essaie juste au gilet de sauvetage que l'on ne quitte plus, même pendant la sieste

De la même manière, sur le pont, à défaut d'avoir des chaussures de sécurité, on devait au moins porter des bottes. Le pont étant en permanence trempé, on le regrettait de toute façon rapidement si l'on ne suivait pas cette simple consigne. Mais encore une fois, pour gagner du temps, on les gardait en permanence aux pieds, sauf pendant la sieste entre deux stations ou pour les repas.

On nous a également fait faire une alerte incendie de bon matin, une fois arrivés à Minorque. A part un qui a continué à dormir et serait donc mort dans d'atroces souffrances, nous étions tous sains et saufs sur le quai en train de boire un café tandis que les marins luttaiement vaillamment contre les flammes de la salle des machines...

C.1.3 Le trajet parcouru

Cette section ne sert qu'à vous montrer des photos.

En quelques mots, nous sommes partis de Toulon le 28 mai, nous sommes approchés des côtes corses le 29 mai au soir, avons découvert les côtes de Sardaigne le 30 mai au matin, et sommes arrivés à Minorque le mercredi 1er juin pour y prendre un repos bien mérité sur ses plages de sable fin.

C.2 Les manipulations

Au cours de cette campagne, nous avons pu tester plusieurs des instruments de mesures évoqués dans le préambule théorique. En voici une liste non exhaustive.

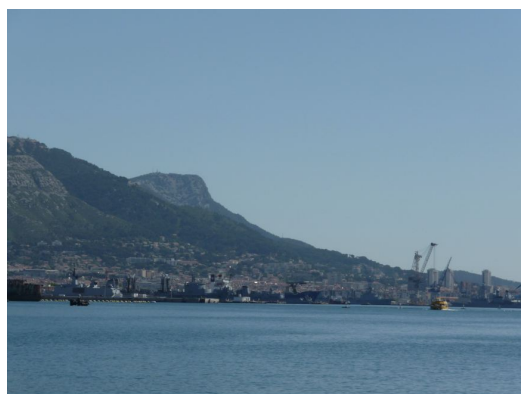
C.2.1 Les pieds dans l'eau

Tout commence par la mise à l'eau de la "rosette" (photo C.5), support contenant douze bouteilles Niskin, la CTD, et d'autres capteurs pour mesurer l'oxygène, la fluorescence,...

C'est le binôme CTD qui réalise cette manipulation :

- on fait plonger la rosette à 10m et on met sa pompe en marche
- elle refait surface ; on vérifie que toutes les bouteilles vont bien, et on la fait replonger
- au cours de la descente, on relève la profondeur avec le maximum de fluorescence (correspondant à une concentration maximale en chlorophylle), et on arrête les treuils 1m avant de toucher le fond
- la rosette remonte et s'arrête aux profondeurs indiquées par le binôme CTD afin d'y fermer les bouteilles pour prélever un échantillon (typiquement, 2000m, 1000m, 800m, 400m, 100m, le maximum de chlorophylle, 50m, 20m et 10m) et on coupe la pompe quand on fait surface
- une fois l'ensemble ramené sur le pont, on n'oublie pas d'installer une seringue d'eau douce sur la pompe pour qu'elle n'aspire pas d'air

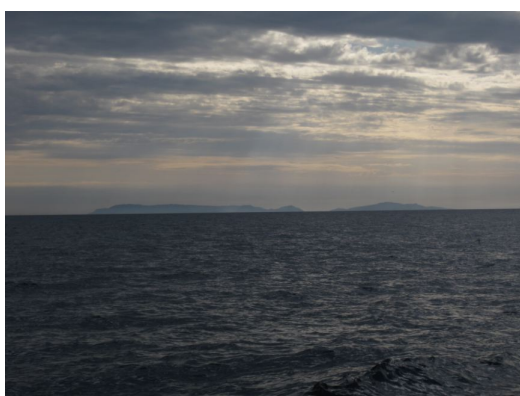
Ce sont alors les deux autres binômes qui prennent le relais : les DIC et les chlorophylle. Encore une fois, nous devons réaliser là un ballet bien organisé où chacun entrait en scène à son tour pour ne pas se gêner :



(a) Toulon



(b) Corse



(c) Sardaigne



(d) Minorque

FIGURE C.4 – Quelques vues de Méditerranée occidentale

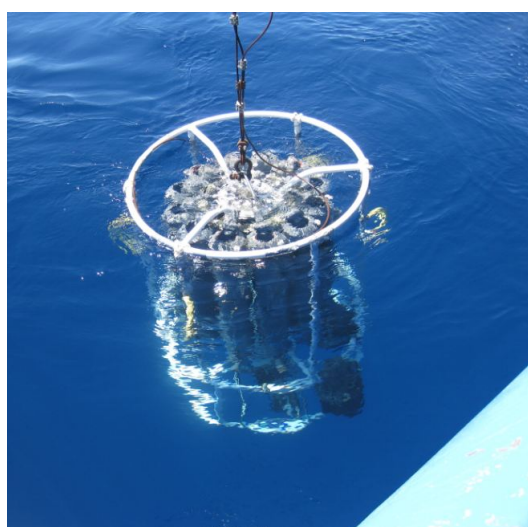


FIGURE C.5 – La CTD et les bouteilles Niskin disparaissent dans les profondeurs marines

- le DIC (carbone inorganique dissous) était prélevé le premier : dans de fragiles bouteilles en verre d'un litre à rincer trois fois, en réglant le débit avec précision, et en laissant une bulle d'air d'une hauteur précise (sous peine de contaminer l'échantillon avec du carbone atmosphérique)
- la chlorophylle était ensuite récupérée : pour les Niskin claquées entre 400m et la surface (après 100 à 200m, il n'y a déjà plus beaucoup de phytoplancton), il fallait encore une fois rincer trois fois des bouteilles en plastique avec l'eau à prélever, puis remplir nos bouteilles de 2L en prenant garde de les stocker le plus rapidement possible à l'ombre pour ne pas dégrader la matière vivante
- l'équipe DIC revenait alors pour remplir de petites bouteilles en verre de 30cL afin de vérifier la salinité

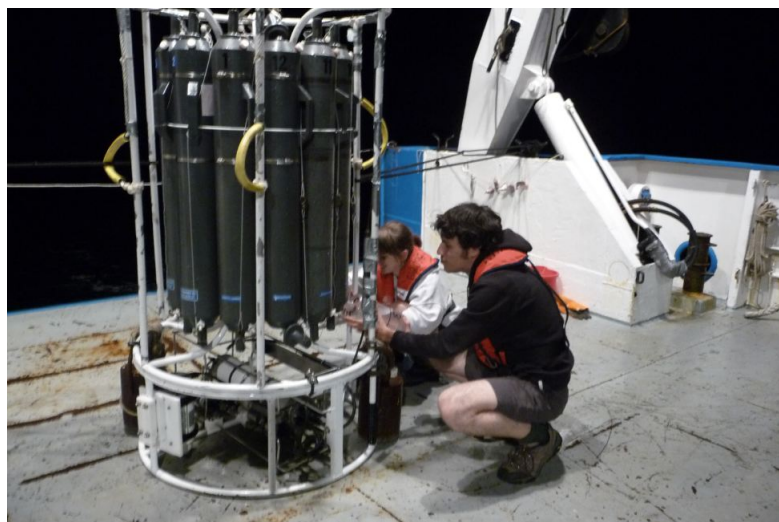


FIGURE C.6 – Les courageux étudiants prélèvent des échantillons même de nuit

Enfin, notre moment préféré quand le soleil tapait, mais beaucoup moins le soir : vider les bouteilles Niskin ! On les préparait ainsi pour la prochaine mesure.

C.2.2 Dans le laboratoire

Mais pour avoir le droit de vider les bouteilles, il fallait d'abord avoir fini de traiter ses échantillons. Ceci était réalisé dans le laboratoire "humide" (par opposition au laboratoire sec qui contenait les ordinateurs et où l'on ne pouvait donc pas entrer avec nos échantillons). C'était également dans ce laboratoire qu'était entreposé le matériel pour ce leg et le suivant, donc évoluer à quatre dedans avec nos échantillons fragiles quand le bateau remuait relevait du défi (mais étrangement, il n'y a pas eu de casse)



FIGURE C.7 – Le vaste laboratoire

Avant de pouvoir les boucher, les prélèvements de DIC devaient être empoisonnés avec du chlorure mercurique pour tuer le plancton qui consomme le carbone et fausserait alors les résultats. C'est ce que l'on voit sur l'image C.8 de gauche.

Pendant ce temps, à quelques centimètres du poison, ce même plancton était filtré par nos soins. Une fois les deux litres passés, il fallait s'armer de deux pinces à épiler, faire appel à toute sa dextérité, et plier le filtre en quatre en ne touchant avec les pinces que les bords d'un demi millimètre de large (image C.8, à droite). On les emballait alors dans de l'aluminium, puis on les mettait au congélateur en attendant qu'ils puissent être débarqués.

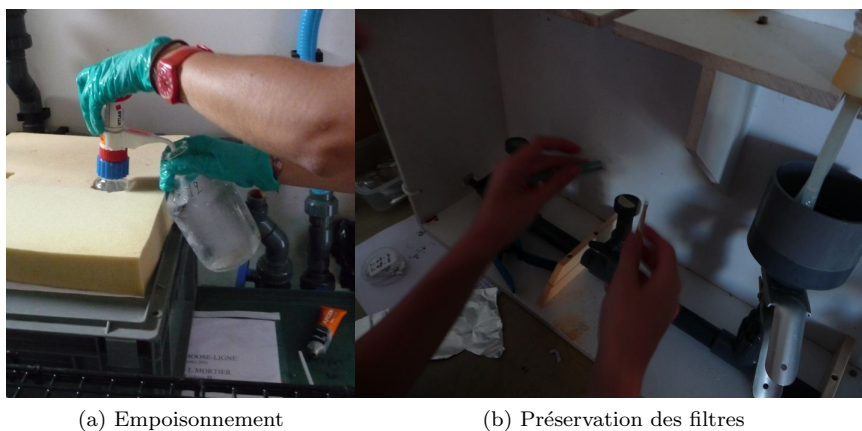


FIGURE C.8 – Les manipulations périlleuses du laboratoire humide

C.3 Objectifs de la campagne

La campagne MOOSE se déroule chaque année en Méditerranée occidentale. Elle a pour but la compréhension des processus de mélange et de plongée des eaux superficielles de cette région, ainsi que l'analyse des variations de cette dynamique d'une année sur l'autre.

Ceci peut se faire grâce aux données de température et salinité recueillies par la CTD. Ainsi, on a représenté sur la figure C.9 la température potentielle, en 2010 (gauche) et 2011 (droite), dans une section s'étendant de Port-Vendres jusqu'aux côtes sardes. Les sections de 2011 sont plus courtes car à l'heure où ces lignes sont écrites, toutes les stations n'ont pas pu être faites.

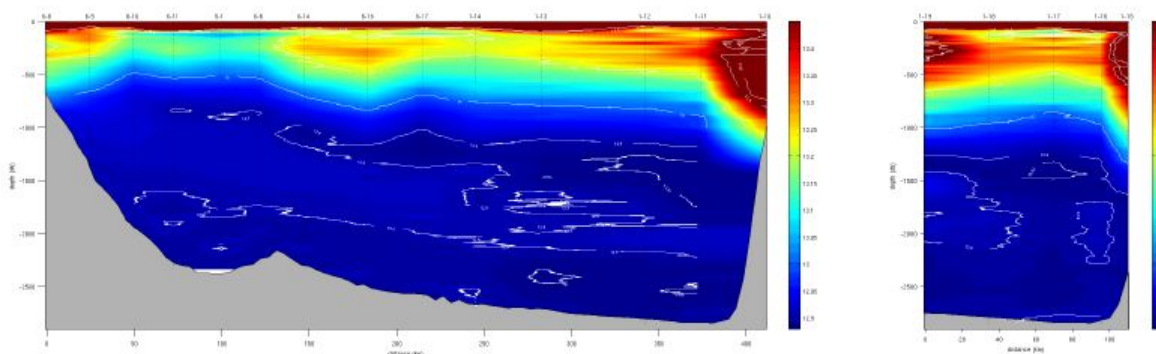


FIGURE C.9 – Evolution de la température potentielle avec la profondeur entre Port-Vendres et la Sardaigne en 2010 (gauche) et à proximité de la Sardaigne en 2011

Des gliders ont également été mis à l'eau. Ce sont des planeurs sous-marins propulsés uniquement grâce à la différence de densité entre leurs ballasts et l'eau de mer qui les entoure. Lorsqu'ils remontent ou plongent, ils enregistrent entre autres la température et la salinité. Tous les dix jours, ils font surface et envoient leurs données aux opérateurs par satellite.

Comme les profileurs ARGO, ces gliders permettent d'augmenter la couverture spatiale et donnent des informations presque en temps réel.

Bibliographie

- [1] F. P. Bretherton, R. E. Davis, and C. B. Fandry. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to mode-73. *Deep-Sea Research*, 1976.
- [2] W. S. Broecker. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 1991.
- [3] F. Codron. Relations between annular modes and the mean state : Southern hemisphere winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2007.
- [4] C. de Boyer Montégut, G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone. Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, 2004.
- [5] R. A. de Szoeké and R. M. Samelson. The duality between the boussinesq and non-boussinesq hydrostatic equations of motion. *Journal of Physical Oceanography*, 2002.
- [6] S. Dong, J. Sprintall, S. T. Gille, and L. Talley. Southern ocean mixed-layer depth from argo float profiles. *Journal of Geophysical Research*, 2008.
- [7] Laurence Eymard. Interactions océan-atmosphère : un rôle majeur pour le climat. <http://www.futura-sciences.com>, 2006.
- [8] Michèle Fieux. *L'Océan Planétaire*. Les presses de l'ENSTA, 2010.
- [9] R. L. Fogt and D. H. Bromwich. Decadal variability of the enso teleconnection to the high-latitude south pacific governed by coupling with the southern annular mode. *Journal of Climate*, 2006.
- [10] R. L. Fogt, J. Perlwitz, A. J. Monaghan, J. Andrew, D. H. Bromwich, J. M. Jones, and G. J. Marshall GJ. Historical sam variability. part ii : Twentieth-century variability and trends from reconstructions, observations, and the ipcc ar4 models. *Journal of Climate*, 2009.
- [11] R. L. Fogt, J. Perlwitz, S. Pawson, and M. A. Olsen. Intra-annual relationships between polar ozone and the sam. *Geophysical Research Letters*, 2009.
- [12] L. L. Fu. Pattern and velocity of propagation of the global ocean eddy variability. *Journal of Geophysical Research*, 2009.
- [13] L. S. Gandin. *Objective Analysis of Meteorological Fields*. Israel Program for Scientific Translation, 1965.
- [14] A. Ganopolski and S. Rahmstorf. *The Oceans and Rapid Climate Change : Past, Present and Future*, chapter Stability and variability of the thermohaline circulation in the past and future : a study with a coupled model of intermediate complexity. AGU, 2001.
- [15] D. Gong and S. Wang. Definition of antarctic oscillation index. *Geophysical Research Letters*, 1999.
- [16] Virginie Guemas. Variabilité de la circulation thermohaline en atlantique nord. Master's thesis, Université Paul Sabatier Toulouse III, 2006.
- [17] J. Holte and 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*, 2010.
- [18] B. M. Kim and S. I. An. Understanding enso regime behavior upon an increase in the warm-pool temperature using a simple enso model. *Journal of Climate*, 2011.
- [19] T. Kuhlbrodt, A. Griesel, M. Montoya, A. Levermann, M. Hofmann, and S. Rahmstorf. On the driving processes of the atlantic meridional overturning circulation. *Reviews of Geophysics*, 2007.
- [20] F. Li, P. A. Newman, and R. S. Stolarski. Relationships between the brewer-dobson circulation and the southern annular mode during austral summer in coupled chemistry-climate model simulations. *Journal of Geophysical Research*, 2010.
- [21] K. Lorant, D. Dommenget, P. P. Niiler, and A. Köhl. Ocean mixed layer depth : A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. *Journal of Geophysical Research*, 2006.
- [22] G. J. Marshall. Trends in the southern annular mode from observations and reanalysis. *Journal of Climate*, 2003.

- [23] G. J. Marshall. Half-century seasonal relationships between the southern annular mode and antarctic temperatures. *International Journal of Climatology*, 2007.
- [24] M. P. Meredith and A. M. Hogg. Circumpolar response of southern ocean eddy activity to a change in the southern annular mode. *Geophysical Research Letters*, 2006.
- [25] G.I. Monterey and S. Levitus. Climatological cycle of mixed layer depth in the world ocean. *U.S. Gov. Printing Office, NOAA NESDIS*, 1997.
- [26] A. Obata, J. Ishizaka, and M. Endoh. Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data. *Journal of Geophysical Research*, 1996.
- [27] S. Rahmstorf. *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, chapter Thermohaline Ocean Circulation. S. A. Elias Elsevier, Amsterdam, 2006.
- [28] J. B. Sallée, K. G. Speer, and S. R. Rintoul. Zonally asymmetric response of the southern ocean mixed-layer depth to the southern annular mode. *Nature geoscience*, 2010.
- [29] William J. Schmitz. On the world ocean circulation. Technical report, Woods Hole Oceanographic Institution, 1996.
- [30] Lucia Simion. *Antarctique, Cœur blanc de la Terre*. Belin, 2007.
- [31] M. Vellinga and R. A. Wood. Global climatic impacts of a collapse of the atlantic thermohaline circulation. *Climatic Change*, 2002.
- [32] F. Vivier, D. Iudicone, F. Busdraghi, and Y.-H. Park. Dynamics of sea-surface temperature anomalies in the southern ocean diagnosed from a 2d mixed-layer model. *Climate Dynamics*, 2009.
- [33] F. Vivier, K. A. Kelly, and M. Harismendy. Causes of large-scale sea level variations in the southern ocean : Analyses of sea level and a barotropic model. *Journal of Geophysical Research*, 2005.
- [34] H. W. Wijesekera and M. C. Gregg. Surface layer response to weak winds, westerly bursts, and rain squalls in western pacific warm pool. *Journal of Geophysical Research*, 1996.
- [35] C. Wunsch. The work done by the wind on the oceanic general circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 1998.