

Université Pierre et Marie Curie – Paris VI

Fronts et circulation de surface dans l'Atlantique Sud Ouest

THESE

Présentée et soutenue publiquement le 21 juin 2005

Pour l'obtention du

**Doctorat de l'île de France – Sciences de la Vie et de
l'Univers
(Spécialité Océanographie Physique)**

par

Martin Saraceno

Composition du jury :

Président :	Mme Nicole Jacquinet	UPMC, Paris
Rapporteurs :	Mme Veronique Garçon M Nicolas Hoepffner	LEGOS, Toulouse JRC, Italie
Examineur :	M Eric Chassignet	RSMAS, Etats-Unis

Directrice de thèse : Mme Christine Provost LODYC, Paris

Co-directeur de thèse : M Alberto R. Piola UBA-SHN, Argentine

Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie: Expérimentation et
Analyse Numérique (LOCEAN)

Résumé

Le développement d'une méthode objective pour détecter les fronts thermiques de surface sur une base de données de onze ans d'images AVHRR, a permis d'étudier les variations d'amplitude et de position des fronts de surface. Dans la région de collision Brésil-Malouines, un seul front est observé avec les images AVHRR et de couleur de l'eau. Ce front pivote autour d'un point fixe (39.5°S, 53.5°W) entre une orientation NS en hiver et NW-SE en été. La division de l'Atlantique Sud-Ouest en régions biophysiques est étudiée avec une méthode de réseau de neurones et avec une méthode basée sur des histogrammes, les données étant des moyennes de température de surface de la mer (SST), gradient de SST et couleur de l'eau. La variabilité du courant qui entoure l'élévation du Zapiola est étudiée à l'aide de données in-situ (flotteurs ARGO et hydrologie de la campagne WOCE A11) et altimétriques. Un mécanisme de forçage par les tourbillons, qui pourrait expliquer la variabilité observée, est discuté.

Mots-clés: fronts thermiques, confluence Brésil-Malouines, Atlantique Sud-Ouest, régions biophysiques, anticyclone du Zapiola, fronts de couleur de l'eau.

Abstract

Surface fronts and circulation in the South-western Atlantic. The development of an objective method to detect surface thermal fronts on a basis of eleven years of AVHRR data made possible to study the variations of the amplitude and position of surface fronts. In the Brazil-Malvinas collision region, only one front is observed in AVHRR and color water images. This front pivots around a fixed point (39.5°S, 53.5°W) between a NS orientation in winter and NW-SE orientation in summer. The division of the South-western Atlantic in biophysical regions is studied with a neuronal network method and with a method based on histograms, the data being means of sea surface temperature (SST), SST gradient and color water satellite retrieved data. The variability of the current that surrounds the Zapiola rise is studied using in-situ data (ARGO floats and hydrology from WOCE A11 cruise) and altimetry. An eddy-forcing mechanism, which could explain the variability observed, is discussed.

Keywords: thermal fronts, Brazil-Malvinas confluence, South-western Atlantic, biophysical regions, Zapiola anticyclone, color water fronts.

A Luciana

Remerciements

Je remercie mes directeurs, Christine et Alberto, d'avoir dirigé ma thèse. De loin ou de près, ils ont toujours été attentifs à mes questions. J'ai apprécié leur compétence dans le sujet ainsi que leur rigueur scientifique lors de la rédaction de ma thèse.

Je remercie le Jury de ma thèse, Mme Jacquinet, Mme Garçon, M. Hoepffner et M. Chassignet pour leur disponibilité et leur intérêt manifeste ainsi que pour leurs suggestions concernant le manuscrit de ma thèse.

Tout au long des années passées au sein du LODYC (aujourd'hui LOCEAN) j'ai eu l'opportunité de connaître beaucoup de gens qui m'ont permis de me sentir très à l'aise au laboratoire. Sans eux cette thèse aurait sûrement été plus dure. Je pense à Mehrade, Stéphanie, Aurélie, Nicolas, Juliette, Frédéric, Aymeric, Xavier, Catherine (qui m'a gentiment prêté son pc portable pour la fin de ma thèse), Jackie, Lucia, Miguel, Nadine, Aurélien, Italo, Briac, Salim, Gilles et à beaucoup d'autres amis qu'ils soient passés ou restés au laboratoire. Je suis certain qu'on maintiendra l'amitié établie au cours de cette thèse.

Mes remerciements les plus vifs vont aussi aux amis que j'ai rencontré grâce à la magnifique diversité culturelle qui existe à Paris : Isabelle, Amaya, Gisela, Maribel, Giuseppe, Maya, Gabriel, Mario, Grace, Luciano, Rika, Umi, Remi, Jorge, Alejandro, Laura, Francisco, Carmen, Pedro, Bernard, Pablo, Luca, Raquel. Leur amitié sans condition va beaucoup me manquer.

Je remercie, en particulier, ma femme Gabriela. En plus de m'accompagner dans cette aventure en France, elle m'a soutenu tout au long de ces années.

Je remercie ma famille qui, malgré la distance, a toujours été présente d'une façon ou d'une autre. Je tiens particulièrement à remercier mon oncle Marcos qui m'a toujours donné de bons conseils pour ma carrière; c'est en partie grâce à lui que j'ai trouvé mon chemin dans l'océanographie physique. Je remercie ma tante Elena pour sa présence le jour de ma soutenance, ainsi que pour sa générosité manifestée lors de chacune de nos rencontres. Je tiens à remercier mon cousin Francesco ainsi que sa famille; leur voisinage va beaucoup nous manquer (qui va m'inciter à courir à six heures et demi du matin pour préparer un marathon dans l'avenir?).

Je remercie finalement le CONICET, qui m'a soutenu tout au long de ma thèse malgré les turbulences économiques de l'Argentine.

Table des Matières

1	Introduction	11
1.1	<i>Contexte général : rôle de l’océan dans le climat.....</i>	13
1.1.1	L’importance de l’océan de surface.....	14
1.1.2	L’importance des fronts.....	14
1.1.3	Les images satellites.....	15
1.2	<i>L’Atlantique Sud Ouest</i>	15
1.2.1	Caractéristiques physiques	15
1.2.2	Provinces biogéochimiques.....	22
1.3	<i>Objectif et plan de thèse.....</i>	23
2	Fronts thermiques de surface en Atlantique Sud-ouest d’après 9 ans d’images AVHRR	27
2.1	<i>Introduction.....</i>	29
2.2	<i>Article: Brazil Malvinas Frontal System as seen from nine years of AVHRR data, JGR 2004.....</i>	31
2.3	<i>Front de collision Brésil-Malouines : comparaison entre la position obtenue avec les données AVHRR et avec deux modèles numériques.....</i>	47
3	Fronts thermiques de surface et variabilité spatio-temporelle de chlorophylle-a en Atlantique Sud-Ouest à partir de mesures satellitaires	51
3.1	<i>Introduction.....</i>	53
3.2	<i>Article: On the relationship between satellite retrieved surface temperature fronts and chlorophyll-a in the Western South Atlantic, JGR 2005</i>	55
4	Identification de régions biophysiques à l’aide d’un réseaux de neurones application à l’Atlantique Sud-Ouest.....	93
4.1	<i>Introduction.....</i>	95
4.2	Article : Biophysical Regions identification using an artificial neuronal network : a case study in the South Western Atlantic	96
5	Circulation autour de l’élévation du Zapiola	127
5.1	<i>Introduction.....</i>	129
5.1.1	Les évidences des mesures	129
5.1.2	Les explications des modèles.....	130
5.1.3	Les observations des mesures satellitaires	132
5.1.4	Analyse conjointe de la surface et la sub-surface autour de l’élévation du Zapiola	133
5.2	<i>Les données.....</i>	134
5.2.1	La section A11 de WOCE	134
5.2.2	Les données ARGO.....	136
5.2.3	L’altimétrie et produits dérivées	137
5.3	<i>Observations et Résultats.....</i>	140
5.3.1	Structure horizontale.....	140
5.3.2	Structure verticale	147
5.3.3	Transport.....	163
5.3.4	Forçages possibles	168
5.4	<i>Discussion et résumé de résultats</i>	175
5.4.1	Résumé des résultats.....	175
5.4.2	Lien avec les observations satellites	176
6	Conclusion et perspectives	179
6.1	<i>Le front de collision Brésil - Malouines</i>	181

6.2 Les régions biophysiques dans l'ASW	183
6.3 L'anticyclone du Zapiola	185
Bibliographie	189

Chapitre 1

Introduction

Chapitre 1 : Introduction

Ce travail s'inscrit dans la problématique du changement climatique global, son objectif étant d'étudier la variabilité des fronts et de la circulation océanique de surface dans l'Atlantique Sud-Ouest.

1.1 Contexte général : rôle de l'océan dans le climat.

L'importance du rôle de l'océan dans le climat a été progressivement reconnue au cours des dernières décennies. L'absorption de CO₂ atmosphérique par l'océan et l'intensité de la circulation thermohaline sont deux facteurs clés pour mieux comprendre l'évolution du climat.

La concentration de CO₂ dans l'atmosphère est passée de 280 ppm¹ en 1750 à 367 ppm en 1999 (soit une augmentation de 31%) [IPCC, 2001]. La concentration actuelle de CO₂ n'a jamais été atteinte durant les 420 000 dernières années et ne l'a probablement pas été durant les 20 derniers millions d'années [IPCC, 2001]. La série accrue de données paléo-atmosphériques obtenues à partir des bulles d'air emprisonnées dans la glace pendant des centaines de milliers d'années permet de replacer l'augmentation des concentrations de CO₂ de l'ère industrielle dans un contexte plus vaste. Comparée à la stabilité relative de la concentration de CO₂ (280±10 ppm) durant les millénaires précédents, l'augmentation observée pendant l'ère industrielle est spectaculaire. Depuis 1980, le taux d'accroissement de la concentration de CO₂ atteint ainsi 0,4 pour cent par an. Cet accroissement est une conséquence des émissions de CO₂ [IPCC, 2001]. La majeure partie des émissions de ces 20 dernières années est due à la combustion de carburants fossiles. Aujourd'hui, les océans et les continents absorbent environ la moitié des émissions anthropiques de CO₂ [IPCC, 2001]. Bien que les océans aient la capacité d'absorber de 70 à 80 pour cent des émissions anthropiques prévisibles de CO₂ dans l'atmosphère, ce processus peut prendre des siècles en raison du rythme de mélange en milieu océanique [IPCC, 2001].

L'océan joue un rôle aussi très important sur le climat en tant que réservoir de chaleur. L'océan profond est le réservoir de chaleur le plus important, étant donné qu'il représente environ 90% de la masse volumique totale océanique. Or, l'océan profond est isolé de la couche de surface sauf aux hautes latitudes, où l'eau peut devenir suffisamment dense (froide et salée) et plonger. Les sources principales d'eau profonde sont situées près des pôles,

1 : ppm (partie par million) : ratio entre le nombre de molécules de gaz à effet de serre et le nombre total de molécules d'air sec. Par exemple: 300 ppm signifie 300 molécules de gaz à effet de serre par million de molécules d'air sec.

essentiellement en Mer du Labrador et Mer du Groenland dans le pôle nord et en Mer de Weddell dans l'océan austral. La circulation océanique associée au transport de chaleur et de sel entre les différents bassins est nommée circulation thermohaline. Un schéma classique, bien que non précis, de la circulation thermohaline est la « conveyor belt » décrit par *Broecker et al.* [1985]. Ce mécanisme serait capable de transporter des quantités non négligeables de chaleur (10^{15} Watts) des différents bassins océaniques vers l'océan Atlantique. Il est donc possible de considérer que des fluctuations dans la circulation thermohaline puissent affecter le climat [*Bard, 2002*]. La formation d'eaux modales (non considérée dans le schéma de la conveyor belt) contribue aussi à l'absorption de chaleur par l'océan. Les régions de formation d'eaux modales sont situées majoritairement dans l'océan austral. La capacité de stockage de chaleur des eaux modales est encore mal connue.

L'océan joue donc un rôle essentiel dans le climat : il est ainsi fondamental de mieux comprendre les processus océaniques qui ont un impact sur les changements climatiques.

1.1.1 L'importance de l'océan de surface

L'absorption du CO_2 atmosphérique par l'océan et le transfert de chaleur entre l'océan et l'atmosphère se passent exclusivement à l'interface air-mer. Les processus d'origine physique responsables des échanges de CO_2 et de chaleur sont souvent les mêmes. Les échanges air-mer de CO_2 sont aussi d'origine biologique. Dans le premier cas (processus physiques), les formations d'eau profonde et modale sont deux mécanismes efficaces pour la séquestration directe du CO_2 atmosphérique (e.g. *Treguer and Pondaven [2002]*) et la ventilation de l'océan profond et intermédiaire. Dans le deuxième cas (processus biologiques), la biomasse (plancton) présente dans la couche euphotique est l'acteur principal. Il s'avère néanmoins que l'activité biologique est régulée majoritairement par l'activité physique dans l'océan. En effet, les processus de subduction ou encore d'advection et de mélange turbulent associés aux fronts et tourbillons ainsi que les upwelling/dwnwelling génèrent d'importantes variations spatiales de concentrations de sels nutritifs et de biomasse planctonique dans la couche euphotique [*Garçon et al., 2001; Spall and Richards, 2000*].

1.1.2 L'importance des fronts

Les régions frontales dans l'océan sont caractérisées par de forts gradients horizontaux et sont normalement associées à des échanges intenses entre l'océan et l'atmosphère ainsi qu'à une circulation verticale plus intense. Ces processus, comme remarqué ci-dessus, ont un impact important sur la distribution de biomasse et sur le taux d'échange de gaz avec l'atmosphère.

Les fronts représentent les limites entre deux masses d'eau différentes et ils sont souvent considérés comme des limites entre provinces biogéochimiques [Longhurst, 1998]. Les provinces biogéochimiques (ou biophysiques) fournissent un cadre de travail très utile pour décrire les paramètres qui contrôlent les processus physiques, biologiques et chimiques ainsi que leur interactions. L'utilisation des provinces pour donner une estimation de la production primaire de l'océan a été montrée par Longhurst [1995].

1.1.3 Les images satellites

Les images satellites nous permettent d'avoir une vision synoptique à grande échelle de très haute résolution spatiale (jusqu'à 1 km pour des images LAC -Local Area Coverage) sur plusieurs paramètres à la surface de la mer. Cela représente un avantage énorme par rapport aux données in-situ : avec une série d'images qui se suivent dans le temps il est possible de caractériser la variabilité spatiale et temporelle des phénomènes physiques et biologiques à la surface de la mer. Ici, on utilisera principalement les données de température de surface de l'eau (SST) et de couleur de l'eau (concentration en chlorophylle-a) pour étudier la circulation de surface et les fronts dans l'Atlantique Sud Ouest. Les données d'altimétrie (Topex/Poseidon et Jason) et in-situ (hydrographiques et flotteurs) seront également considérées.

1.2 L'Atlantique Sud Ouest

1.2.1 Caractéristiques physiques

L'Atlantique Sud Ouest est une des régions de l'océan mondial les plus complexes et intéressantes. La région est caractérisée par la confluence des courants du Brésil et Malouines approximativement à 39°S (Fig. 1-1, Fig. 1-2) : une des régions les plus énergétiques de l'océan mondial [Chelton *et al.*, 1990; Gordon, 1981].

Le courant des Malouines

Le courant des Malouines fait partie de la branche nord du Courant Circumpolaire Antarctique (ACC) [Piola and Gordon, 1989]; il transporte l'eau subantarctique froide et relativement peu salée vers le nord, le long de la côte ouest du bassin argentin. Le courant de Malouines a une forte composante barotrope. En conséquence, il est contraint à suivre les isocontours de vorticité potentielle le long de son cheminement vers le nord. Entre 40° et 50°S, le courant est centré sur l'isobathe de 1000 m [Piola and Matano, 2001]. Grâce à 18 mois de mesures issues des mouillages de courantomètres installés à ~40°S Vivier and Provost

[1999a; 1999b] estiment un transport de 41.5 ± 12 Sv et des vitesses maximales en surface de l'ordre de 0.7 m/s associées au courant moyen des Malouines. Le transport du courant présente une variabilité à deux bandes de périodicités dominantes : 50-80 jours, et ~180 jours [Vivier and Provost, 1999b]. La première bande spectrale est associée à des ondes de talus barocline [Vivier et al., 2001]. La deuxième, est associée à un ajustement barotrope des changements du rotationnel de la tension de vent au nord de 50°S, dans le Pacifique [Vivier et al., 2001].

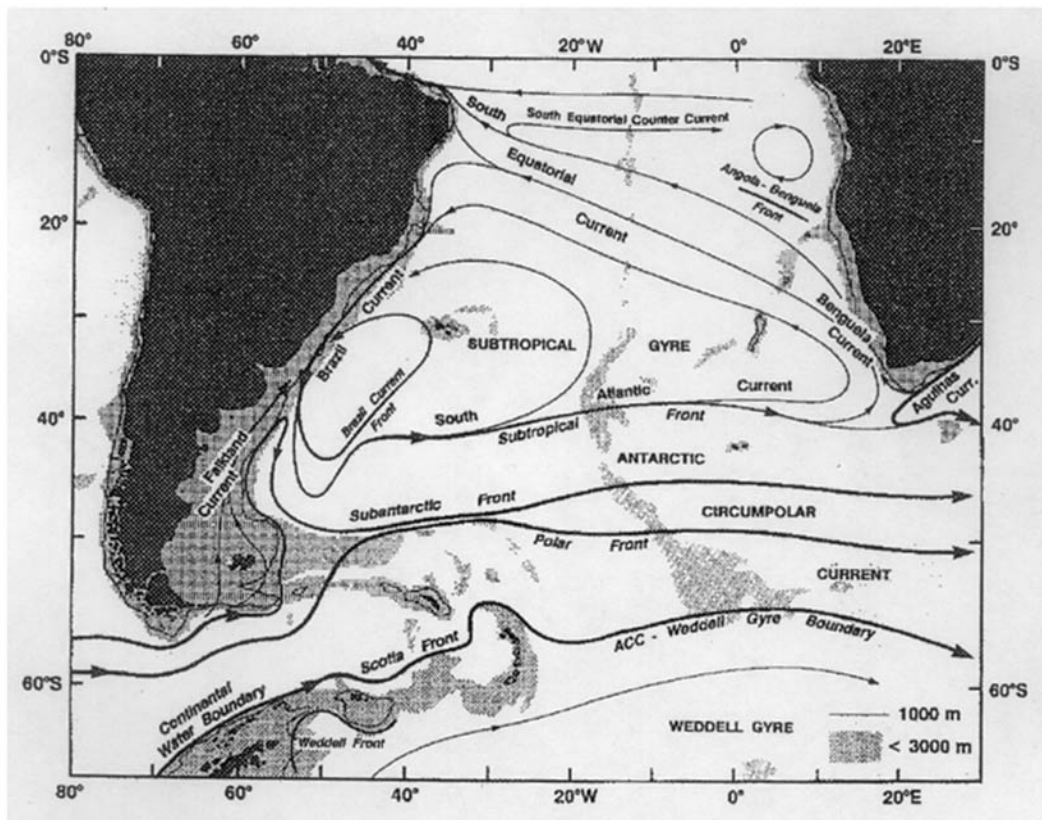


Fig. 1-1 : Fronts et circulation de surface dans l'Atlantique Sud (d'après Peterson and Stramma [1991]).

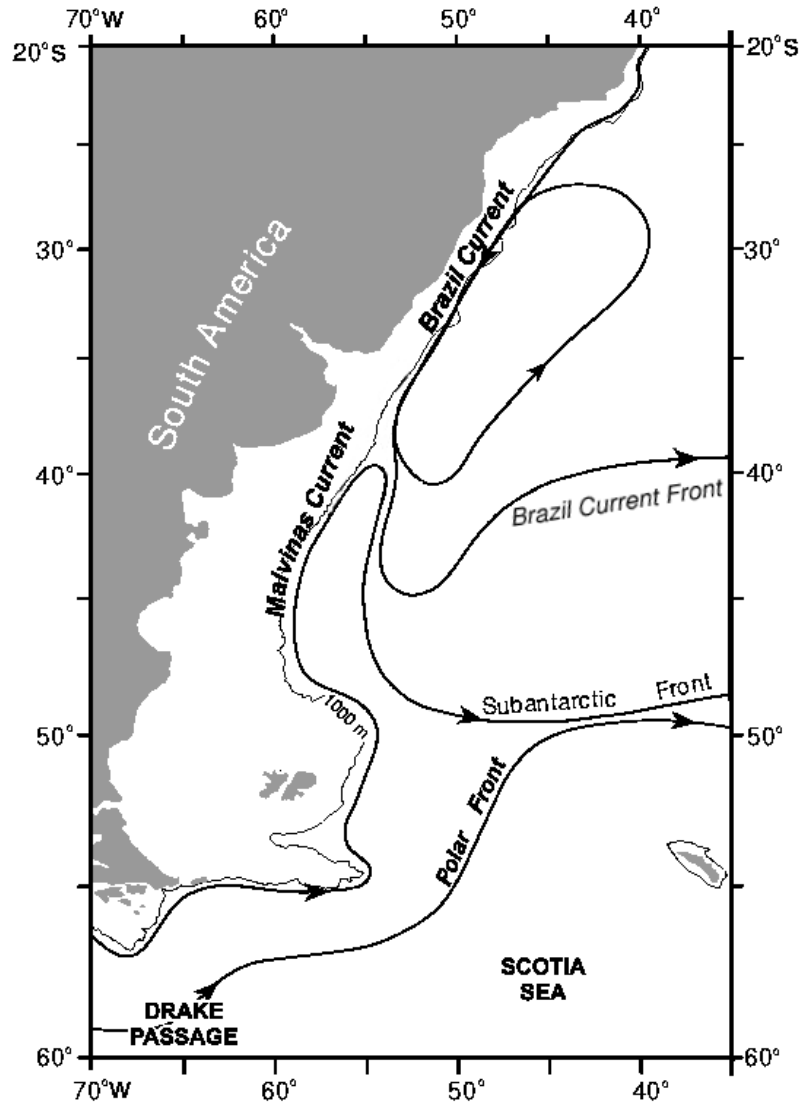


Fig. 1-2 : Schéma des courants et fronts dans l'Atlantique Sud Ouest (adaptation d'après *Peterson and Stramma* [1991]).

Le courant du Brésil

Le courant du Brésil est le courant de bord ouest du gyre subtropical de l'Atlantique Sud (Fig. 1-1); il transporte vers le sud, le long des côtes du Brésil et Uruguay, l'eau chaude et salée de l'Atlantique Sud Central (SACW). Au dessous de la SACW, circule dans le même sens la NADW (North Atlantic Deep Water). Les estimations du transport associé au courant du Brésil varient selon les masses d'eau considérées comme faisant partie du courant. *Zemba and McCartney* [1988] rapportent 80 Sv vers le sud à 36°S, en calculant par rapport à une référence à 3000 db et incluent donc le transport associé à celle de la NADW. *Gordon and Greengrove* [1986] estiment 20 Sv vers le sud à 38°S en faisant référence à 1400 db. Il existe

une importante cellule de recirculation dans le courant du Brésil (Fig. 1-2) qui s'ajoute à l'effet de l'approfondissement de la thermocline vers le sud : d'après *Zemba* [1991] le transport augmente de 68 Sv entre 27° et 38°S. Finalement, considérant toutes les couches jusqu'à NADW, *Wienders* [1999] estime un transport de 37 Sv vers le sud à 35°S. Les fluctuations, estimées à partir de la SST [*Olson et al.*, 1988; *Provost et al.*, 1992] et avec des écho-sondeurs inversés (IES) [*Garzoli and Garraffo*, 1989] pour ce courant, sont principalement annuelles. Le forçage tenu pour responsable de cette périodicité est le rotationnel du vent local [*Garzoli and Giulivi*, 1994; *Matano*, 1993].

La région de Confluence

La rencontre des eaux subtropicales et subpolaires engendre de forts gradients halins ([*Bianchi et al.*, 1993; 2002]) et thermiques qui rendent la région barocliniquement instable. Une importante activité de mésoéchelle en résulte ([*Garcia et al.*, 2004; *Gordon*, 1989; *Legeckis and Gordon*, 1982; *Olson et al.*, 1988]) : tourbillons (chaud et froids) et filaments abondent dans la région. La Fig. 1-3 nous montre un exemple des ces phénomènes observés par le satellite MODIS : les tourbillons et filaments transportent la chlorophylle créés sur le talus continental et affectent en général la distribution de biota ([*Brandini et al.*, 2000], [*Olson*, 2000]). Il est important d'observer que la collision se produit à l'embouchure du Río de La Plata, dont le débit est non négligeable (22000 m³/s, [*Piola et al.*, 2005]). *Piola et al* [2004] nous montrent que le mouvement de l'eau du Rio dépend en premier ordre du vent local : en hiver elle est advectée vers le nord le long des côtes du Brésil, alors qu'en été elle est poussée vers le large. Cette eau est ensuite rencontrée bien au large, dans la région de confluence ([*Provost et al.*, 1995], [*Barré et al.*, 2005]). En conséquence, bien que la région de Confluence soit caractérisée par la rencontre des eaux subtropicales et subpolaires, l'eau du Rio de La Plata participe elle aussi à la composition des masses d'eau de surface.

Après sa collision avec le courant du Malouines, le courant du Brésil se dirige vers le sud et, vers 44°S il tourne vers le NE. Ce parcours particulier est connu sous le nom de overshoot du courant du Brésil [*Peterson and Stramma*, 1991].

L'extrémité sud de l'overshoot présente une grande variabilité spatiale : elle oscille méridionalement entre 38° et 46°S avec une échelle de temps caractéristique de deux mois [*Goni and Wainer*, 2001; *Gordon*, 1989; *Legeckis and Gordon*, 1982]. Utilisant six ans de données AVHRR, *Lentini et al.*[2002] réalisent une étude statistique des tourbillons chauds dans la région : en moyenne, ils trouvent que, pour chaque excursion vers le sud du courant du Brésil, un tourbillon est éjecté.

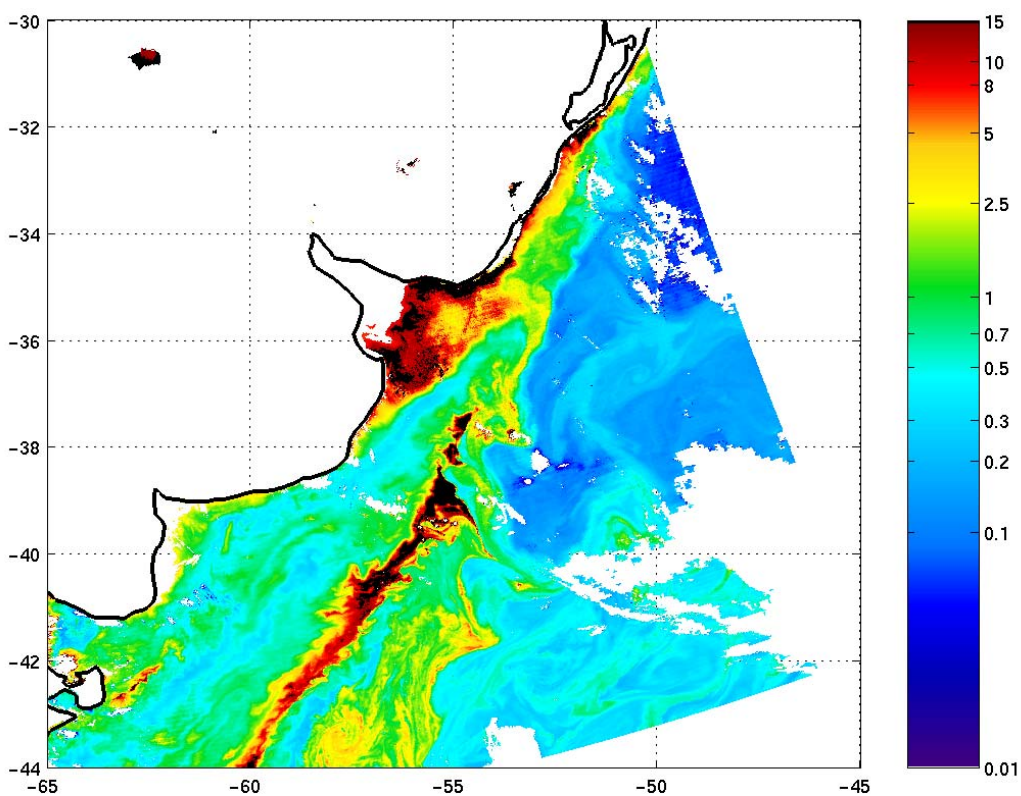
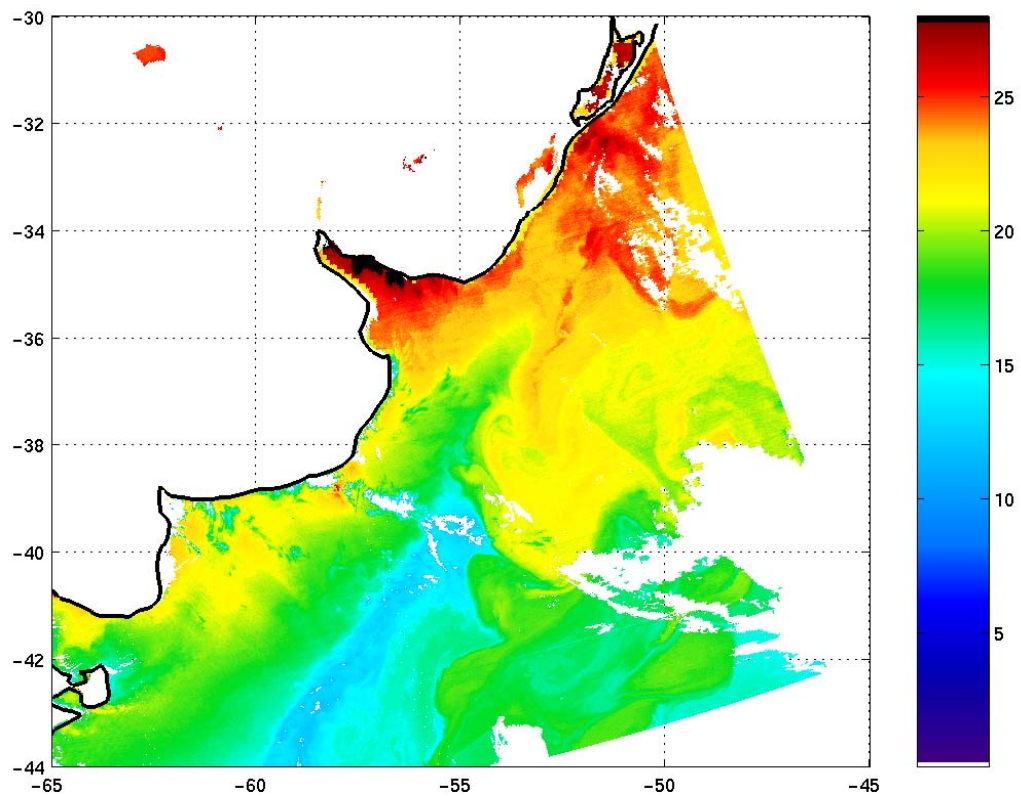


Fig. 1-3 : SST ($^{\circ}\text{C}$, en haut) et chlorophylle - a (mg/m^3 , en bas) estimés par les capteurs du satellite MODIS/Aqua. Les données ont été produites par le MODIS Adaptive Processing System (MODAPS) et Goddard Distributed Active Archive Center (DAAC) et sont stockées et distribuées par Goddard DAAC.

Les fronts

Deux fronts majeurs sont présents dans l'Atlantique Sud-Ouest : le front subantarctique (SAF) et le front du courant du Brésil (BCF). Le premier est la frontière au nord de l'eau subantarctique, le deuxième est la limite au sud de la SACW. Le SAF entoure le courant des Malouines dans son chemin vers le nord et constitue le front du talus et le front du retour des Malouines respectivement à l'ouest et à l'est du courant des Malouines. Ces deux fronts, comme il sera montré dans le 2ème chapitre, sont piégés par la topographie : le front de talus suit l'isobathe de 300 m et le front du retour des Malouines celle de 3000 m.

La variabilité spatio-temporelle du BCF a été documentée par plusieurs articles dans le passé. Deux paramètres sont utilisés pour étudier la variabilité associée au BCF : le point de séparation du front par rapport au bord continental et sa position la plus méridionale (correspondant à l'extrémité sud de l'overshoot).

Etant donné que le courant du Brésil fait partie du gyre subtropical de l'Atlantique sud, son point de séparation d'avec la côte (et donc du BCF) correspond à la limite sud du gyre. La valeur prédite par les théories de circulation forcées par le vent pour le point de séparation est l'isoligne zéro du rotationnel de vent. Dans l'Atlantique sud, cette isoligne est 10° au sud du point où le courant du Brésil se sépare de la côte (Fig. 1-4). D'ailleurs, la bathymétrie ne joue pas un rôle dans la séparation précoce du courant d'avec la côte, comme c'est le cas pour le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord. Une réponse a été proposée avec des modèles théoriques [Agra and Nof, 1993; Lebedev and Nof, 1996; Lebedev and Nof, 1997] et numériques [Matano, 1993] : la latitude de séparation serait contrôlée par l'intensité du courant des Malouines ou encore par l'intensité relative des deux courants [Goni and Wainer, 2001; Vivier et al., 2001].

Les mesures de la séparation du BCF d'avec la côte présentent d'importantes divergences selon les auteurs. Reid et al. [1977] montrent que la position moyenne de la collision entre les deux courants est à 39°S . Legeckis and Gordon [1982], dans un des premiers travaux utilisant des images satellites infrarouges de haute résolution spatiale sur la région, réalisent une description précise de la circulation locale. Ils trouvent que la confluence entre les deux courants se déplace entre 37 et 39°S (sur 200 km) et ils suggèrent que le mouvement est dû au courant du Brésil. Leur méthode est difficilement reproductible : ils cumulent sur une unique

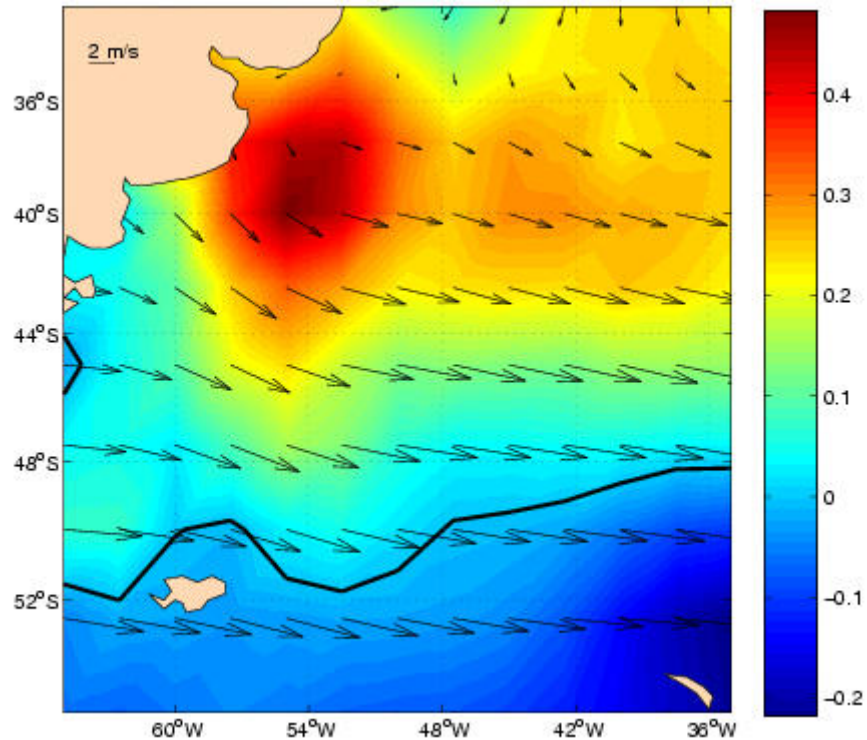


Fig. 1-4: Moyenne annuelle du champ de vent (flèches noires, (m/s) l'intensité est indiquée en haut à gauche) calculée à partir de la climatologie mensuelle NCEP [Kalnay et al., 1996] estimée entre 1979 et 1995. La couleur du fond indique l'intensité du rotationnel du vent (unités : 1/s). L'isoline zéro du rotationnel du vent est indiquée par la ligne noire.

carte les fronts repérés manuellement sur les champs de SST. Quelques années plus tard, *Olson et al* [1988] utilisent une méthode similaire : ils tracent les isothermes correspondant au BCF et au SAF sur 5 ans de données AVHRR et réalisent des statistiques. Ils trouvent ainsi que les deux fronts sont séparés en moyenne par une distance de 300 km. Ils estiment que le BCF et le courant des Malouines se séparent de l'isobathe de 1000 m à $35.8 \pm 1.1^\circ\text{S}$ et $38.8 \pm 0.9^\circ\text{S}$ respectivement. La méthode utilisée dans les travaux de *Legeckis and Gordon* [1982] et *Olson et al* [1988] est biaisée par la variabilité saisonnière de la SST. Plus récemment, combinant des données d'altimétrie et une estimation de la profondeur de la thermocline, *Goni and Wainer* [2001] montrent que pour la période 1993-1998 la séparation du BCF d'avec l'isobathe de 1000 m se produit en moyenne à $38.5 \pm 0.8^\circ\text{S}$.

L'Atlantique Sud Ouest est aussi très riche en masses d'eau : sur une section verticale, on décompte sept masses d'eau différentes (*Peterson and Whitworth* [1989]) originaires de régions très diverses telles que l'océan Pacifique, la Mer de Weddell et l'Atlantique Nord. En particulier, l'eau Nord Atlantique profonde (NADW) y circule en profondeur vers le sud le

long du continent sud américain en faisant partie de la route froide de la circulation thermohaline [Rintoul, 1991].

1.2.2 Provinces biogéochimiques

La division de l'océan en régions biophysiques nécessite de l'interdisciplinarité entre les domaines physiques et biologiques de l'océanographie. La référence dans ce domaine a été marquée par le travail de Longhurst [1998]. Dans son ouvrage, Longhurst [1998] a divisé l'océan mondial en cinq biomes et 56 provinces biogéochimiques. Pour ce faire, il a considéré plusieurs bases de données : huit ans de données de concentration de chlorophylle obtenues par le satellite CZCS (Costal Zone Color Scanner sensor), les climatologies globales de la profondeur de la couche de mélange, fréquence de Brunt-Väisälä, rayon de déformation interne de Rossby, profondeur de la couche euphotique et concentration de nutriments en surface. L'utilisation de toutes ces informations le conduit à établir cinq provinces dans l'Atlantique Sud Ouest (Fig. 1-5).

La partition faite par Longhurst [1998] comporte des critères globaux qui mènent à des résultats satisfaisants à grande échelle, mais sans détails suffisants pour une étude locale.

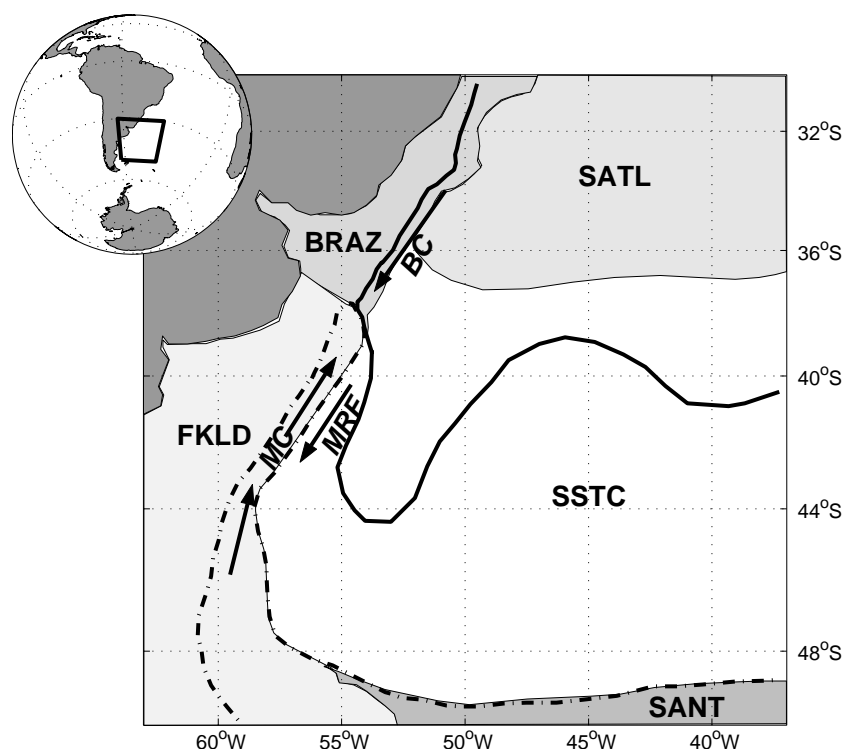


Fig. 1-5 : Provinces biophysiques définies par Longhurst [1998] : Southwest Atlantic Shelves Province (FKLD), Brazil Current Coastal Province (BRAZ), South Atlantic Gyral Province (SATL), Subantarctic Water Province (SANT), South Subtropical Convergence (SSTC) Province. Les courants des Malouines (MC), du Brésil (BC) et du retour de Malouines (MRF) sont indiqués avec des flèches noires ; La position moyenne du BCF (ligne noire solide) et du SAF sont aussi indiquées.

1.3 Objectif et plan de thèse

Cette thèse comporte six chapitres qui se présentent de façon particulière : après l'introduction (chapitre 1) les chapitres 2 à 4 sont des articles acceptés ou soumis à des revues internationales (donc rédigés en anglais). Les deux derniers chapitres (chapitres 5 et 6) ont un format plus classique pour une thèse.

Le but de cette thèse est de mieux comprendre la variabilité spatio-temporelle des fronts et de la circulation de surface dans l'Atlantique Sud-Ouest à partir de l'analyse des données satellites et *in situ*. Ainsi, cette thèse présente, pour la première fois à notre connaissance, une étude décrivant de façon conjointe les fronts océaniques thermiques et la distribution de concentration de chlorophylle de surface en Atlantique Sud-Ouest. Une classification de l'Atlantique Sud-Ouest en régions biophysiques et une étude révélant une variabilité du transport du courant anticyclonique associé à l'élévation du Zapiola (centrée à 45°S, 45°W) sont également présentées.

Bien qu'un certain nombre d'études aient été dédiées à la région, des incertitudes importantes continuent d'exister concernant la position et la variabilité spatio-temporelle des fronts dans la région. Même la position du front subtropical dans la région de confluence Brésil-Malouines et ses variations sont sujettes à controverses :

- le point de séparation du BCF de l'isobathe de 1000m est de 35.8°S d'après *Olson et al.* [1988] et de 38.5°S d'après *Goni and Wainer* [2001] ;
- l'excursion latitudinale du système frontal Brésil-Malouines le long du talus continental excède 900 km d'après *Olson et al.* [1988] et est de moins de 300 km selon *Goni and Wainer* [2001].

Un examen de la variabilité spatio-temporelle des fronts thermiques dans la région de confluence Brésil-Malouines ainsi que dans différentes parties du BCF et du SAF dans l'Atlantique Sud-Ouest (ASW) est proposé dans le deuxième chapitre de cette thèse, utilisant neuf ans de données AVHRR.

Depuis Septembre 1997, les données SeaWiFS offrent une couverture à l'échelle de la planète de la concentration de chlorophylle à haute résolution (jusqu'à 9 km pour des images globales). Malgré l'importante productivité biologique dans l'ASW, une description régionale de la distribution de la concentration de chlorophylle et de sa variabilité spatio-temporelle

n'existait pas à notre connaissance avant cette thèse. Aussi des réponses aux questions suivantes sont apportées dans le troisième chapitre :

- Comment se comparent la distribution de concentration de chlorophylle SeaWiFS et les fronts thermiques dans l'ASW ?
- Quelles Provinces biophysiques obtient-on à partir des seules données satellitaires de couleur de l'eau (SeaWiFS) et AVHRR dans l'ASW ?

Pour estimer les Provinces biophysiques, une méthode basée sur les histogrammes des moyennes sur dix ans de SST et d'amplitude du gradient de SST et sur la moyenne de six ans de concentration de chlorophylle, est élaborée et appliquée dans le troisième chapitre. La méthode des histogrammes fournit des régions biophysiques comparables aux résultats de *Longhurst* [1998]. Elle comporte néanmoins une certaine part de subjectivité au moment de la synthèse dans le choix du nombre final de régions et de leurs limites.

Dans le quatrième chapitre, une méthode capable d'obtenir de façon objective le nombre optimal de régions biophysiques ainsi que les limites entre ces régions est appliquée à la même base de données que celle utilisée dans le troisième chapitre (ie SST, gradient de SST et chlorophylle). Cette méthode utilise un réseau de neurones [*Anouar et al.*, 1998] et une classification hiérarchique ascendante [*Jain and Dubes*, 1988]. Son application aux climatologies mensuelles fournit une partition dynamique des régions biophysiques (i.e. avec des frontières entre provinces non fixes mais dynamiques dans le temps et dans l'espace).

Une des régions biophysiques issue des analyses précédentes est centrée sur l'élévation du Zapiola (ou Zapiola Rise). La présence d'un courant anticyclonique autour de cette élévation a été documentée par différentes mesures qui ne sont cependant pas capables de décrire la variabilité dans le temps du courant ou sa structure verticale. Les questions suivantes sont alors abordées dans le cinquième chapitre :

- quels sont les mécanismes responsables du comportement différent de cette région (en SST, en chlorophylle, en variabilité de hauteur d'eau)?
- quelle est la structure verticale du courant associé ?
- quelle est la variabilité du transport de ce courant ?

Les réponses à ces questions seront obtenues grâce à l'analyse des données *in situ* (campagne hydrographique WOCE A11 et flotteurs ARGO) et altimétriques.

Finalemant, un résumé des résultats obtenus et les perspectives des travaux se trouvent dans le chapitre 6.

Chapitre 2

Fronts thermiques de surface en Atlantique Sud-ouest d'après 9 ans d'images AVHRR

Chapitre 2 : Fronts thermiques de surface en Atlantique Sud-ouest d'après 9 ans d'images AVHRR

2.1 Introduction

Ce chapitre présente un article paru dans JGR-Oceans en 2004 (section 2.2). Le but de l'article est d'examiner la variabilité spatio-temporelle des fronts thermiques de surface dans l'Atlantique Sud-ouest. Une des difficultés majeures pour réaliser une telle étude est la forte inhomogénéité spatio-temporelle de l'intensité du gradient de SST dans l'ASW. L'intensité des gradients est maximale respectivement en hiver ou en été selon que le front considéré soit associé au courant chaud du Brésil ou au courant froid des Malouines [Legeckis and Gordon, 1982]. D'autre part, l'intensité des fronts est aussi très variable selon la région étudiée : les valeurs les plus élevées sont rencontrées dans la région du choc entre les courants des Malouines et du Brésil. Cette inhomogénéité fait que l'on ne peut pas sélectionner les pixels frontaux à partir d'un seuil sur l'amplitude du gradient unique sur toute la région. Pour pouvoir étudier la variabilité spatio-temporelle de tous les fronts à partir d'un même critère, une méthode a été développée et appliquée. Cette méthode est basée sur le calcul de la probabilité de présence des fronts dans différentes régions qui comprennent une partie du SAF ou du BCF dans l'ASW. Le fait de considérer plusieurs régions résout le problème de l'inhomogénéité spatiale. La méthode utilisée pour le calcul de la probabilité de présence des fronts fournit un seuil qui sélectionne les pixels frontaux. Ce seuil est calculé pour chaque image (et dans chaque région) et présente donc l'avantage d'être variable dans le temps, éliminant la restriction de l'inhomogénéité dans le temps. A la suite de la sélection des pixels frontaux, deux paramètres sont estimés pour chaque région: la probabilité de présence à l'échelle saisonnière des fronts et la série temporelle de l'intensité des fronts.

Un des résultats majeurs de cette étude est la variabilité de la position du front de collision Brésil-Malouines. Dans cette région, les cartes de probabilité de présence montrent une seule région frontale qui change d'orientation à l'échelle saisonnière: de NS en hiver austral à NE-SW en été austral. Des mesures *in situ*, résultat d'une campagne hydrographique en été austral, corroborent l'orientation NE-SW du front en surface et montrent que, en sub-surface, l'orientation du front est NS [Provost et al., 1996]. Dans la section 2.3, les sorties de deux modèles numériques sont analysées dans le but d'étudier le découplage entre le front de surface et de sub-surface pendant l'été austral. Les deux modèles considérés ne reproduisent

pas, dans la région de collision Brésil-Malouines, des résultats similaires à ceux obtenus grâce au calcul de la probabilité de présence des fronts (section 2.2).

2.2 Article: *Brazil Malvinas Frontal System as seen from nine years of AVHRR data, JGR 2004*

Martín Saraceno¹, Christine Provost¹, Alberto R. Piola², José Bava³ and Antonio Gagliardini³

1: Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC), Université Pierre et Marie Curie - Tour 45, Etage 5, Boite 100, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex 05. France.

2: Departamento de Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, Av. Montes de Oca 2124, (1271) Buenos Aires and Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

3: Instituto de Astronomía y Física del Espacio (IAFE), Ciudad Universitaria. C.C. 67 suc. 28 (1428). Buenos Aires, Argentina.

Citation: M. Saraceno, C. Provost, A. R. Piola, J. Bava, and A. Gagliardini (2004), Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data, *J. Geophys. Res.*, 109, C05027, doi:10.1029/2003JC002127.

Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data

Martín Saraceno,¹ Christine Provost,¹ Alberto R. Piola,^{2,3} José Bava,⁴ and Antonio Gagliardini⁴

Received 18 September 2003; revised 30 December 2003; accepted 22 March 2004; published 25 May 2004.

[1] Surface thermal fronts in the southwestern Atlantic (SWA) Ocean are examined using 9 years (1987–1995) of advanced very high resolution radiometer data. Fronts are detected considering a gradient based edge detector. Sea surface temperature gradients are calculated from 4 km resolution 5-day composite images covering the western Argentine Basin south of 30°S. Variability in the position and intensity of the fronts from seasonal to interannual timescales is characterized in six regions including different parts of the Brazil Current Front (BCF) and the Subantarctic Front (SAF): Shelf Break-Brazil (SB-B), Brazil Malvinas Collision (BM-C), Brazil Current-Overshoot (BC-O), Shelf Break-Malvinas (SB-M), Malvinas Return Flow (MRF), and Falkland Escarpment (FE). Fronts in the SB-B, SB-M, MRF, and FE regions are controlled by the bathymetry. In the BM-C region the BCF and SAF appear to merge as a single front. This front does not present large seasonal north-south excursions as previously described, though it pivots seasonally around a fixed point located approximately at 39.5°S, 53.5°W, changing its orientation from N-S in winter to NW-SE in summer. Consequently, on average, the front intersects the 1000 m isobath at 38°30'S in summer and north of 37°S in winter. In the BC-O region the BCF has a U-shape centered at 53°W. The intensity of the fronts in each region except in the FE region presents large seasonal variability. In the SB-B, BM-C, and BC-O regions the frontal intensity is highest ($>0.35^{\circ}\text{C}/\text{km}$) during austral winter, the annual components explain 83, 67, and 71% of the total variance, respectively. In the SB-M and MRF regions the SAF is most intense ($>0.25^{\circ}\text{C}/\text{km}$) in summer and fall; the annual component of the intensity fluctuations explains 29 and 38% of the total variance, respectively. In the FE region the annual component of frontal intensity explains only 17% of the variability. In the six regions, important interannual variability is found. The Zapiola Rise (centered at 45°S, 43°W) appears as a gradient-free region. Closed planetary potential vorticity contours in this area suggest it is dynamically isolated. *INDEX TERMS:* 4223 Oceanography: General: Descriptive and regional oceanography; 4520 Oceanography: Physical: Eddies and mesoscale processes; 4528 Oceanography: Physical: Fronts and jets; *KEYWORDS:* southwest Atlantic, sea surface temperature fronts, Brazil Malvinas Confluence

Citation: Saraceno, M., C. Provost, A. R. Piola, J. Bava, and A. Gagliardini (2004), Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data, *J. Geophys. Res.*, 109, C05027, doi:10.1029/2003JC002127.

1. Introduction

[2] Frontal regions are key oceanic features both for the biological activity and for the climate at regional and global scales. Frontal regions are characterized by pronounced horizontal gradients and are generally associated to enhanced

exchanges between the ocean and the atmosphere and to a stronger vertical circulation in the ocean. These two processes have an important impact on the biomass [Froneman *et al.*, 1997; Brandini *et al.*, 2000; Olson, 2000] and on the rates at which gases are exchanged with the atmosphere.

[3] The southwest Atlantic is a region where the circulation generates numerous strong fronts. The Malvinas Current (MC) and the Brazil Current (BC) collide near 38°S forming the Brazil/Malvinas Confluence region (BMC, hereafter), one of the most energetic regions of the world ocean [Chelton *et al.*, 1990; Gordon, 1981]. A general circulation scheme of the region is shown in Figure 1. The MC is part of the northern branch of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) [Piola and Gordon, 1989] that carries the cold ($<7^{\circ}\text{C}$ at the surface in winter) and relatively fresh Subantarctic Mode Water (SAMW) equatorward along the western edge of the Argentine Basin. The BC flows

¹Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

²Departamento de Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, Argentina.

³Also at Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

⁴Instituto de Astronomía y Física del Espacio, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

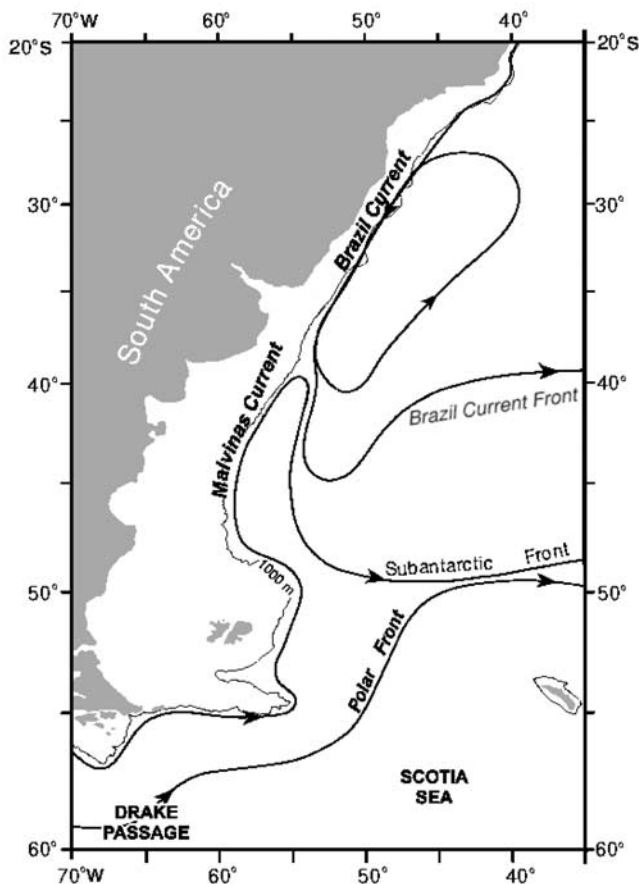


Figure 1. Schematic diagram of the upper layer circulation in the SWA (based on *Brandini et al.* [2000] and *Peterson and Stramma* [1990]).

poleward along the continental margin of South America as part of the western boundary current of the South Atlantic subtropical gyre. It transports the warm (higher than 26°C at the surface) and salty South Atlantic Central Water (SACW).

[4] After its confluence with the MC, the BC separates in two branches. One branch turns to the north forming a recirculation cell while the other branch flows southward and returns to the northeast at about 45°S . The second branch is referred to as the overshoot of the Brazil Current and, east of 45°W , it forms the South Atlantic Current [*Peterson and Stramma*, 1990].

[5] After the collision with the BC the main flow of the MC describes a sharp loop forming the Malvinas return flow. The Malvinas return flow flows southward and turns to the east at 49°S .

[6] Advanced very high radiometer resolution (AVHRR) images reveal the sea surface temperature (SST) patterns associated with the upper layer currents in the SWA. In particular, the AVHRR images clearly show the strong surface thermal gradients associated with frontal regions.

[7] In the SWA two strong oceanic fronts are present: the Brazil Current Front (BCF) and the Subantarctic Front (SAF), which are the objective of this study. The BCF is the southern limit of the SACW, while the SAF is the northernmost front within the ACC [*Peterson and*

Whitworth, 1989] and is the northern limit of the recently ventilated SAMW in the western South Atlantic [*Piola and Gordon*, 1989; *Peterson*, 1992].

[8] In the literature most of the attention is devoted to the study of the BCF, which presents the highest meso-scale variability in the BMC zone. Two distinct parameters are used to study the variability of the position of the BCF: its separation from the continental margin and the southernmost position of the overshoot. Using AVHRR data from 1981 to 1987, *Olson et al.* [1988] estimated that the BC separates from the 1000 m isobath around 36.5°S while using a combination of altimeter and thermocline depth data, *Goni and Wainer* [2001] found that in the period 1993–1998 the separation occurs, on average, at $38.5 \pm 0.8^{\circ}\text{S}$. Using less than 2 years of VHR data *Legeckis and Gordon* [1982] found that the southern limit of the BC overshoot fluctuates between 38 and 46°S , with a timescale of 2 months; a similar result was found by *Goni and Wainer* [2001]. Tracing isotherms on SST images *Olson et al.* [1988] estimated that the SAF separates from the continental shelf break at $38.6 \pm 0.9^{\circ}\text{S}$, that is two degrees to the south of the Brazil Current separation point. They found that the range of migration of the separation point for the BC and MC is of ~ 900 km, which is quite large relative to other boundary current systems. The observed timescale of variability ranges from 30–60 days to semiannual and annual scales, with important interannual variability.

[9] In this study we use an objective method to describe the variability of the position and intensity of the thermal fronts present in the SWA based on 9 years of AVHRR data. This is the longest time series of high spatial resolution (4×4 km) AVHRR data used to study the frontal variability in the western South Atlantic. This allows us to better establish the seasonal and lower frequencies and evaluate the interannual variability in the position and intensity of the fronts.

[10] The paper is organized as follows: in section 2 we present the data and methods, and the subregions used in the rest of the paper are defined; results are described in section 3; finally, discussion and a synthesis of the main results are presented in section 4.

2. Data and Methods

[11] The satellite-derived SST observations were obtained from the advanced very high resolution radiometer (AVHRR) onboard NOAA-N polar orbital satellites (NOAA-7 to NOAA-13 in the present case). The SST time series here analyzed spans 9 years from January 1987 to December 1995, and consists of 633 5-day composite images with approximately a 4×4 km resolution. The data processing, including cloud detection and 5-day compositing, was performed at the Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami (RSMAS) and is described in the work of *Olson et al.* [1988] and *Podesta et al.* [1991]. Use of 5-day composites reduces the effect of cloud coverage and the likelihood of negative biases due to cloud contamination [*Podesta et al.*, 1991]. The remaining seasonal cloud cover is shown on Figure 2. Cloud cover is lowest in austral summer and highest in winter, autumn and spring present intermediate cloudiness

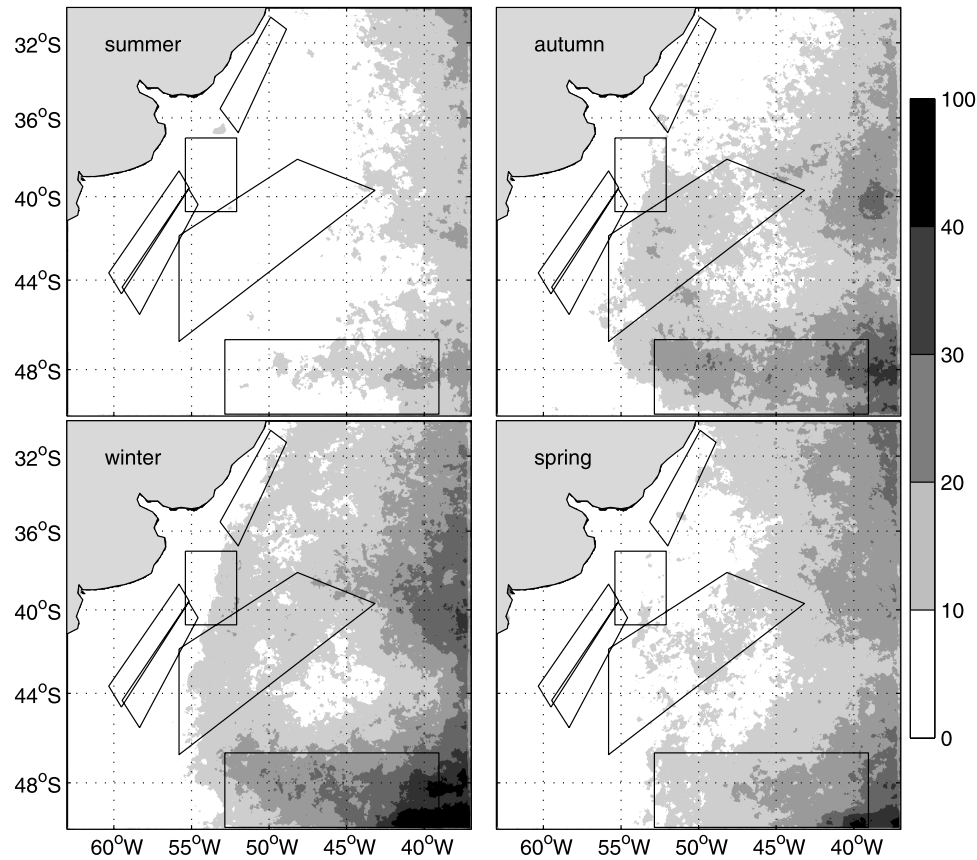


Figure 2. Seasonal probability of the cloudy pixels for the period 1987–1995 considering the AVHRR data described in the text. Dark pixels correspond to regions with higher probability of cloudiness. Boxes represent the different regions studied (see definitions in the text and Figure 3).

values. Spatially, cloud coverage presents a similar pattern throughout the year: it is higher in the east of the region and south of 46°S. The continental shelf has a remarkably low cloud coverage (<10% for all seasons). In general for a given location the difference between summer and winter cloud cover is lower than 10%. Similar spatiotemporal cloudiness pattern in the SWA was described by *Escoffier and Provost* [1998]. On the basis of the low differences in cloud cover between seasons described above, we consider that frontal characteristics (defined further in this section) are not affected by the seasonal cloud cover variability.

[12] The front detection can be treated as an edge detection problem. Edge detection is one of the basic components of image analysis techniques. Different edge detectors have been developed, mostly as a discrete approximation to the gradient. Local gradient operators use fixed threshold to distinguish an edge from background values. A usual criticism to gradient-based edge detectors is that they are characterized by a spurious response when applied to noisy data. A different technique was developed by *Cayula and Cornillon* [1992]: instead of computing gradients they use the bimodality of the histogram in a local window as the basic edge detector. The resulting edge detection is based not on the absolute strength of the front gradient but on the separability of pixel values to different compact areas.

[13] Comparing gradient and histogram based edge detectors to in situ observations *Ullman and Cornillon* [2000]

estimate two types of errors. Error rates associated to false front detection are lower for the histogram method, while missed fronts associated to error rates are lower for the gradient method.

[14] In the present work we use a gradient based edge detector which uses the separability of the gradient pixel values based on the cumulative histogram of the gradient pixels. As will be shown, the gradient images are not noisy, and a threshold based on the cumulative histogram rather than a fixed value accommodates for the time variations. This criterion is commonly used for edge detection in digital image processing techniques [*Wolfram*, 2003] but to our knowledge, this is the first time that such an approach is applied to detect SST fronts.

[15] For each SST composite the gradient magnitude is calculated using centered differences as:

$$\| \text{grad}(SST(i)) \| = \text{sqrt} \left[\left(\frac{SST(ix+1) - SST(ix-1)}{\text{dist}(ix+1, ix-1)} \right)^2 + \left(\frac{SST(iy+1) - SST(iy-1)}{\text{dist}(iy+1, iy-1)} \right)^2 \right], \quad (1)$$

where $ix-1$ and $ix+1$ ($iy-1$ and $iy+1$) are the neighbors of the i th pixel in the X (Y) direction; dist is the distance in the X (Y) direction.

[16] The 9-year mean SST gradient distribution is presented on Figure 3. The mean positions of the SAF and BCF

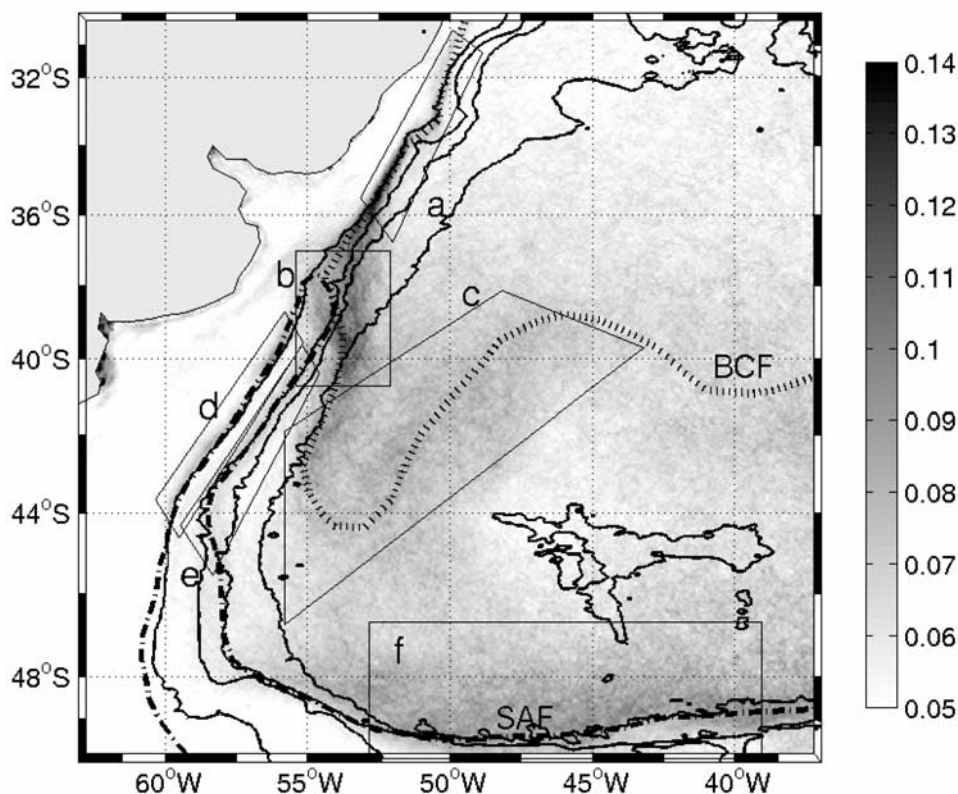


Figure 3. Average of the norm of the SST gradient magnitude (in $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) for the period 1987–1995. The mean positions of the Subantarctic Front (dash-dot line) and of the Brazil Current Front (dot line) are plotted considering the maximum gradient values. Letters identify the studied regions: (a) Shelf Break-Brazil, (b) Brazil Malvinas-Collision, (c) Brazil Current-Overshoot, (d) Shelf Break-Malvinas, (e) Malvinas return flow, and (f) Falkland Escarpment. Thin black lines from west to east correspond to the 2×10^{-7} , 5×10^{-8} , 3×10^{-8} , $2 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ potential vorticity (f/h) contours, respectively; obtained from *Smith and Sandwell [1994]* bathymetry. These contours roughly coincide with the 300, 2000, 3000 and 4500 m isobaths, respectively. See color version of this figure at back of this issue.

are easily identified and can be compared to the schematic circulation shown in Figure 1. Figure 1 is a mixed schematic representation of currents and fronts, whereas Figure 3 shows the thermal fronts which are located at the boundaries of the Malvinas and Brazil Currents.

[17] Seasonal variability differs considerably from front to front. For example, the intensity of the western part of the BCF is lowest in summer and highest in winter, while the western part of the SAF is stronger in late summer and weaker in winter. To discern the different time and space variations of each part of the BCF and SAF we define six regions (marked by letters “a” to “f” in Figure 3), that we shall examine separately:

[18] 1. The Shelf Break-Brazil (SB-B) region includes the western part of the BCF, located between 31 and 36 $^{\circ}\text{S}$; it separates shelf waters off Brazil and Uruguay from the SACW carried southward by the BC; the 9 years mean highest values in this region reach $0.13^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

[19] 2. The Brazil/Malvinas Collision (BM-C) region extends from 37 $^{\circ}\text{S}$ to 41 $^{\circ}\text{S}$ and from 53 to 55.5 $^{\circ}\text{W}$, highest mean gradient values are $0.12^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

[20] 3. The Brazil Current Overshoot (BC-O) region includes the southern limit of the BC after the collision

with the MC. The BCF in this region reaches its southernmost position. The region extends from 38 $^{\circ}\text{S}$ –45 $^{\circ}\text{W}$ to 46.5 $^{\circ}\text{S}$ –55 $^{\circ}\text{W}$. The highest SST gradient value in this region is $0.08^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

[21] 4. The Shelf Break-Malvinas (SB-M) region includes the western part of the SAF located between 39 and 44 $^{\circ}\text{S}$. Maximum mean gradients here reach $0.07^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

[22] 5. The Malvinas/Return Flow (MRF) region includes part of the SAF and is roughly parallel to the SB-M region. It marks the eastern boundary of the Malvinas current. Mean maximum gradients in the MRF reach $0.07^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

[23] 6. The Falkland Escarpment (FE) region is located around 48 $^{\circ}\text{S}$ and between 39 and 53 $^{\circ}\text{W}$ and includes the eastern part of the SAF. The highest mean SST gradient is $0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

[24] To examine the variability of the position and intensity of the fronts we calculate two indices on each of the six different regions described above: (1) the most probable position of the fronts, and (2) a time series of the frontal intensities. Both indices are based on the SST gradient derived from the AVHRR data. We first identify frontal pixels within each region from each of the 633 SST gradient

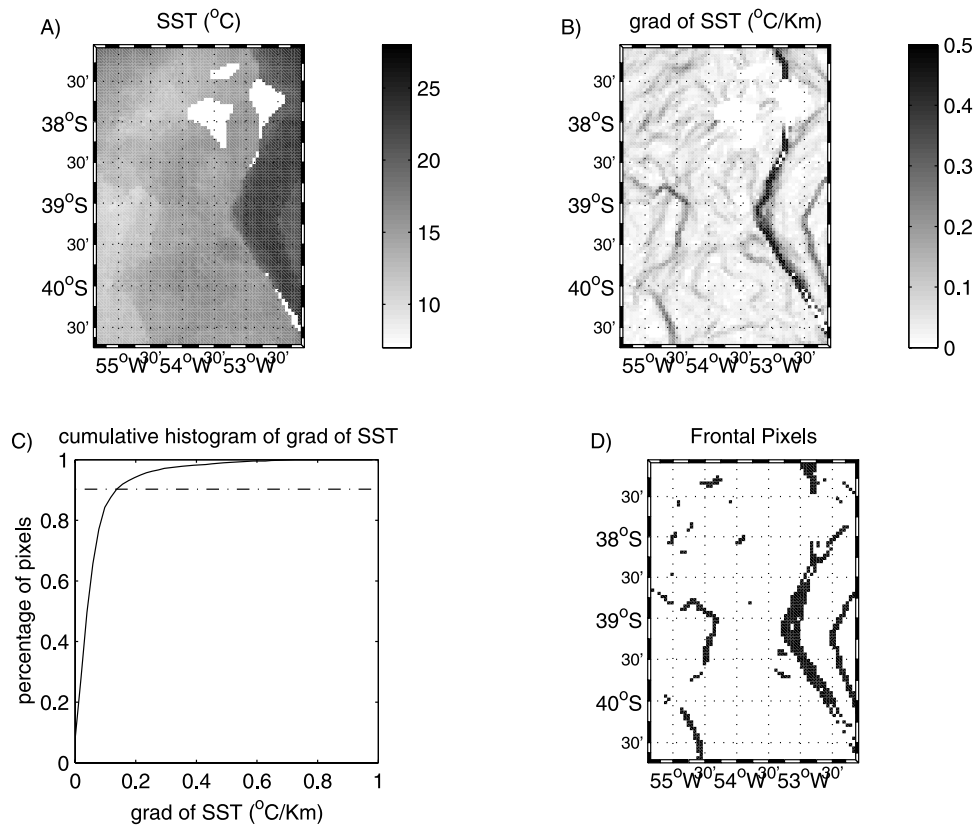


Figure 4. (a) SST (in $^{\circ}\text{C}$) for the BM-C region for the 5-day composite centered on 16 December 1995. (b) SST gradient ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$). (c) Bold line, cumulative histogram of the SST gradient; dash-dotted line, maximum curvature of the cumulative histogram. (d) Frontal pixel values according to the percentage associated to the maximum curvature of the cumulative histogram.

images. To distinguish frontal pixels (edges) from background values we examine the cumulative histogram of the gradient values.

[25] For clarity we illustrate in Figures 4a–4d the edge detection process for one image in the BM-C region. Figure 4a shows four different masses of water, corresponding in the figure to different levels of gray. The western part corresponds to cold water ($\sim 10^{\circ}\text{C}$) probably advected by the MC, while along $53^{\circ}30'\text{W}$ there is warm water (24°C) advected by the BC. The norm of the SST gradient (Figure 4b) clearly shows the edges between the different water masses (dark values correspond to gradients greater than $0.2^{\circ}\text{C}/\text{km}$); a number of secondary (less intense) fronts are also detected. The cumulative histogram of the gradient image (Figure 4c) allows us to classify pixels in two categories: a large percentage of pixels with low gradient values (background or frontless pixels) and a small percentage with the highest gradient values (frontal pixels). To separate the two categories we use the point of maximum curvature in the cumulative histogram curve. The maximum curvature point corresponds to a percentage of 91% on Figure 4c (dashed line), that is 91% of the pixels are background values and 9% are frontal pixels. Figure 4d shows that the frontal pixels selected do correspond to the major fronts observed in Figure 4b.

[26] The procedure described above to select frontal pixels was repeated for each of the 633 SST gradient images. Figure 5 shows how the percentage corresponding

to the maximum curvature of the cumulative histogram varies with time between 0.92 (8% frontal pixels) and 0.83 (17% frontal pixels). Using the maximum curvature of the cumulative histogram to select frontal pixels for each figure avoids spurious front detection. Thus seasonal average of frontal probability maps and time intensity series (see definitions below) results are less contaminated than if they were obtained using a fixed threshold. The time series display a high frequency resolution superimposed over a seasonal signal. High percentages of frontal pixels selected are present in winter.

[27] In each region the frontal pixels, selected as described above, are used to study the variability of frontal location and intensity:

[28] 1. To study the variability in the position of the fronts we assign a one to the frontal pixels, zero to the remaining noncloud pixels, and not-a-number (NaN) to the cloudy pixels. Frontal probability maps are then obtained by averaging in time these new images. Frontal probability values vary between 0 and 1.

[29] 2. To study the variability of frontal intensity within a region the SST gradient of all frontal pixels are averaged at each time step and a time series is constructed.

[30] If at one time the cloud cover exceeds 50% of the surface of a given region, data for that time and that region is not considered. The number of gaps thus produced varies between 5 to 9% for all regions except for the FE, where the number of gaps reaches 20% of the total time series.

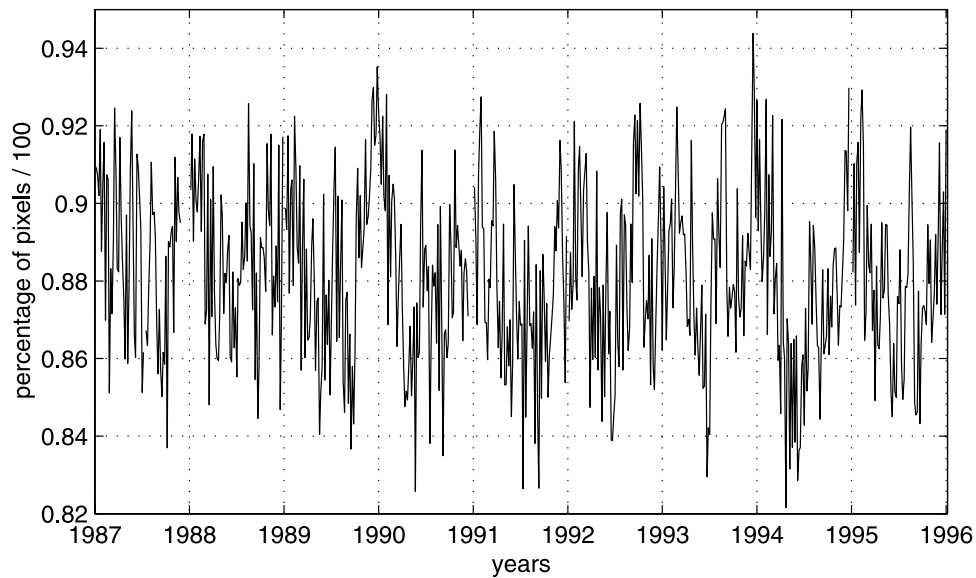


Figure 5. Time series of the percentage of frontless pixels for the BM-C region determined from the maximum curvature point of the cumulative histogram on each SST gradient image.

[31] In order to calculate spectra of the time series, gaps are filled using a cubic spline interpolation. Spectra, confidence limits (CL) and significant peaks of the time series are then calculated using the singular spectrum analysis-multitaper method (SSA-MTM) toolkit [Ghil *et al.*, 2002]. We configure the SSA-MTM toolkit to work with the multitaper method [Thomson, 1982; Percival and Walden, 1993] using three data tapers. Significant peaks have been estimated with the hypothesis of a harmonic process drawn back in a background red noise. The variance explained by each significant peak is computed as:

$$\text{explained variance} = \left(1 - \left(\frac{\text{var}(S - F)}{\text{var}(S)} \right)^2 \right), \quad (2)$$

where S is the original series, F the best fit to S in the least squares sense considering the analyzed frequency and var is the variance.

[32] Frequency resolution of the spectral estimation is estimated as $2p f_n$ where p is an integer determined by the number of data tapers used [Percival and Walden, 1993] and f_n is the Rayleigh frequency. The resulting frequency resolution is 0.0006 days^{-1} .

[33] The position of the fronts is confronted to planetary potential vorticity isolines. As long as dissipation and other external vorticity sources remain small, barotropic and equivalent-barotropic flows tend to conserve angular momentum by following lines of constant potential vorticity $(f + z)/h$, where F is the planetary vorticity, z is the relative vorticity and h is the ocean depth. In open ocean areas planetary vorticity is generally larger than relative vorticity, and potential vorticity can be approximated by the planetary potential vorticity f/h . Planetary potential vorticity contours have been used in a similar approach by Moore *et al.* [1997] in studying how the Polar Front is controlled by topography in the SWA.

[34] To select which contours of f/h to compare to the frontal positions we calculated the gradient of the bathym-

etry (not shown), and then selected the f/h contours that best fitted the maximum gradients of the bathymetry. These maxima are located at the edge of the South American continental shelf. The f/h contours represented in Figure 3 and in the following figures roughly correspond to the 300, 2000, 3000 and 4500 m isobaths.

3. Results

[35] The seasonal frontal probability maps and the time series of the intensity of the fronts are analyzed within each of the regions defined earlier. The results obtained for each region are presented in Figures 6, 7, 8, 9, 10, and 11 and are described in this section. Throughout the rest of the article, summer and winter values are means over January–February–March and July–August–September respectively, i.e., austral seasons.

3.1. Shelf Break-Brazil Region

[36] The frontal probability values in the SB-B region (Figure 6) clearly show the position of the BCF. The probability is highest in winter (values up to 0.5) and lowest in summer (<0.18). South of 32°S the frontal location in winter, spring and autumn closely follows the $f/h = 2 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ contour (roughly the 300 m isobath). This indicates that the BC closely follows the western boundary, as expected. However, north of 32°S in autumn, winter and spring the surface front is observed further onshore, suggesting that Brazil Current waters often occupies the shelf there. In agreement with this observation, based on surface temperature and salinity distributions a southward intrusion of tropical waters by an inshore branch of the Brazil Current during the Austral winter has been suggested [Castro and Miranda, 1998]. In summer the probability is distributed more homogeneously south of 34°S and is lower to the north.

[37] The frontal intensity (Figure 7) exhibits large annual amplitude with low values in summer and high values in winter. The crest-valley difference is not constant in time and it is as large as $0.35^\circ\text{C}/\text{km}$ between summer and winter

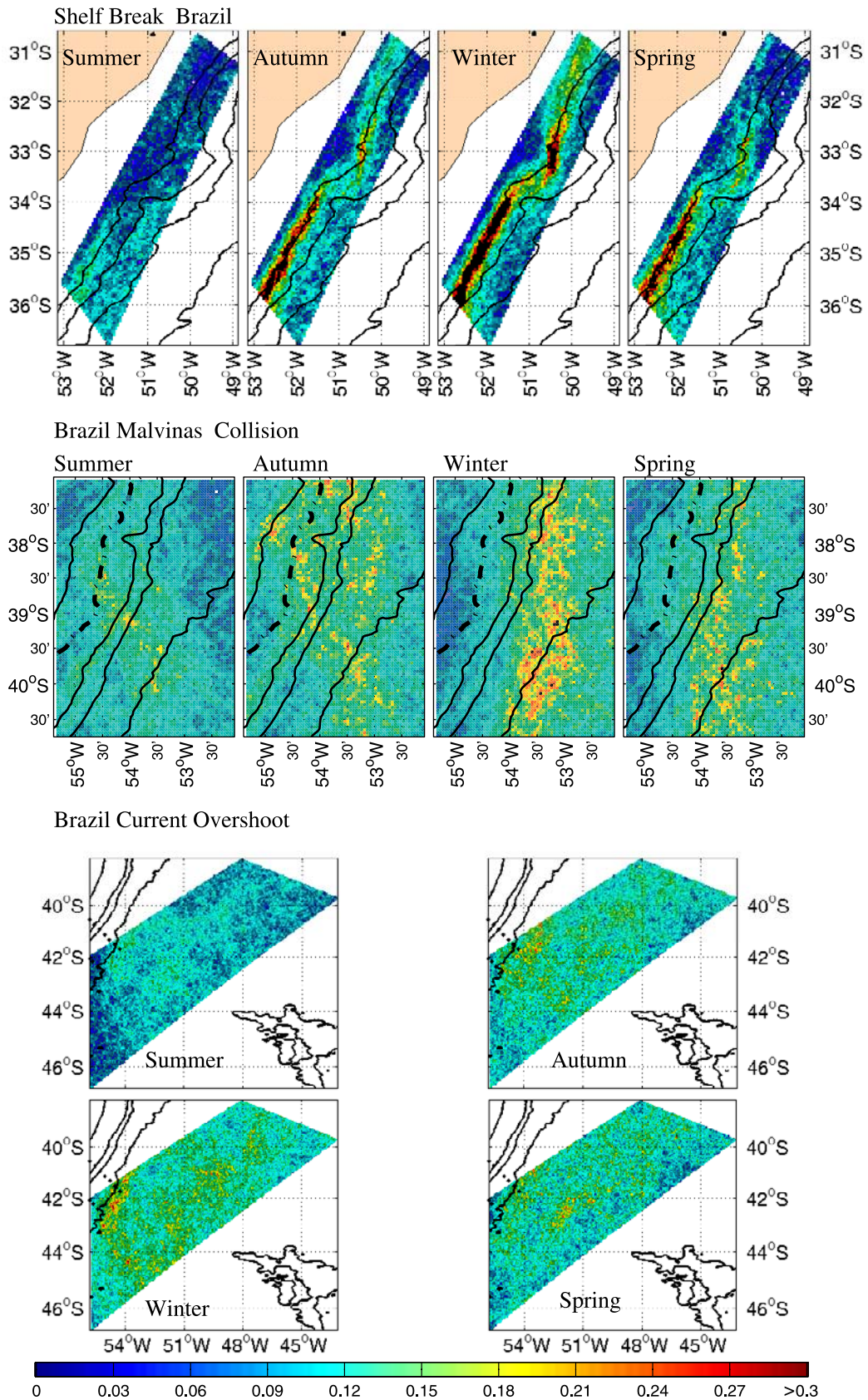


Figure 6

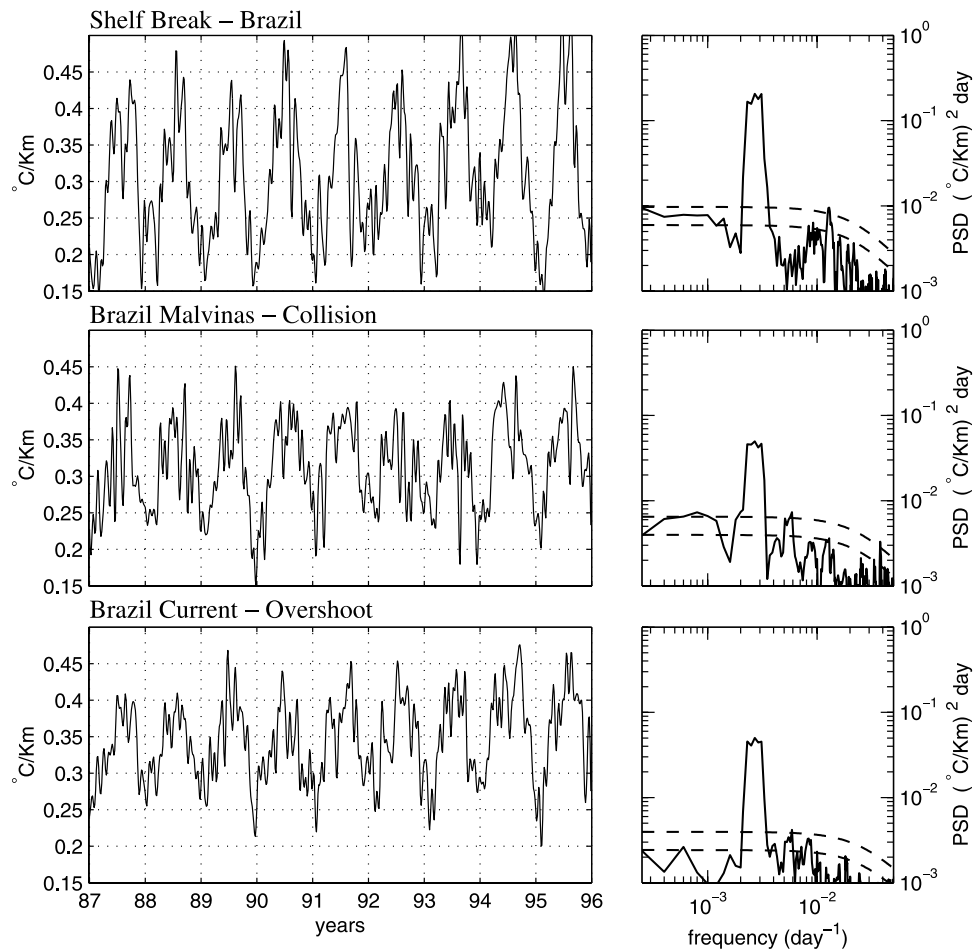


Figure 7. (top) Frontal intensity time series and power spectral density for the Shelf Break-Brazil region, (middle) Brazil Malvinas Collision region, and (bottom) Brazil Current Overshoot region. Dashed lines in spectra indicate 90 and 99% confidence levels.

of 1995. The mean intensity value is $0.31^{\circ}\text{C}/\text{km}$. The annual signal (99% CL) explains 83% of the variability of the frontal intensity (Figure 7).

[38] East of the front, the BC transports warm water southward throughout the year, and presents relatively small seasonal SST variations. In contrast, over the shelf and west of the front, enhanced northward advection of relatively cold waters occurs in winter [Piola *et al.*, 2000], inducing a high seasonal SST amplitude. Thus increased cross-front SST gradients are observed in winter. In addition, in summer a thin and sharp seasonal thermocline develops leading to similar SST values across the front. Consequently, in summer the intensity of the front decreases and its position is not well-defined.

3.2. Brazil Malvinas Collision Region

[39] On average, in the period 1987–1995 we observe a single front corresponding to the collision between the BC and the MC and not two distinct fronts as described in the past

[Olson *et al.*, 1988]. The front pivots seasonally, around a fixed point located approximately at $39^{\circ}30'\text{S}$, $53^{\circ}30'\text{W}$. In winter the front is orientated N-S along $53^{\circ}30'\text{W}$, while in summer the highest frontal location probability is observed between 38 and 40°S with a NW-SE direction (Figure 6). As a result of this pivoting, the front intersects the 1000 m isobath at $38^{\circ}30'\text{S}$ in summer, whereas in winter the intersection occurs out of our domain, north of 37°S .

[40] The frontal probability marks a precise orientation in summer and winter. However, in autumn and spring the frontal probability values are distributed more homogeneously, front positions are intermediate between the summer and winter positions.

[41] The power spectrum of the frontal intensity time series (Figure 7) reveals three peaks. The annual peak (99% CL) explains 67% of the variance. The semiannual peak (99%CL) has the largest amplitude of the six time series studied, relative to the annual peak. The interannual variability present in the time series leads to a peak centered at

Figure 6. (top) Seasonal frontal probability distribution for the Shelf Break-Brazil region, (middle) Brazil Malvinas Collision region, and (bottom) Brazil Current Overshoot region. Solid black lines are the f/h contours indicated in Figure 3. Dash-dotted line in the BM-C region is the 1000 m isobath. The color bar indicates the frontal probability and is common for all panels. See color version of this figure at back of this issue.

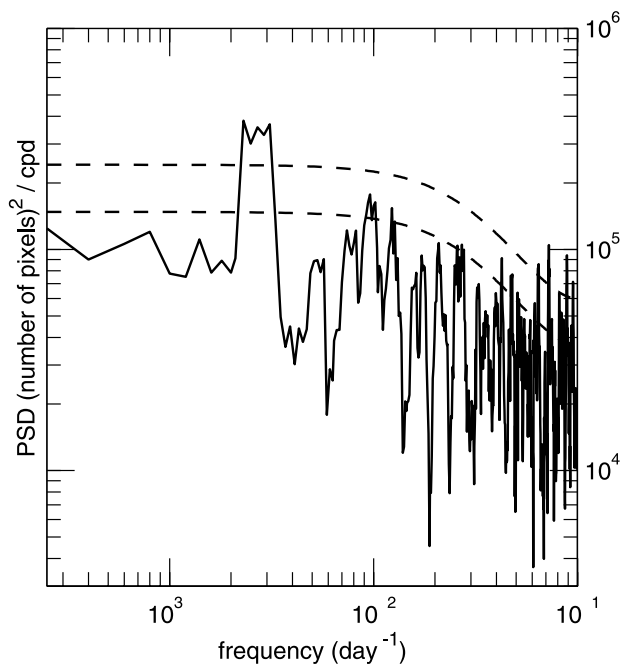


Figure 8. Power spectrum density (PSD) of the number of frontal pixels observed south of 44°S, in the BC-O region. Units for PSD are (number of pixels)²/cpd, where cpd is cycles per day. Dashed lines in spectra indicate 90 and 99% confidence levels.

3.4 years (99%CL). However, the spectral amplitude at interannual timescales is not well-resolved by the 9-year time series. As in the SB-B region, the thin and strong seasonal thermocline that develops in summer is responsible for the seasonality in the frontal intensity and the low probability values presents in summer.

3.3. Brazil Current-Overshoot Region

[42] Frontal probability values in the BC-O region (Figure 6) are nearly homogeneously distributed in each season, reflecting the high spatial variability of the BCF in this region. The BCF marks in this region the southern limit of the BC after it collides with the MC. In all seasons but summer the BCF has a U-shape centered at 53°W. This U path is known in the literature as the overshoot of the BC. According to the seasonal frontal probability maps the BCF southernmost position is reached in winter (45°S). Frontal probability values are higher in autumn, winter and spring. Lower values in summer are due to the seasonal thermocline that develops in the region, which masks the subsurface structure and homogenizes the SST values.

[43] The intensity of the front (Figure 7) presents a strong annual peak (99% CL) that explains 71% of the variability. Low values are present in summer and higher values in winter. Winter values reveal a slight trend: $0.0053 \pm 0.0013^\circ\text{C}/\text{km}/\text{year}$. Two additional peaks centered on the semiannual (99% CL) and 4-month (95% CL) periods are observed.

[44] To further investigate the meridional excursions of the BCF we calculate a time series of the number of frontal pixels detected in this region that are south of 44°S. The associated spectrum (Figure 8) shows a strong peak cen-

tered near the annual period (99% CL) and two other peaks at 104 ± 7 days (95% CL) and at 81 ± 4 days (90% CL) that reflects the timescales associated with the meridional excursions of the overshoot. Similar timescales in the displacements of the Brazil Current overshoot were observed by *Legeckis and Gordon* [1982].

3.4. Shelf Break-Malvinas and Malvinas Return Flow Regions

[45] The corresponding portions of the SAF in the SB-M and MRF regions are roughly parallel. The SAF in the SB-M region separate shelf waters from the MC while the SAF in the MRF region separate the MC from the Malvinas return flow.

[46] The probability of presence of the SAF in both regions (Figure 9) is higher in summer and autumn and lower in winter and spring. In both regions the bathymetry controls the position of the front.

[47] In the SB-M region the front closely follows the $f/h = 2 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ contour (300 m isobath): the probability rises from zero in frontless areas to up to 30% in the frontal region. In winter values of up to 12% occur east of the $f/h = 2 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ contour. In autumn the front breaks into a northern and southern part at 41°S.

[48] In the MRF region the frontal probability is distributed more homogeneously. In summer and autumn the SAF more probable position follows the $f/h = 5 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ contour (2000 m depth). High values in the NE edge of the region are associated to the BCF. The bottom slope is less steep south of 43°S, leading to a weaker topographic control and allowing larger frontal excursions.

[49] The frontal intensity time series in both regions (Figure 10) share some properties. Both series present interannual variability, for instance, frontal intensity is high in 1994 and low in 1995. Higher values are observed in summer and autumn than in winter and spring and both spectra show a strong annual component (99% CL) that explains 29% and 38% of the variability for the SB-M and MRF respectively.

[50] The MC transports cold water northward throughout the year, and presents relatively small seasonal SST variations [*Podesta et al.*, 1991; *Provost et al.*, 1992]. In contrast, high seasonal SST amplitude occurs over the shelf and east of the MC [*Podesta et al.*, 1991; *Provost et al.*, 1992]. The major difference between the SST amplitudes occurs in autumn and summer, leading to increased cross-front SST gradients in those seasons east and west of the MC.

[51] The seasonality of the SAF is summarized in Figure 11. We extract the gradient time series from four sections orthogonal to the f/h contours which include both SB-M and MRF regions (see Figure 9). The seasonal average shows maximum gradients around the f/h contours detected in the seasonal frontal probability maps. The highest SAF intensity is observed in summer in the SB-M region and in autumn in the MRF region (Figure 11). Lowest SAF gradients are found in winter at the SB-M region and in winter and spring at the MRF region. High gradient values in the eastern part of these sections correspond to the presence of the BC.

3.5. Falkland Escarpment Region

[52] High frontal probability values (>0.25) are widely distributed in the FE region in autumn, winter and spring

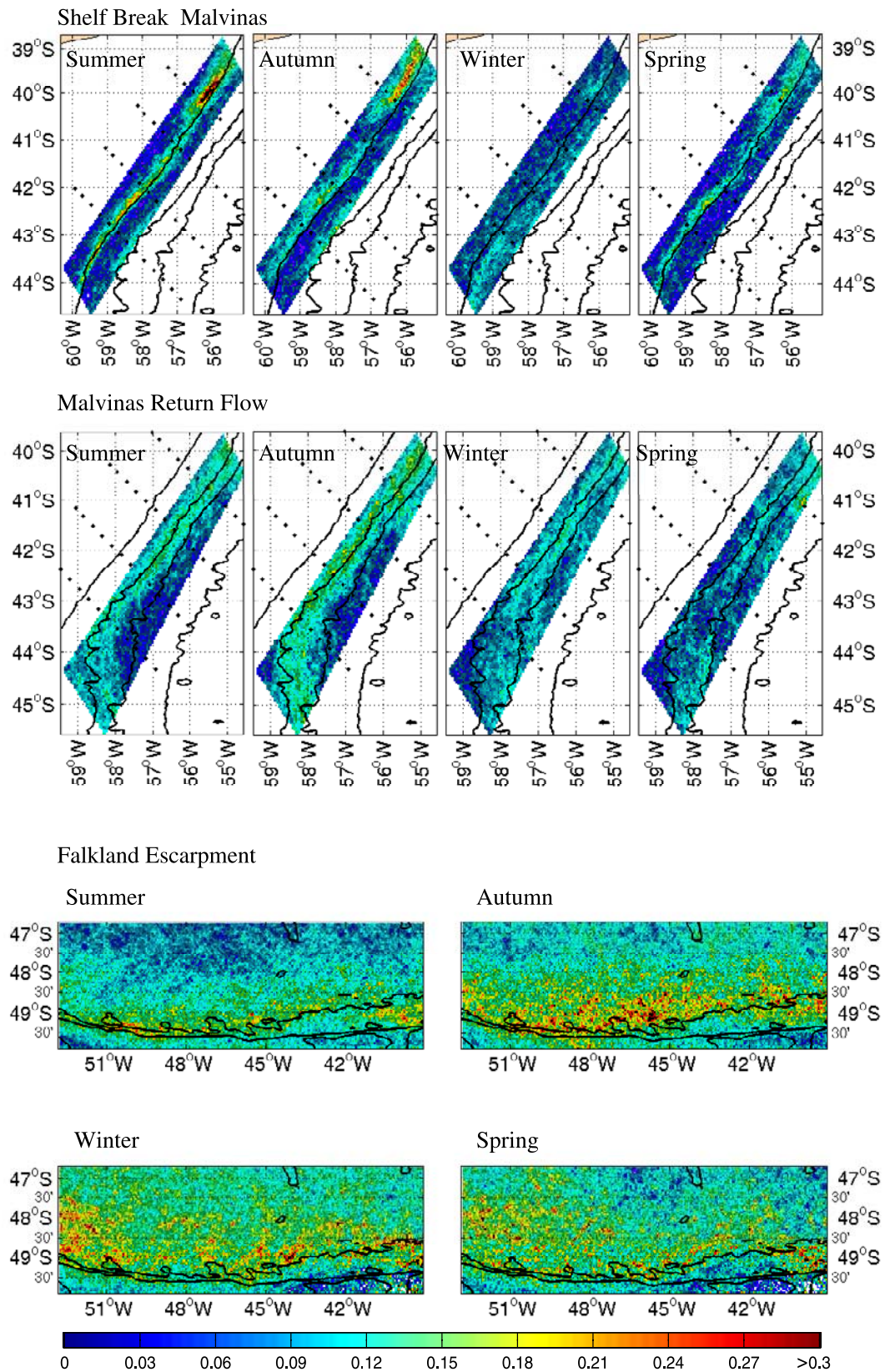


Figure 9

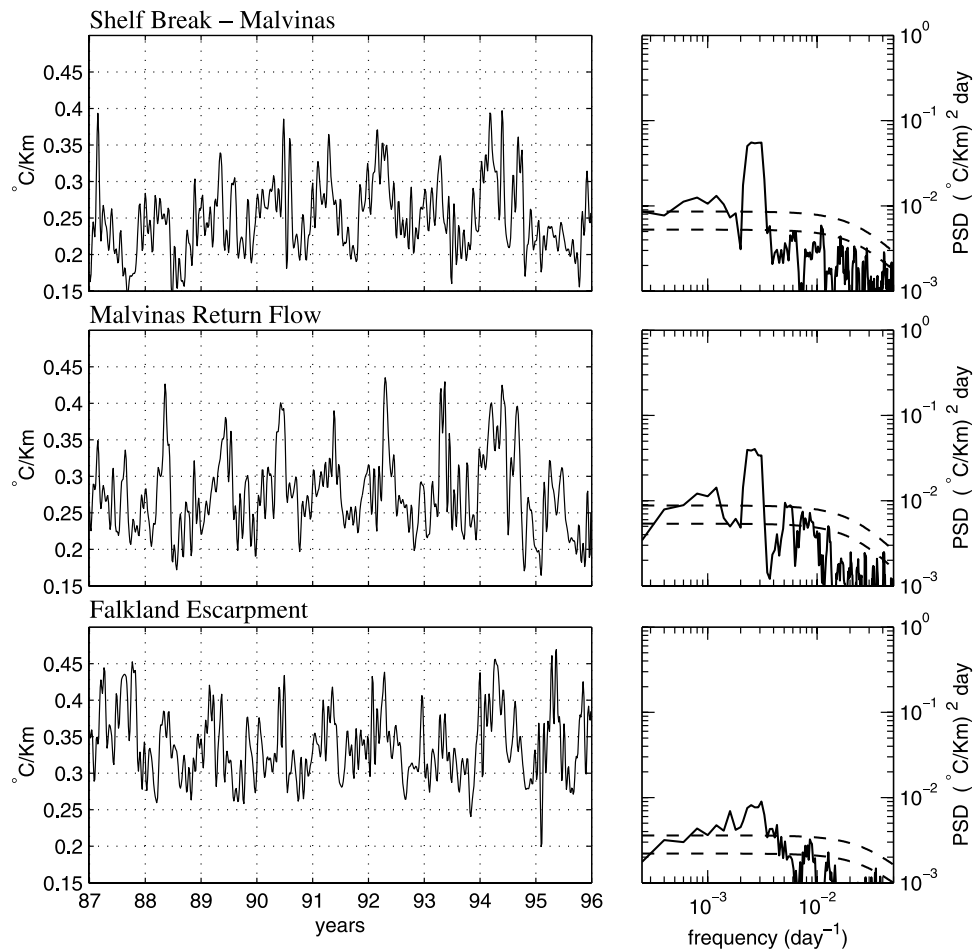


Figure 10. (top) Frontal intensity time series and power spectral density for the Shelf Break-Malvinas region, (middle) Malvinas Return Flow region, and (bottom) Falkland Escarpment region. Dashed lines in spectra indicate 90 and 99% confidence levels.

(Figure 9). In summer a narrow band of high values is observed closely following the $f/h = 2 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ contour ($\sim 4500 \text{ m}$ depth). This contour is a well-defined southern limit for the high probability throughout the year. The wide distribution of high probability values in this region could be associated to the presence of eddies from the BMC region: in summer the SST increases and consequently the gradient associated to the presence of warm eddies is lower. The narrow band present in summer is associated to the mean position of the SAF. The larger cloud cover observed in this region can be a factor that introduces a bias on the frontal probability maps.

[53] The frontal intensity time series (Figure 10) shows large interannual variability: crest-valley differences vary from year to year. As in the SB-M and MRF regions, 1994

is anomalously high. Consequently, the annual cycle (99% CL) accounts only for 17% of the observed variability.

4. Discussion

4.1. Position of the Fronts: Influence of the Bathymetry

[54] The mean SST gradient (Figure 3) clearly shows the fronts located at the boundaries of the Malvinas and Brazil Currents. The boundaries of the MC are represented by the SAF in the SB-M region (western boundary) and in the MRF region (eastern boundary) that follows the 300 and 2000 m isobaths, respectively. The core of the MC follows the 1000 m isobath [Vivier and Provost, 1999a]. The northern limit of the MC establishes the front in the BM-C region. East of the SAF in the MRF region the Malvinas return flow flows southward.

Figure 9. (top) Seasonal frontal probability distribution for the Shelf Break-Malvinas region, (middle) Malvinas Return Flow region, and (bottom) Falkland Escarpment region. Solid black lines are the f/h contours indicated in Figure 3. Dots in upper and middle panels indicate the locations selected to study the cross-front structure presented in Figure 11. On each section points are separated by $\sim 30 \text{ km}$. The color bar indicates the frontal probability (and is common for all panels). Frontal probability values ranges from 0 to 1. See color version of this figure at back of this issue.

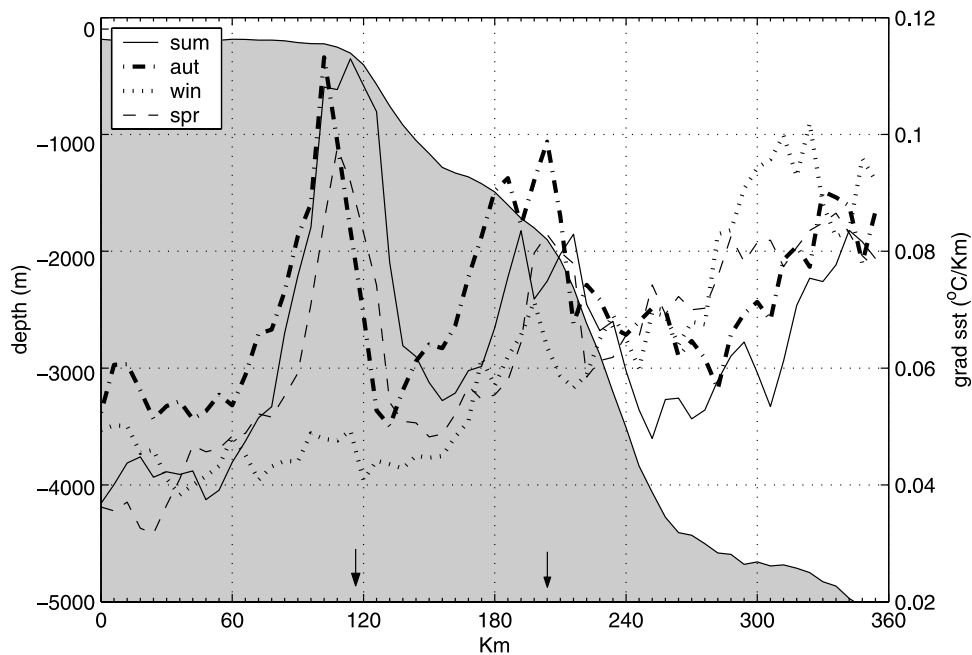


Figure 11. Mean SST gradient from the northern section displayed in Figure 9. The section is orthogonal to the f/h contours. Because similar results are found on the four sections, only the northern one is shown here. The bathymetry is displayed in the shaded background. The arrows in the x axis indicate the position where the planetary vorticity is $2 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ($\sim 300 \text{ m}$ depth) and $5 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ($\sim 2000 \text{ m}$ depth) $\text{m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ from left to right, respectively.

[55] The mean position of the SAF and BCF closely follow contours of constant potential vorticity in the following regions:

[56] 1. The front in the SB-B region is trapped by the $f/h = 2 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ contour (300 m depth) south of 32°S . The deep thermocline of the BC [Maamaatuaiahutapu *et al.*, 1992] is presumably responsible for the topographic control in this region. In winter, north of 32°S the BCF is found onshore of the f/h contour probably due to the influence of an inshore branch of the Brazil Current observed during the Austral winter [Castro and Miranda, 1998].

[57] 2. The SAF in the SB-M region is also trapped by the $f/h = 2 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ contour (300 m depth). The equivalent-barotropic structure of the MC [Vivier and Provost, 1999b] is likely responsible for linking the frontal location to the f/h contour.

[58] 3. The collision of the Brazil and Malvinas currents forces the resulting jet to leave the continental margin. The BCF in the collision and overshoot regions is not controlled by the topography.

[59] 4. Once the MC collides with the BC, it flows southward forming the Malvinas return flow. The SAF is the western edge of the Malvinas return flow in this region. The SAF in the MRF region follows the $f/h = 5 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ contour (2000 m depth) and therefore also seems to be subject to topographic control.

[60] Different authors assign different extents to the region of separation of the SAF and the BCF at the BMC region (Figure 1) [Peterson and Stramma, 1990; Olson *et al.*, 1988]. Indeed the difficulty in determining the frontal positions is due to the strong mesoscale activity present in this region. On the basis of the calculation of the SST

gradients we find evidence that, on average, only one well-defined front is present. The front pivots seasonally, around a fixed point located around 39.5°S , 53.5°W . In winter the front is orientated N-S along 53.5°W , while in summer the highest probability is found between 38 and 40°S with a NW-SE direction. Using a set of closely spaced hydrographic stations Provost *et al.* [1996] observed that the location of the surface temperature front in the summer of 1990 was not coincident with the location of the subsurface temperature structure which, at the time, had a north-south orientation, similar to that observed in winter in this study. Surface and 100 m temperature summer distributions from the World Ocean Database 2001 [Conkright *et al.*, 2002] show that in the BMC region the fronts have a different orientation at these levels (Figure 12). As observed by Provost *et al.* [1996] the summer isotherms have a NW-SE direction, while in winter they are oriented in a N-S direction. This suggests that the decoupling between the surface and subsurface thermal structure is the typical situation in summer. The strong and very shallow ($<20 \text{ m}$) seasonal thermocline that develops in summer may be responsible of the above mentioned decoupling [Provost *et al.*, 1996].

[61] The seasonal frontal displacement revealed by the frontal probability maps in the BM-C region (Figure 6) is also apparent in the 9-year annual mean gradient distribution (Figure 3). It is therefore possible to follow the winter position north of the BM-C region and check that it intersects the 1000 m isobath north of 37°S , approximately at $36^\circ30'\text{S}$. This is in good agreement with independent front location estimates based on a combination of satellite altimetry and hydrographic data [Goni and Wainer, 2001].

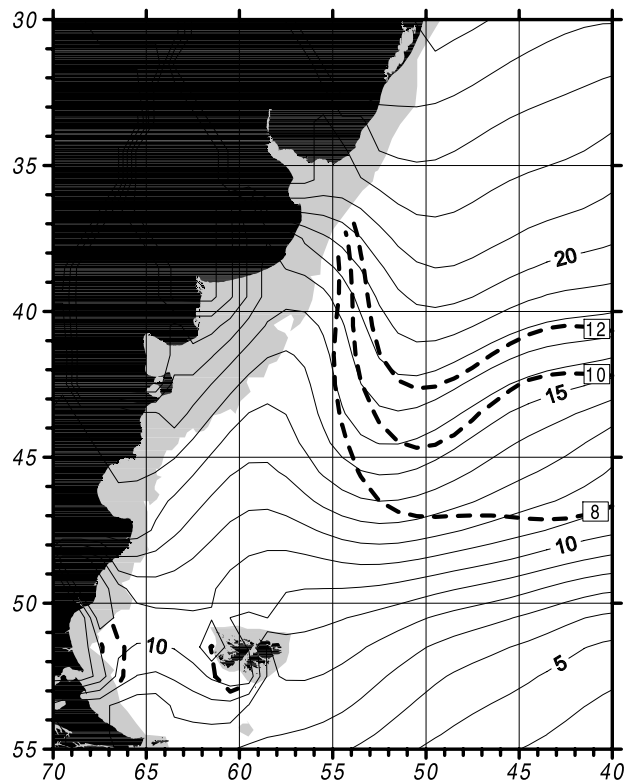


Figure 12. Mean summer sea surface temperature distribution (in °C) in the western South Atlantic prepared from the World Ocean Atlas 2001 [Conkright *et al.*, 2002]. The contour interval is 1°C. The heavy dashed lines are the summer 8, 10, and 12°C isotherm at 100 m depth. Shaded areas are shallower than 100 m.

[62] In the overshoot region the BCF has a U-shape and presents a meridional fluctuation with significant periodicities centered at one year (99% CL), 104 ± 7 days (95% CL) and at 81 ± 4 days (90% CL). The BCF southernmost position in this region is reached in winter (45°S). The 81-day periodicity and the southernmost position of the BCF in the region that we find are similar to those described by Legeckis and Gordon [1982]. More recently Goni and Wainer [2001] using altimeter-derived anomaly data obtained similar periodicities for the southernmost location of the BCF (at 60, 90, 180 and 360 days, significant at 85% CL) but a lower value for the mean southernmost position: 42.3°S.

[63] In Figure 3 the Zapiola Rise (centered approximately at 45°S, 43°W) appears as a gradient-free region, surrounded by the BCF to the north and the SAF to the south. Fu *et al.* [2001] suggested that the closed f/h contours provide a mechanism for the confinement of the waves associated to the topographic feature of the Zapiola Rise. They suggested a mass transport variability of the order of 50 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The region is dynamically isolated and consequently corresponds to a region of low SST gradients.

4.2. Intensity of the Fronts: Dominance of the Annual Period

[64] The annual signal explains the greatest percentage of SST gradient frontal intensity time series in all regions. Except for the SB-M and MRF regions, frontal intensity time series present maximum values during austral winter.

The strong seasonal signal is likely due to the seasonal variations of solar radiation. The surface layer warming generates a strong and shallow seasonal thermocline that leads to a more uniform surface temperature distribution. Consequently, the horizontal temperature gradients are reduced in spring and summer. In contrast, in autumn and winter, convective overturning and wind mixing increase the mixed layer depth, and the surface temperature and the associated horizontal gradient are more representative of the subsurface temperature structure. In the SB-M and MRF regions others factors dominate the seasonal variability. The highest gradient intensity is reached in austral summer because the MC advects waters much colder than those present on the continental shelf [Rivas and Piola, 2002]. In winter the water on the continental shelf is almost as cold as in the MC, therefore in winter the SST gradient is lower than in summer. Thus both advection and sea-air heat fluxes are important in determining the SST gradients. Similar arguments have been used by Podesta *et al.* [1991] and by Legeckis and Gordon [1982] to explain the minimum in the gradient intensity of the SAF.

[65] The eastern side of the MRF region deserves special attention: here flows southward the Malvinas return flow, which is a mixture between the Malvinas and Brazil currents. Because of the presence of warm water advected by BC, one might expect a well-developed SAF in this region in winter. However, the winter SST reveals little temperature contrast with the MC. This could be due to the fact that the Malvinas return flow is located in a region of maximum winter heat loss to the atmosphere [Escoffier and Provost, 1998].

[66] Frontal intensity time series presents interannual variability in all regions. In particular we find that the SAF in the SB-M, MRF and FE regions present positive gradient anomalies in 1994.

[67] Our analysis of the variability in the position and intensity of the fronts is based on estimates of the gradient of the skin temperature obtained from satellite measurements. Our results are therefore only valid for the skin layer of the ocean. The advection of warm and cold waters by the BC and the MC into the Argentine Basin lead to the formation of a complex system of SST fronts. The intensity of these fronts presents significant seasonal variability associated to sea-air heat fluxes and horizontal advection. In addition, current meanders, eddies and filaments induce large space and time variability of the fronts, creating one of the most energetic eddy regions in the World Ocean. Here we have only examined these fronts based on their SST expression. Given the complexity of the region, a more complete insight of the frontal characteristics and variability will require the combined analysis of SST and other available satellite data (e.g., ocean color and sea-surface height).

[68] **Acknowledgments.** MS and JB are supported by fellowships from Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Argentina) and ARP by a Collaborative Research Network grant from the Inter-American Institute for Global Change Research and by the Agencia Nacional de Ciencia y Tecnología (Argentina) through grant PICT99 07-06420 BID 1201/OC-AR.

References

Brandini, F. P., D. Boltovskoy, A. Piola, S. Kocmur, R. Rottgers, P. C. Abreu, and R. M. Lopes (2000), Multiannual trends in fronts and dis-

- tribution of nutrients and chlorophyll in the southwestern Atlantic (30–62°S), *Deep Sea Res., Part I*, 47, 1015–1033.
- Castro, B. M., and L. B. Miranda (1998), Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S, in *The Sea*, vol. 11, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, chap. 8, pp. 209–251, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Cayula, J.-F., and P. C. Cornillon (1992), Edge detection algorithm for SST images, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 9(1), 67–80.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, D. L. Witter, and J. G. Richman (1990), GEOSAT altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, 95, 17,877–17,903.
- Conkright, M. E., R. A. Locarnini, H. E. Garcia, T. D. O'Brien, T. P. Boyer, C. Stephens, and J. I. Antonov (2002), *World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures* [CD-ROM], 17 pp., Natl. Oceanogr. Data Cent., Silver Spring, Md.
- Escoffier, C., and C. Provost (1998), Surface forcing over the southwest Atlantic according to NCEP and ECMWF reanalyses over the period 1979–1990, *Phys. Chem. Earth*, 23, 537–542.
- Froneman, P. W., R. Perissinotto, and E. A. Pakhomov (1997), Biogeographical structure of the microphytoplankton assemblages in the region of the subtropical convergence and across a warm-core eddy during austral winter, *J. Plankton Res.*, 19, 519–531.
- Fu, L.-L., B. Cheng, and B. Qiu (2001), 25-day period large-scale oscillations in the Argentine Basin revealed by the TOPEX/POSEIDON altimeter, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 506–517.
- Ghil, M., et al. (2002), Advanced spectral methods for climatic time series, *Rev. Geophys.*, 40(1), 1003, doi:10.1029/2000RG000092.
- Goni, G., and I. Wainer (2001), Investigation of the Brazil current front dynamics from altimeter data, *J. Geophys. Res.*, 106, 31,117–31,128.
- Gordon, A. L. (1981), South Atlantic thermocline ventilation, *Deep Sea Res.*, 28, 1239–1264.
- Legeckis, R., and A. Gordon (1982), Satellite observations of the Brazil and Falkland currents—1975 to 1976 and 1978, *Deep Sea Res.*, 29, 375–401.
- Maamaatuaiahutapu, K., V. Garçon, C. Provost, M. Boulahdid, and A. P. Osiroff (1992), Brazil-Malvinas confluence: Water mass composition, *J. Geophys. Res.*, 97, 9493–9505.
- Moore, J. K., M. R. Abbott, and J. G. Richman (1997), Variability in the location of the Antarctic Polar Front (90°–20°W) from satellite sea surface temperature data, *J. Geophys. Res.*, 102, 27,825–27,833.
- Olson, D. B. (2000), Biophysical dynamics of ocean fronts, in *The Sea*, vol. 12, chap. 5, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 187–218, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Olson, D. B., G. P. Podesta, R. H. Evans, and O. B. Brown (1988), Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents, *Deep Sea Res.*, 35, 1971–1990.
- Percival, D. B., and A. T. Walden (1993), *Spectral Analysis for Physical Applications—Multitaper and Conventional Univariate Techniques*, 580 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Peterson, R. G. (1992), The boundary currents in the western Argentine basin, *Deep Sea Res.*, 39, 623–644.
- Peterson, R. G., and L. Stramma (1990), Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Prog. Oceanogr.*, 26, 1–73.
- Peterson, R. G., and T. Whitworth III (1989), The sub-Antarctic and Polar Fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 94, 10,817–10,838.
- Piola, A. R., and A. L. Gordon (1989), Intermediate water in the southwest South Atlantic, *Deep Sea Res.*, 36, 1–16.
- Piola, A. R., E. J. D. Campos, O. O. Moller Jr., M. Charo, and C. Martinez (2000), The Subtropical Shelf Front off eastern South America, *J. Geophys. Res.*, 105, 6565–6578.
- Podesta, G. P., O. B. Brown, and R. H. Evans (1991), The annual cycle of satellite-derived sea surface temperature in the southwestern Atlantic Ocean, *J. Clim.*, 4, 457–467.
- Provost, C., O. Garcia, and V. Garçon (1992), Analysis of satellite sea surface temperature time series in the Brazil-Malvinas Current confluence region: Dominance of the annual and semiannual periods, *J. Geophys. Res.*, 97, 17,841–17,858.
- Provost, C., V. Garçon, and L. M. Falcon (1996), Hydrographic conditions in the surface layers over the slope-open ocean transition area near the Brazil-Malvinas Confluence during austral summer 1990, *Cont. Shelf Res.*, 16, 215–235.
- Rivas, A. L., and A. R. Piola (2002), Vertical stratification at the shelf off northern Patagonia, *Cont. Shelf Res.*, 22, 1549–1558.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell (1994), Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry, *J. Geophys. Res.*, 99, 21,803–21,824.
- Thomson, D. J. (1982), Spectrum estimation and harmonic analysis, *Proc. IEEE*, 70, 1055–1096.
- Ullman, D. S., and P. C. Cornillon (2000), Evaluation of front detection methods for satellite-derived SST data using in situ observations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17, 1667–1675.
- Vivier, F., and C. Provost (1999a), Direct velocity measurements in the Malvinas Current, *J. Geophys. Res.*, 104, 21,083–21,103.
- Vivier, F., and C. Provost (1999b), Volume transport of the Malvinas Current: Can the flow be monitored by TOPEX/POSEIDON?, *J. Geophys. Res.*, 104, 21,105–21,122.
- Wolfram, S. (2003), *The Mathematica Book*, 5th ed., Cambridge Univ. Press, New York.
- J. Bava and A. Gagliardini, Instituto de Astronomía y Física del Espacio, Ciudad Universitaria, C.C. 67 suc. 28, 1428 Buenos Aires, Argentina.
- A. R. Piola, Departamento de Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires, Argentina.
- C. Provost and M. Saraceno, Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Université Pierre et Marie Curie-Tour 45, Etage 5, Boite 100, 4 Place Jussieu, F-75252 Paris cedex 05, France. (martin.saraceno@lodyc.jussieu.fr)

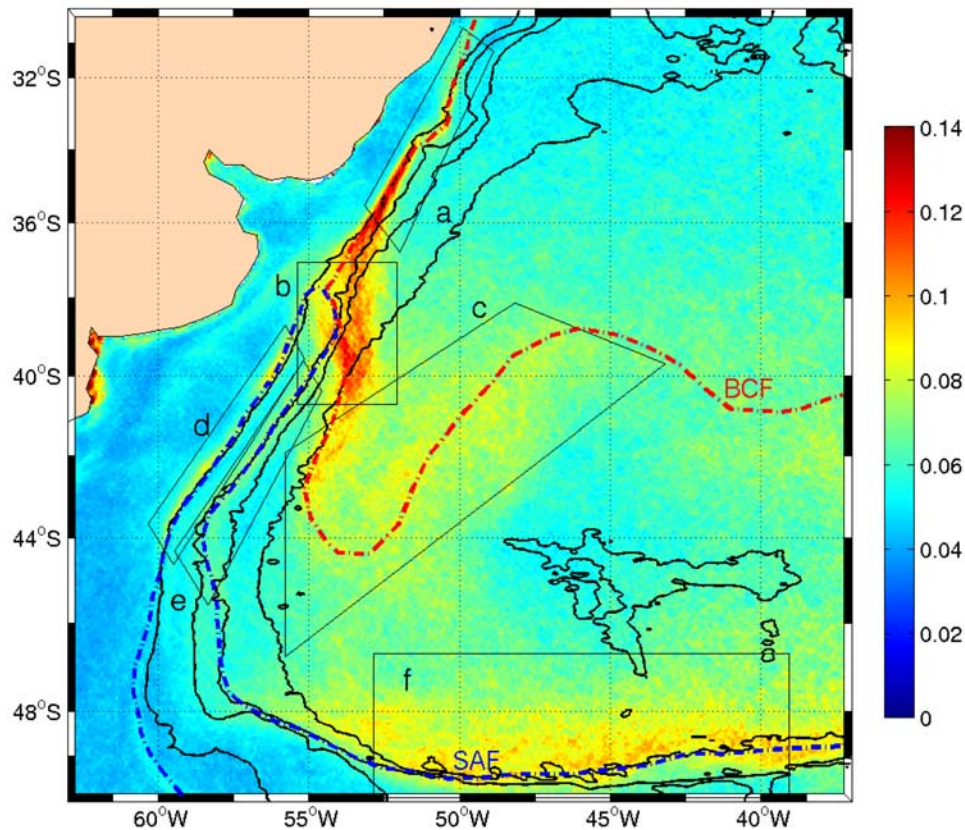


Figure 3. Average of the norm of the SST gradient magnitude (in $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) for the period 1987–1995. The mean positions of the Subantarctic Front (dash-dot line) and of the Brazil Current Front (dot line) are plotted considering the maximum gradient values. Letters identify the studied regions: (a) Shelf Break-Brazil, (b) Brazil Malvinas-Collision, (c) Brazil Current-Overshoot, (d) Shelf Break-Malvinas, (e) Malvinas return flow, and (f) Falkland Escarpment. Thin black lines from west to east correspond to the 2×10^{-7} , 5×10^{-8} , 3×10^{-8} , $2 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ potential vorticity (f/h) contours, respectively; obtained from *Smith and Sandwell* [1994] bathymetry. These contours roughly coincide with the 300, 2000, 3000 and 4500 m isobaths, respectively.

2.3 Front de collision Brésil-Malouines : comparaison entre la position obtenue avec les données AVHRR et avec deux modèles numériques.

Un des résultats majeurs de la section 2.2 est la variabilité de la position du front de collision Brésil-Malouines. Dans la région de collision, les cartes de probabilité de présence montrent une seule région frontale qui change d'orientation : de NS en hiver austral à NE-SW en été austral. En sub-surface, le front de collision montre une orientation NS en été [Provost et al., 1996], mettant en évidence l'existence d'un découplage entre le front de surface et de sub-surface dans cette région en été austral. Cependant, ce découplage a été observé seulement pendant une campagne océanographique [Provost et al., 1996], est-ce toujours le cas ? Quels sont les forçages qui gouvernent une telle variabilité ?

Pour comprendre quels sont les forçages qui gouvernent la position du front de collision et étudier le front de sub-surface, l'utilisation de modèles océanographiques peut apporter des informations. Le premier pas dans ce sens est d'examiner ce que les modèles reproduisent dans cette région si complexe.

Des sorties du modèle POP (Parallel Ocean Program) dans l'ASW nous ont été fournies par D. Ivanova et J. McClean (NPS, Monterey, Etats-Unis). POP est un modèle couplé océan - atmosphère aux équations primitives en coordonnées z . Les trois ans (1999-2001) de moyennes mensuelles fournies (simulation 20c) proviennent d'une simulation globale avec une résolution horizontale de $1/10^\circ$ et 40 niveaux sur la verticale. Un forçage atmosphérique synoptique journalier à partir des données NCEP a été appliqué. Des informations complémentaires sur le modèle sont disponibles sur le site www.oc.nps.navy.mil/navypop/. La figure 2.1 montre la moyenne des gradients de SST des sorties du modèle POP superposée à la position moyenne du SAF et du BCF obtenues à partir des images AVHRR de SST (chapitre 2). La correspondance est bonne sauf dans la région de confluence et de l'overshoot. Le front de collision simulé par les sorties du modèle présente la même orientation que le front indiqué par les images AVHRR (voir Figure 3, section 2.2), mais la position du premier est $\sim 2^\circ$ (~ 170 km) plus au sud que le deuxième. D'après D. Ivanova (communication personnelle), la résolution spatiale grossière du forçage atmosphérique (qui est de $\sim 2.5^\circ$ pour le run 20c) pourrait être responsable du décalage. Une climatologie mensuelle des gradients de la température simulée par le modèle en surface et à 83 m de profondeur (non montré) montre la même position et orientation du front de collision observé dans la figure 2.1. Ce résultat suggère que, soit le découplage entre le front de surface et de sub-surface est lié à la latitude réelle de la collision, soit le modèle ne contient pas la physique du découplage.

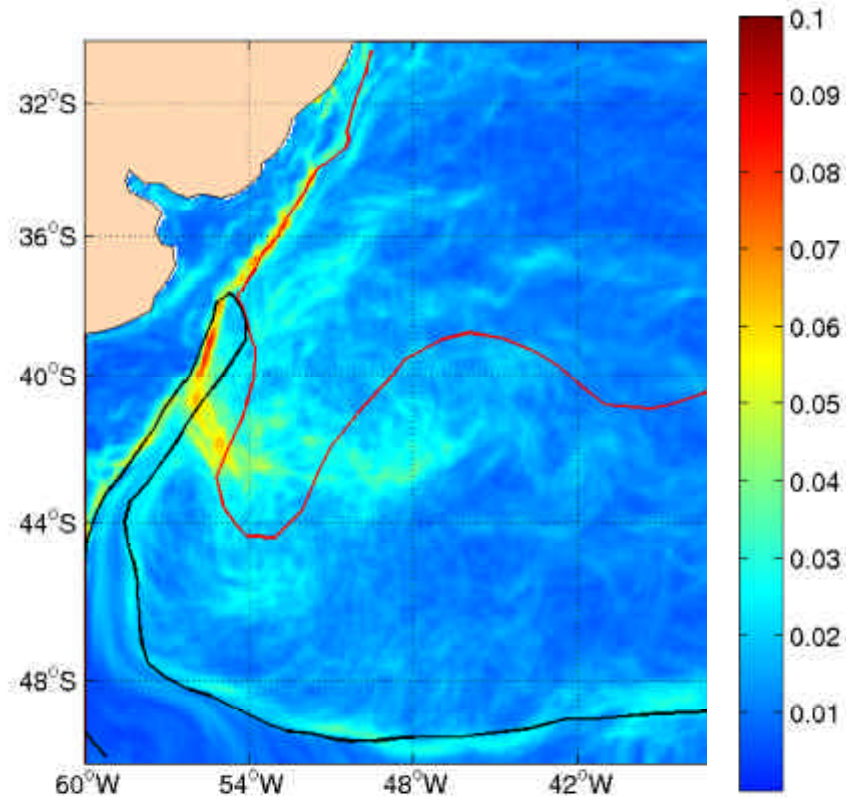


Fig. 2.1: Moyenne sur trois ans (1999-2001) du module de gradient de SST (unités : °C/km). Les données mensuelles issues du modèle POP ont été considérées. Les lignes rouge et noire représentent respectivement les positions moyennes du BCF et du SAF issues de la moyenne sur neuf ans de données AVHRR (chapitre 2).

Palma et al. [2004] ont utilisé le modèle numérique POM (Princeton Ocean Model) avec 25 niveaux sur la verticale (coordonnées sigma) et une résolution moyenne de 10 km sur l'horizontale (coordonnées curvilignes) pour étudier la circulation barotrope sur le plateau continental de Patagonie. Le modèle est forcé par les principales composantes de marée au bord du domaine spatial considéré et par la climatologie mensuelle des vents ECMWF. Les flux d'entrée et sortie des courants de Malouines et Brésil ont été incorporés à partir du modèle POCM (Parallel Ocean Climate Model, experiment 4c, [Tokmakian and Challenor, 1999]). Les moyennes saisonnières du gradient de SST d'un an de sorties journalières - moyennées tous les trois jours- d'une nouvelle version barocline du modèle (avec les mêmes forçages et configuration de la version barotrope) sont montrées dans la figure 2.2. Les fronts océaniques observés avec ce modèle sont très différents par rapport aux fronts estimés avec les images AVHRR dans la section 2.2. Les moyennes saisonnières présentées par le modèle montrent un front intense (supérieur à 0.1 °C/km) dans la région de collision Brésil-Malouines (Fig. 2.2), situé à la même latitude (environ 39°S) du front de collision estimée avec les

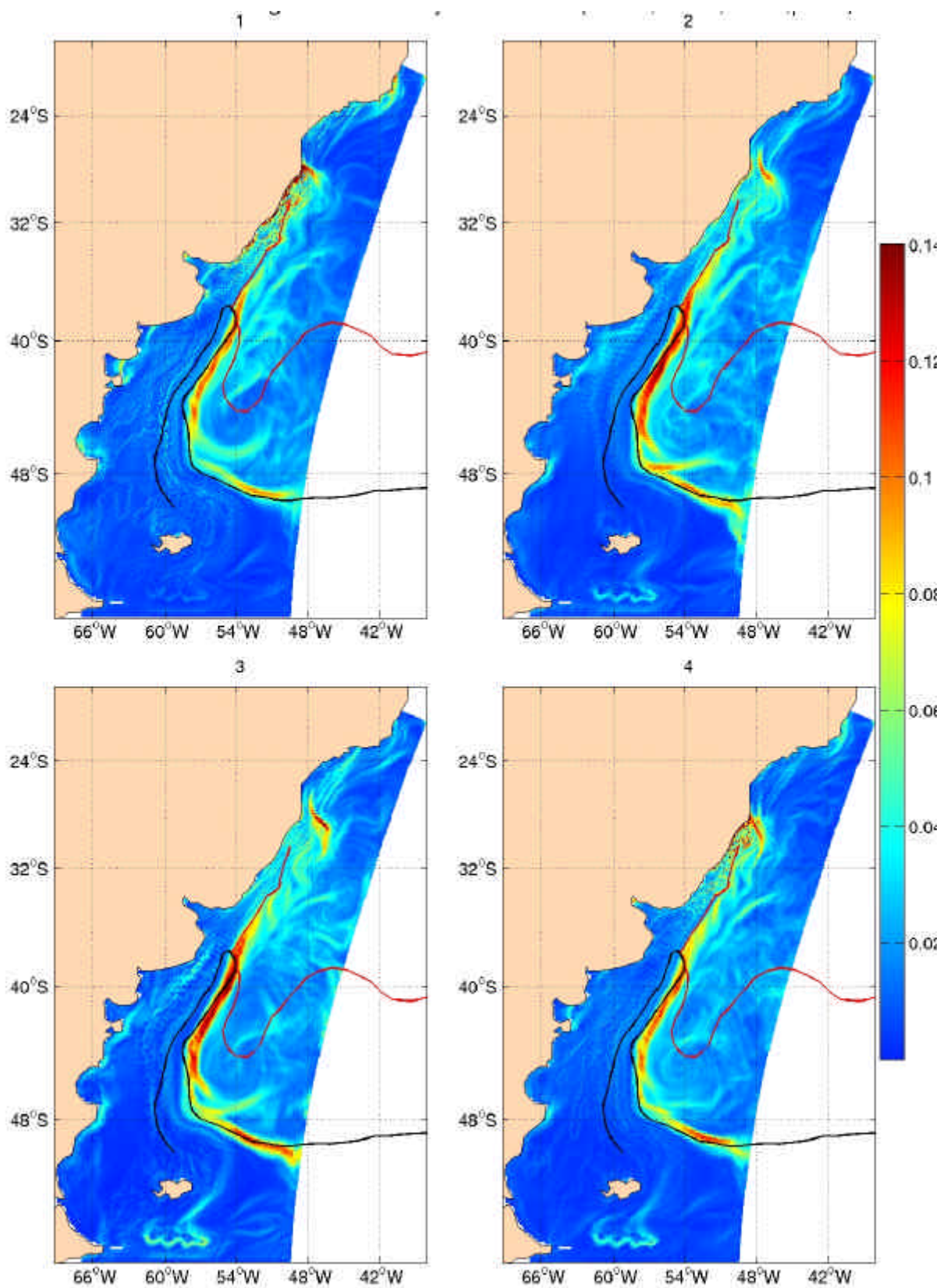


Fig. 2.2 : Moyennes d'été (1), automne (2), hiver (3) et printemps (4) considérant un an de sorties journaliers - moyennées tous les trois jours- du gradient de SST produit par le modèle régional de *Palma et al* [2004]. Unités ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$).

images AVHRR. Ce front ne présente pas de séparation avec la côte comme il a été observé avec les images AVHRR ou, malgré le décalage en latitude, avec les sorties du modèle POP. Au nord de 39°S, le front présenté par le modèle peut être associé au BCF. Au sud de 39°S, la position du front du modèle correspond à la position du front de retour des Malouines, mais son intensité (supérieure à 0.1°C/km) est bien supérieure à celle observée avec les images AVHRR pour le front de retour de Malouines (qui varie selon la latitude entre 0.03 et 0.08 °C/km, cf figure 3, section 2.2). D'autre part, dans aucune des quatre saisons de l'année on observe la présence du SAF correspondant au front de talus de Patagonie ni du BCF dans la région de l'overshoot. En conclusion, les sorties du modèle POM analysées ici ne montrent pas des fronts comparables au SAF ou au BCF dans la région de collision B/M ni au sud de celle-ci. En conséquence, les fortes valeurs de gradient de SST montrées par le modèle dans cette région ne peuvent pas être associées au front de collision observé avec les images AVHRR.

Les observations faites ci-dessus mettent en évidence que la configuration du modèle nécessite une mise au point importante pour étudier les fronts océaniques dans l'ASW. Cette observation est en accord avec l'avertissement de E. Palma (communication personnelle) lors de l'envoi des sorties du modèle.

En conclusion, dans la région de collision Brésil-Malouines, aucun des deux modèles analysés ne retrouve les fronts thermiques de surface observés avec les images AVHRR. On espère, dans un future proche, pouvoir analyser d'autres sorties de modèles qui reproduisent mieux la région de collision Brésil-Malouines, afin d'étudier les forçages responsables de l'orientation du front de collision et le découplage entre le front en surface et en sub-surface observé.

Chapitre 3

Fronts thermiques de surface et variabilité spatio-temporelle de chlorophylle-a en Atlantique Sud-Ouest à partir de mesures satellitaires

Chapitre 3 : Fronts thermiques de surface et variabilité spatio-temporelle de chlorophylle-*a* en Atlantique Sud-Ouest à partir de mesures satellitaires

3.1 Introduction

Les fronts thermiques de surface présents dans l'Atlantique Sud-Ouest ont été décrits dans le chapitre précédent. Dans ce chapitre (présenté sous forme d'article, tel qu'il a été accepté dans JGR-Oceans), la distribution spatio-temporelle de chlorophylle-*a* est examinée utilisant six ans de données de couleur de l'eau issues du satellite SeaWiFS. La chlorophylle *y* est utilisée en tant que traceur des masses d'eau. Bien que la chlorophylle-*a* soit une quantité non conservative, les concentrations près de la surface sont plus ou moins homogènes pour une masse d'eau déterminée (un courant ou un tourbillon). Ainsi, les changements de concentration de chlorophylle peuvent être utilisés pour établir les limites des courants et tourbillons, i.e. les fronts océaniques [Quarty and Srokosz, 2003]. La concentration de chlorophylle est donc utilisée dans ce chapitre pour observer la variabilité de la position des fronts océaniques. Les résultats obtenus sont comparés aux fronts thermiques déduits de mesures satellitaires concomitantes et aux résultats du chapitre 2. En particulier, l'oscillation saisonnière de la position du front Brésil-Malouines, décrite dans le deuxième chapitre, *y* est retrouvée avec des données de SST et de couleur de l'eau.

D'autre part, la concentration de chlorophylle-*a* est utilisée, avec la SST et le module du gradient de SST, pour déterminer les régions biophysiques¹ dans l'Atlantique Sud-Ouest. Pour ce faire, une méthode simple, basée sur les histogrammes des moyennes sur toute la période considérée pour chaque variable, a été développée et appliquée. Les résultats mettent en évidence trois nouvelles régions par rapport aux provinces biogéochimiques décrites par Longhurst [1998] :

- Le front de talus de Patagonie
- L'élévation du Zapiola
- L'overshoot du courant du Brésil

¹ On préfère utiliser le terme *biophysique* et non *biogéochimique* compte tenu des variables utilisées (SST, gradient de SST et couleur de l'eau).

Dans chacune de ces régions, les variations spatio-temporelles de la chlorophylle et de la SST sont analysées en détail. Les principales observations dégagées sont :

- Dans la région du front du talus de Patagonie, des pics significatifs à des fréquences intra-saisonnières et interannuelles sont observés sur la densité spectrale de SST et de chlorophylle. Les ondes de talus (costal trapped waves) présentes dans cette région, sont suggérées comme étant un mécanisme qui pourrait expliquer cette variabilité intra-saisonnière. A l'échelle interannuelle, les plus fortes concentrations de chlorophylle correspondent à des vents locaux plus intenses vers le sud. Il est suggéré que l'augmentation du transport d'Ekman vers l'est (dû à l'augmentation du vent vers le sud) augmente le transport d'eau stratifiée du talus vers les eaux riches en nutriments du CM et ainsi augmente la concentration de chlorophylle dans la région du front talus de Patagonie.
- Dans la région correspondant à l'élévation du Zapiola, le maximum de concentration de chlorophylle sur une climatologie mensuelle est observé en mars, trois mois plus tard qu'aux alentours. Les mécanismes responsables de cette variabilité ne sont pas connus à l'heure actuelle.
- Dans la région de l'overshoot du courant du Brésil, les fortes concentrations de chlorophylle sont associées à l'activité de méso-échelle liée au BCF et en particulier aux tourbillons créés dans la région de confluence Brésil-Malouines.

Les résultats obtenus dans ce chapitre soulèvent un nombre important de questions, e.g. :

- Les régions biophysiques ont été obtenues à partir des moyennes sur toute la période considérée pour chaque variable. Comment varient ces résultats (nombre de régions, limites des régions) si on considère des moyennes mensuelles ?
- Quels sont les mécanismes responsables de la variabilité de la chlorophylle observée dans la région associée à l'élévation du Zapiola ?
- Quelles sont les sources de l'importante variabilité interannuelle observée dans quasiment tout l'ASW ?

Dans la suite de cette thèse, seules les première et deuxième questions seront abordées, respectivement dans le chapitre 4 et 5.

3.2 Article: *On the relationship between satellite retrieved surface temperature fronts and chlorophyll-a in the Western South Atlantic, JGR 2005*

Authors: Martin Saraceno¹, Christine Provost¹, Alberto R. Piola²

1: Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC), UMR 7617 CNRS/IRD-UPMC-MNHN, Institut Pierre Simon Laplace, Université Pierre et Marie Curie - Tour 45, Etage 5, Boite 100, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex 05. France.

2: Departamento de Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, Av. Montes de Oca 2124, (1271) Buenos Aires and Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

Article accepté dans Journal of Geophysical Research - Oceans

On the relationship between satellite retrieved surface temperature fronts and chlorophyll-*a* in the Western South Atlantic

Authors: Martin Saraceno¹, Christine Provost¹, Alberto R. Piola²

1: Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC), UMR 7617 CNRS/IRD-UPMC-MNH, Institut Pierre Simon Laplace, Université Pierre et Marie Curie - Tour 45, Etage 5, Boite 100, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex 05. France.

2: Departamento de Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, Av. Montes de Oca 2124, (1271) Buenos Aires and Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

Abstract

The time-space distribution of chlorophyll-*a* in the South Western Atlantic (SWA) is examined using 6 years (1998-2003) of sea surface color images from SeaWiFS. Chlorophyll-*a* (chl-*a*) distribution is confronted with sea surface temperature (SST) fronts retrieved from satellite imagery. Histogram analysis of the color, SST and SST gradient data sets provides a simple procedure for pixel classification from which eight biophysical regions in the SWA are identified, including three new regions with regard to Longhurst (1998) work: Patagonian Shelf Break (PSB), Brazil Current Overshoot and Zapiola Rise region. In the PSB region, coastal-trapped waves are suggested as a possible mechanism leading to the intraseasonal frequencies observed in SST and chl-*a*. Mesoscale activity associated with the BCF and in particular eddies drifting southward are probably responsible for the high chl-*a* values observed throughout the Brazil Current Overshoot region. The Zapiola Rise is characterized by a local minimum in SST gradient magnitudes and shows chl-*a* maximum values in February, three months later than the austral spring bloom of the surroundings. Significant interannual variability is present in the color imagery. In the PSB, springs and summers with high chl-*a* concentrations seem associated with stronger local northerly wind speed, possible mechanisms are discussed. Finally, the Brazil-Malvinas front is detected using both SST gradient and SeaWiFS images. The time-average position of the front at 54.2°W is estimated at 38.9°S and its along-shore migration of about 300 km.

1. Introduction

1.1 Sea Surface Temperature fronts and color satellite images

Since September 1997 the ocean color sensor Sea-viewing Wide Field of View Sensor (SeaWiFS) has been providing an outstanding data set for a wide range of studies, involving large-scale oceanic biological productivity. Chlorophyll abundance is associated with fronts, eddies and regions of upwelling. Thus, SeaWiFS records are useful for studying physical processes in the ocean (e.g. McGillicuddy et al. 1998; Fratantoni and Glickson, 2002).

In this article, we use chlorophyll-*a* (chl-*a*) as a water mass tracer. Although chl-*a* is a non-conservative quantity, near surface chl-*a* concentrations are more or less homogeneous within a given water body (a given current or an eddy) and changes in chl-*a* concentration can be used to delineate boundaries of eddies or currents, i.e. oceanic fronts (Quartly and Srokosz, 2003). Fronts are locally marked by high levels of chlorophyll-*a* when the mixing between two adjacent water masses provides the optimal conditions for growth (nutrients, light, warmth and enhanced mixing and upwelling) that neither water masses contain alone (Quartly and Srokosz, 2003). The objective of the present paper is to compare chl-*a* distribution with SST and SST gradient fields in the South Western Atlantic (SWA) Ocean using satellite data. Highest values in SST gradient fields are used as a proxy for the surface thermal fronts. The SWA stands out as one of the regions of the world ocean with highest concentration and most complex distribution of chl-*a*. The high concentration of chl-*a* is associated with high primary productivity, and a major fishery (FAO, 1972). Improving our knowledge on the spatial distribution of chl-*a* and on the relationship between chl-*a* and SST fronts is crucial for living resources management. High fishery activity is present in the frontal regions (e.g. Bisbal, 1995). In particular, the Patagonian shelf-break has been shown to be an economic and ecologically important region where the presence of species such as anchovy (*E. anchoita*) or hake (*M. hubbsi*) during 5-6 months of the year are associated with the Patagonian shelf-break front (Acha et al, 2004). The large primary productivity is also likely to affect the regional balance of CO₂ on the Patagonian shelf (Bianchi et al., 2005, submitted).

1.2 The South Western Atlantic Ocean

1.2.1 Physical characteristics

The SWA Ocean is characterized by the Brazil/Malvinas Confluence region. The distribution of the chl-*a* concentration in the Confluence region reflects the complex ocean circulation patterns of the SWA. The Confluence is formed by the collision between the Malvinas Current (MC) and the Brazil Current (BC) approximately at 38°S (Figure 1) and makes the region one of the most energetic of the world ocean (Gordon, 1981; Chelton et al., 1990). The MC is part of the northern branch of the Antarctic Circumpolar Current (Piola and Gordon, 1989) that carries the cold and relatively fresh Subantarctic water equatorward along the western edge of the Argentine Basin. The BC flows poleward along the continental margin of South America as part of the western boundary current of the South Atlantic subtropical gyre. After its

collision with the MC, the BC flows southward and, at about 44°S, returns to the NE. This path is commonly referred to as the overshoot of the Brazil Current (e.g. Peterson and Stramma, 1991).

Two major oceanic fronts are present in the SWA: the Subantarctic Front (SAF) and the Brazil Current Front (BCF). The former is the northern boundary of Subantarctic Water and the latter is the southern limit of South Atlantic Central Water. Bottom topography plays an important role controlling the location of the SAF. The Shelf Break Front and the Malvinas Return Front are part of the SAF and correspond respectively to the western and eastern boundaries of the MC: their position is established by the sharp bottom slope at the shelf edge following approximately the 300 and 3000m depths, respectively (Saraceno et al., 2004; Figure 1). Bathymetry is also responsible for the low SST gradient magnitude observed above the Zapiola Rise (Saraceno et al., 2004). The position where the Brazil and Malvinas currents collide is not controlled by bottom topography and the variability of the position of the resulting front is a subject of controversial results. Using AVHRR data from 1981 to 1987, Olson et al. (1988) estimate that the separation points of the BCF and SAF from the 1000 m isobath occurs around $35.8\pm 1.1^\circ\text{S}$ and $38.6\pm 0.9^\circ\text{S}$ respectively. Using a combination of altimeter and thermocline depth data, Goni and Wainer (2001) find that in the period 1993-1998 the separation of the BCF from the 1000 m isobath depth occurs, on average, at $38.5\pm 0.8^\circ\text{S}$. Computing SST frontal probabilities from nine years of AVHRR data, Saraceno et al. (2004) find evidence that the SAF and BCF merge into a single surface front in the collision region. This front pivots seasonally, around a fixed point located at 39.5°S , 53.5°W . In winter the front is orientated N-S along 53.5°W and in summer it shifts to a NW-SE direction. Because this front separates water masses with distinct thermohaline and nutrient characteristics, the frontal displacements produce a strong impact on the distribution of biota (e.g. Brandini et al., 2000). Thus, the Brazil/Malvinas frontal motion should be detectable in satellite color images, possibly providing independent evidence of the frontal displacements.

1.2.2 Biophysical regions

Chl-*a* concentration can be used to identify biogeographical regions in the ocean. Longhurst (1998, hereafter L98) discusses concisely the large-scale chl-*a* distributions and the major forcing responsible for the chl-*a* concentration in each biogeochemical province that he defined. L98 determines provinces considering several databases: chlorophyll fields obtained from the Coastal Zone Color Scanner (CZCS) sensor, global climatologies of mixed layer depth, Brunt-Väisälä frequency, Rossby internal radius of deformation, photic depth and surface nutrient concentrations. L98 defines five Provinces in the SWA (Figure 1): The Southwest Atlantic Shelves Province (FKLD) is limited by the 2000m isobath to the east. Tidal forcing on the shelf is supposed to be the major forcing of the spring and summer bloom concentrations of chl-*a* (L98). Dynamic eddying is proposed as the main mechanism causing the high concentration values through the shelf break, where a linear chlorophyll feature is observed in a high percentage of days, especially in summer (L98). The Brazil Current Coastal Province (BRAZ) is limited by the 2000m isobath to the east and by the confluence between the Brazil and Malvinas currents to the south. A sharp turbidity front marks the limit of tidal stirring near the mouth of the Plata river (Framiñan and Brown, 1996; L98). The South Atlantic Gyral Province (SATL) comprises the South Atlantic anticyclonic circulation, where surface chlorophyll values are

low throughout the year over most of the area. The portion of the Subantarctic Water Ring Province (SANT) comprised in the SWA has an oligotrophic regime. The South Subtropical Convergence (SSTC) Province presents a strong biological enrichment during all seasons (L98).

1.3 Paper organization

After presenting the data and methods in Section 2, eight biophysical regions are identified based on histogram analysis of SST, SST gradient and chl-*a* mean distributions (Section 3). The chl-*a* time-space variability and its relationship with thermal fronts in the Patagonian Shelf-Break (PSB), Brazil Current overshoot and Zapiola Rise regions are examined in Section 4. The Brazil-Malvinas collision front as seen with SST gradient and SeaWiFS images is also described in Section 4. Summary and discussion of the main results, including further analysis of the chl-*a* interannual variability, follows in Section 5.

2. Data and Methods

We use six years (January 1998-December 2003) of SeaWiFS images and four different sources of satellite derived SST based on Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) or microwave measurements. The AVHRR data used cover different time periods and have different spatial resolution and characteristics according to the processes applied to produce the SST and the cloud masking. The three AVHRR data are: (i) data received at a local station in Argentina and processed at the Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami (RSMAS); (ii) version 4.1 produced by the Jet Propulsion Laboratory (JPL) and (iii) the optimal interpolated data set from Reynolds (1994). Microwave measurements are from the Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E, Wentz and Meissner, 2004). Detailed description of each data base follows below.

Phytoplankton pigment concentrations are obtained from eight-day average-composite SeaWiFS products of level 3 binned data, generated by the NASA Goddard Space Flight Center (GSFC) Distributed Active Archive Center (DAAC) with reprocessing 4 (McClain et al., 1998). The bins correspond to approximately 9 x 9 km grid cells on a global grid.

The RSMAS data set cover the period from January 1986 to December 1995. It is composed of 697 images 5-day composite with approximately 4 x 4 km resolution. Cloud detection (G. Podestá, personal communication) was done applying a median filter with a window size of 5x5 pixels through the individual images (corresponding to a single pass). All pixels over water with estimated temperatures below 3°C were flagged as clouds. Whenever a pixel in the box differed by more than 2°C from the median of the box, it was also flagged as cloud-contaminated. Compositing was made conserving the warmest temperature observed during the 5-day period for each pixel. This composite reduces the effect of cloud coverage and the likelihood of negative biases due to cloud contamination (Podestá et al., 1991). A seasonal analysis of the cloud coverage in the SWA using the same data set was carried out by Saraceno et al (2004). It is shown that the difference between summer and winter cloud cover is lower than 10%. Using NCEP (National Center of

Environmental Prediction) and ECWMF (European Centre for Medium Weather Forecasting) reanalysis in the SWA, Escoffier and Provost (1998) find similar low seasonal variability in cloud cover. Thus, we consider that the seasonal cloud cover variability does not affect the results.

The RSMAS SST and color time series are not concomitant. We consider the 8-day composite with 9x9 km of spatial resolution of version 4.1 of the AVHRR data from JPL to fill the gap. Version 4.1 assigns excessive cloud coverage in regions with strong thermal gradients (Vazquez et al., 1998). The front in the Brazil/Malvinas collision region is constantly covered by "clouds" in those images (not shown). Version 4.1 ends on July 2003. The latest version (5.1) which spans up to date and has a 4 x 4 km spatial resolution presents large regions with constant artificial cloud masking in the SWA (as confirmed by J. Vazquez, personal communication). Thus, we use the 4.1 version to analyze the SST and SST gradient in those regions of the SWA where gradient values are not too high (i.e. in the shelf and shelf-break region).

Because of the lower spatial resolution (one by one degree), Reynolds data are not adequate to compare the frontal thermal structures (SST gradient) with color images. However, they are useful when SST time series are considered.

Finally, to compare color and SST distributions at the confluence of the Brazil/Malvinas front, AMSR-E (Wentz and Meissner, 2004) data are used. AMSR-E data are available since June 2002 and are cloud free. Their spatial resolution is about 25 km.

For each SST image of the RSMAS, 4.1 JPL and AMSR-E data set, an SST gradient image is produced conserving the respective spatial resolution. SST gradient magnitude fields were produced using a Prewitt operator (Russ, 2002) using a window of about 30x30 km (corresponding to 7x7 pixels for the RSMAS, 3x3 pixels for the 4.1 JPL and 1x1 pixel for the AMSR-E data set). This box size retains the large and mesoscale frontal features with an acceptable amount of noise.

In order to calculate spectra of SST time series extracted at certain locations (Section 4.1), cloudy pixels in the time series are filled using a cubic spline interpolation. Cloudy pixels in the time series represent less than 8% of the record length. Spectra, Confidence Limits (CL) and significant peaks of the time series are then calculated using the Singular Spectrum Analysis - MultiTaper Method (SSA-MTM) toolkit (Ghil et al., 2002). Two data tapers are used and significant peaks have been estimated with the hypothesis of a harmonic process drawn back in a background red noise.

To investigate possible forcing mechanisms for the variability observed in chl-*a*, surface wind data were analyzed. We consider satellite scatterometer data from QuikSCAT between January 2000 and December 2003 (<http://www.ifremer.fr/cersat/fr/data/overview/gridded/mwfaqscat.htm>). The wind satellite data are daily and have a spatial resolution of 0.5 degree.

3. Identification of Regions

The 10-year mean of SST and SST gradient fields from RSMAS and the 6-year mean of chl-*a* fields together with their respective histograms (Figure 2) are used to identify biophysical regions in the SWA. Histogram analysis is largely used in image analysis for objective pixel classification (e.g. Russ, 2002). Histograms of mean images (Figure 2b, 2d and 2f) show that chl-*a* and SST gradient magnitude have a multimodal structure, while SST can be considered as bimodal. The local minima in the histograms determine the thresholds used to classify pixels in the mean images (Table 1).

The 10-year RSMAS SST mean (Figure 2a) encompasses values from 2°C in the south to 25°C in the north. Isotherms present strong curvatures associated with the convoluted paths of the Malvinas and Brazil currents (see Figure 1). The corresponding histogram separates SST in relatively warm (>16°C) and cold (<16°C) surface waters.

The 10-year mean of RSMAS SST gradient (Figure 2c) is an average representation of the fronts in the SWA (Saraceno et al., 2004). The image defines precise limits of water masses in the upper ocean. It also contains useful information on the mesoscale activity of the SWA: for example, the BCF in the overshoot region is quite diffuse and presents relatively low SST gradients because of the high spatial variability of water mass structure. The mean positions of the SAF and BCF (illustrated in Figure 1) correspond to the SST gradient maxima shown in Figure 2c. Centered at 45°S, 45°W, the Zapiola Rise is a region with low SST gradients. Thresholds determined from the SST gradient histogram define three distinct ranges (Table 1). Values over the Zapiola Rise range between 0.06 and 0.08 °C/Km. The BCF, the Shelf Break Front and the Malvinas Return Front north of 45°S and the SAF south of 47°S present values higher than 0.08°C/Km. Values lower than 0.06 °C/Km are found in small regions, mostly located in the south-west of the domain.

The 6-years mean color distribution from SeaWiFS shows a wide range of chlorophyll values in the SWA: from oligotrophic regions to regions that exhibits concentrations higher than 5 mg/m³. The histogram presents five local minima or thresholds (Table 1) that classify pixels into six different ranges of values that establish eight major areas in the SWA (Figure 2e).

The superposition of the regions derived from the threshold classification shows that most of the boundaries defined by the SST gradient regions are common with the boundaries of the regions defined by chl-*a* (Figure 3a). Eight biophysical regions (Figure 3b) present one or more variables that identify each region uniquely (Table 2). Chl-*a* defines main regions and the SST threshold separates those that have common chl-*a* concentrations: PSB from BRAZ and SATL from SANT. In addition, the 0.08°C/km gradient threshold is critical to identify the Zapiola Rise. Three of these regions coincide with the L98 classification into Provinces (SANT, BRAZ and SATL) and three new regions appear, which subdivide the SSTC and FKLD Provinces into sub-regions (Figure 3, Table 2). The SSTC Province contains the Zapiola Rise and the Overshoot regions; and the FKLD Province contains the PSB region.

The regions identified in this section arise from the mean fields, thus variability on interannual or seasonal time-scale is not considered. The spatio-temporal variability of the chl-*a* and its relationship with thermal

fronts is discussed in the next section; the evolution of the boundaries of biophysical regions with time deserves further analysis and will be the subject of a future work.

4. Specific features

In the previous section, three new regions with regard to L98 Provinces were identified. Below we describe the relationship between SST fronts and chl-*a* on these regions and at the Brazil-Malvinas collision front. Time variations are described considering monthly climatologies of SST, SST gradient and chl-*a* fields (Figure 4) and two space-time sections (across shelf in Figure 5 and along shelf in Figure 13).

4.1 Patagonian Shelf Break

The PSB region is characterized by one of the longest (~1000 km) blooms of chl-*a* of the world ocean. The bloom is clearly visible in February from 38°S to the south of the domain along the western branch of the SAF (Figure 4). The high SST gradient magnitudes associated to this bloom ($>0.08^{\circ}\text{C}/\text{km}$ north of 44°S, Figure 3) correspond to the Patagonian shelf-break front (Legeckis and Gordon, 1982; Acha et al., 2004; Saraceno et al., 2004) that separates the Subantarctic shelf waters from the colder and more saline waters of the MC (Martos and Piccolo, 1988). The PSB region is clearly visible in the cross-shelf section (Figure 5) associated with the local maxima of chl-*a* and SST gradient at 56.6°W. Both local maxima correspond in time and space and are located over the topographic shelf-break, emphasizing the strong topographic control (Figure 5).

Over the shelf and in the core of the MC (west and east of the PSB region respectively) the time evolution of the chl-*a* is quite different (Figure 6). Chl-*a* concentrations start increasing in September in the three time series. From August to April, the PSB region presents higher concentration with regard to surrounding waters. Values over the shelf and at the PSB reach their maximum in October ($\sim 3.5 \text{ mg}/\text{m}^3$) while values in the MC reach their maximum in September and decay to a mean value of $\sim 0.5 \text{ mg}/\text{m}^3$ during the rest of the year. Thus, the presence of the shelf-break front is responsible for the higher chl-*a* values over the PSB region. Different processes associated with the shelf-break front could induce a vertical circulation (Huthnance, 1995) that may enhance a higher transport of nutrients to the euphotic zone than over the Patagonian shelf or in the MC. Up-to-date, such a process in the PSB region has not been documented in the literature, while several propositions were made. Erickson et al., (2003) suggested that iron can be transported from the South American continent by westerly winds and fertilize the adjacent South Atlantic ocean. This kind of fertilization affects large areas and is therefore unlikely to explain by itself the higher productivity over the narrow PSB region. L98 proposed that enhanced topographically-driven mesoscale activity (i.e. eddies) could also play a role in generating the higher values observed over the PSB region. However, the higher percentage of eddies that creates at the B/M Collision region drift southeastward rather than westward (Lentini et al. 2002) and there is no evidence of eddies reaching the PSB region. Acha et al. (2004) additionally suggested that internal waves, coupled with episodic wind stress, are a possible mechanism to enhance the supply of the nutrient-rich MC to the euphotic zone. Finally, Podestá (1990)

suggested that the interleaving of water masses at the front could enhance vertical stability, retaining phytoplankton cells in the euphotic zone.

4.1.1 Seasonal and intraseasonal variability

Power spectral density of SST and chl-*a* time series extracted in a box of one by one degree in the northern part of the PSB region shows significant peaks centered at the annual and intraseasonal frequencies (Figure 7). The annual peak is a common factor for the whole region, and has already been described both for the SST (e.g. Podestá et al., 1991, Provost et al., 1992) and for the chl-*a* (e.g. L98, Garcia et al., 2004). On the other hand, similar intraseasonal peaks than those observed in Figure 7 are present along the PSB region (and not in adjacent regions, not shown) for the SST and chl-*a* time series, suggesting that a process linked to the shelf-break is responsible for the observed variability. We suggest that continental trapped waves (CTWs) could be the forcing mechanism. CTWs were already proposed to be present in the Patagonian shelf-break by Vivier et al. (2001) to explain the 70-day fluctuations observed in the Malvinas Current transport and in SLA at 40°S (Vivier et Provost, 1999). On the other hand, SSTs could be related to CTWs: along the coast of northern Chile Hormazabal et al. (2001) show that SSTs are strongly modulated by CTWs. Thus, we suggest that CTWs could be the forcing mechanism of the intraseasonal variability observed in the SST and color satellite data in the PSB region. This hypothesis supports the suggestion of internal waves made by Acha et al. (2004) to explain the higher values of chl-*a* over the PSB. Further analyses are necessary to confirm the CTWs hypothesis or find other mechanisms to explain the intraseasonal variability observed and its origin. For instances, local wind do not seem to be related to CTWs: meridional and zonal components of the local wind do not show significant intraseasonal periodicities (not shown).

The spectra of the SST time series also show a significant peak at the semiannual frequency (Figure 7b). Using shorter SST time series Provost et al. (1992) showed that the ratio of the semiannual to the annual component in the PSB region represents a local maximum with reference to waters east and west of the shelf-break. The semiannual frequency is associated with the semiannual wave present in the atmosphere at high southern latitudes (Provost et al., 1992). The semi-annual peak is not significant in the chl-*a* time series (Figure 7a).

4.1.2 Interannual variability

Chl-*a* concentrations over the Patagonian shelf and shelf-break present strong interannual variations (Figure 5). An overall trend of the spring concentrations to higher values is observed in the shelf and shelf-break region (Figure 8). In particular, in the austral spring of 2003, chl-*a* concentrations reach values twice higher than the concentrations observed during spring of previous years. In 1999, the spring bloom was present only during the first weeks of the season. To search the origin of the observed variability, we focus on the spring part of the time series of the time-concomitant SST anomalies, meridional and zonal wind speed. SST anomalies and zonal wind speed do not exhibit any clear relationship with the chl-*a* time series (Figure 9). On the other hand, the meridional wind speed could explain part of the interannual variability: from September to December, northerly winds are higher in 2002 and 2003 than in 2000 and 2001 (Figure 10),

corresponding respectively to the highest and lowest chl-*a* concentrations observed. Further, data suggest that the occurring date of the spring blooms is affected by the direction of the meridional wind speed (Figure 10): when southerly winds prevailed (i.e. late August and early September 2000 and 2002) the spring bloom occurred during the first days of October. Conversely, when northerly winds prevailed (i.e. late August and early September 2001 and 2003), the spring bloom took place during the first days of September.

These observations further suggest that stronger northerly winds lead to higher chl-*a* concentrations over the Patagonian shelf and shelf-break regions. Northerly winds induce an eastward Ekman water mass transport in the southern hemisphere. The Ekman transport of the stratified shelf waters to the nutrient-rich waters of the Malvinas Current may result in the interleaving of the different water masses at the shelf-break front that could enhance vertical stability, retaining phytoplankton cells in the euphotic zone (Podestá, 1990). Brandini et al (2000) have described similar water interleaving in the Brazil-Malvinas Confluence region as the mechanism responsible for the high chl-*a* observed.

In agreement with our results Gregg et al. (2005) also observed a significant positive trend in chl-*a* over the Patagonian shelf. They also found a negative trend in SST that was associated with increased upwelling. There is no conflict with our results (Figure 9) because the SST trend reported by Gregg et al. (2005) is based on all months of the year, while we just considered spring months. In fact, if all months are considered, we also find a negative trend in SST, that is associated with lower winter SSTs (not shown). Thus, to sustain the hypothesis of Gregg et al. (2005) for the Patagonian shelf chl-*a* trend, a relation between higher winter upwelling and increased spring chl-*a* is required.

Understanding the relative role of winter upwelling, Ekman currents or other mechanisms that may lead to enhanced chl-*a* concentrations, will require longer term satellite borne and in-situ observations.

4.2 Brazil Current Overshoot

In the overshoot region, chl-*a* concentrations are higher than 1 mg/m^3 from September to March (see the climatologies for October and February in Figure 4). In austral winter, relatively high chl-*a* concentrations are present only near the Brazil Current Front (BCF, see June in Figure 4). The BCF in the overshoot region has a U-shape and its southern part is centered approximately at 54°W , 44°S (Figure 1, Figure 2 and Figure 4). The western and eastern branches of the BCF are observed as two local maxima centered at 54.2°W and 51.6°W in the cross-shelf SST gradient and chl-*a* sections (Figure 5d and Figure 5b). Thus, the concentration of chl-*a* is enhanced along the BCF. The overshoot region is also characterized by warmer temperatures with reference to adjacent regions (Figure 5e). The advection of eddies coming from the BC are responsible for the higher temperatures. The mesoscale activity associated with the front and in particular eddies that drift southward are probably responsible for the high chl-*a* values observed throughout the overshoot region. Chl-*a* concentrations are known to be enhanced in high mesoscale activity regions (L98 and Garçon et al., 2001).

Not all the overshoot region corresponds to SST gradients higher than 0.08°C/km : lower values are present in a region between the MRF and the BCF (between $42\text{-}47^\circ\text{S}$ and $56\text{-}57^\circ\text{W}$, see Figure 3a and Figure 4). In

this particular region, chl-*a* concentrations reach their maximum values three months later than in the surroundings (Figure 4). The region corresponds to low eddy kinetic energy values compared to the east of the overshoot region (Figure 11) indicating that fewer eddies are present. This observation is in agreement with the trajectories of eddies observed by Lentini et al. (2002): eddies generated in the BCF drift southeastward rather than westward in the overshoot region. A lower eddy kinetic energy could explain lower chl-*a* concentrations, but does not explain the three month lag of the chl-*a* maximum.

4.3 Zapiola Rise

The Zapiola Rise region stands out as a low SST gradient region throughout the year (Saraceno et al., 2004). The region extends over 1000 km in the zonal direction and 600 km in the meridional direction, and closely matches the location of the Zapiola Rise, centered at 45°S, 45°W (Figure 3).

Chl-*a* exhibits a local maximum in February and a minimum in October (Figure 4). From October to December (January to April), chl-*a* concentrations over the rise are lower (higher), with reference to values north and south of the region (Figure 12). From May to September, chl-*a* concentrations are low (0.3 mg/m³) and similar to the values observed further south (Figure 12). Maximum chl-*a* concentrations north and south of the rise are reached in November (Figure 12, see Figure 3 for locations). Dandonneau et al. (2004) estimate the phase of the annual cycle in SeaWiFS chl-*a* concentrations using three years (1998-2001) of monthly data averaged on a 0.5° longitude x 0.5° latitude grid. Even with these lower spatial resolution and shorter time record length, the Zapiola Rise reaches its maximum amplitude in February, in agreement with our analysis. In addition, the Zapiola Rise is a region of relatively modest eddy kinetic energy, surrounded by areas of very high eddy energy levels associated with the SAF and BCF mesoscale activity (Figure 11). Thus, sea surface height anomaly also suggests that the Zapiola Rise is distinct from the L98 SSTC Province.

An anticyclonic flow, with a mean barotropic transport higher than 100 Sv, has been estimated around the Zapiola Rise (Saunders and King, 1995). Modeling studies suggest that the anticyclonic circulation is maintained by eddy-driven potential vorticity fluxes accelerating the flow within the closed potential vorticity contours that surround the rise (de Miranda et al., 1999). Using altimetry data, Fu et al. (2001) showed that at intraseasonal scales the closed potential vorticity contours provide a mechanism for the confinement of topographic waves around the Zapiola Rise. These physical mechanisms may cause the dynamical isolation of the region, and therefore explain the local minimum in SST gradient and SLA, but do not explain why the bloom in the Zapiola Rise occurs in late summer and not in spring as in the surrounding areas (Figure 12). The monthly means of the mixed layer depth, as estimated by Levitus et al. (1994), do not present significant differences over the Zapiola Rise, with reference to the surroundings. Hence, the stability of the water column does not seem to explain the lag between the Zapiola Rise and the surroundings. However, very few data are available in the region to build the monthly means of the mixed layer depth (Levitus et al., 1994).

4.4 Brazil-Malvinas Collision front

The collision between the Malvinas and Brazil currents produces a very active front that is well identified year round in SST gradient and ocean color data (Figure 13a and Figure 13c). A time-coincident local maximum in chl-*a* and SST gradient is observed within the northern and southern limits throughout the respective record lengths (Figure 13a and Figure 13c). Similar along shore frontal displacements are present in chl-*a* concentrations and SST gradients. Thus, it is clear that the chl-*a* concentration increases at the Brazil-Malvinas Collision front. The displacement of the front along the section is also observed between the same range of latitudes for the rest of the available chl-*a* data (i.e. from January 1998, not shown) and for the RSMAS SST gradient data set (i.e. from January 1985 to December 1995, not shown). The JPL data set shows excessive cloud masking in the region (see comments in Section 2). In spite of the large interannual variability (both in position and magnitude) observed in chl-*a* between 1998 and 2003, the front shows in general to shift northward in late winter and southward in late summer.

The time average of chl-*a* concentrations on the along-shelf section (Figure 13b) shows two local maxima, at 37°S and 39.2°S, which respectively correspond to the northern and southern limits of the Brazil-Malvinas Collision front. Between these limits, the time average of the SST gradient values also presents the highest values of the section (Figure 13d). The time average of the SST section (Figure 13f) shows clearly that the transition region from the colder Subantarctic waters (8°C) to the warmer Subtropical waters (> than 18°C) is contained between the limits previously defined. The inflection point of the curve in Figure 13f is located at 38.9°S, corresponding also to the latitude of the maximum in the SST gradient time-average plot (Figure 13d). Thus, we associate this point (54.2°W, 38.9°S) to the time-average position of the Brazil-Malvinas Collision front along the section. The intersection between the along-shelf section and the coincident mean positions of the SAF and BCF as estimated by Saraceno et al. (2004) is in good agreement (Figure 14) with the previous observation.

South of 39.2°S, relatively high chl-*a* values (~1.2 mg/m³) are usually present from October to April (austral spring and summer). At that time, a strong bloom over the Patagonian Shelf Break is observed (see Section 4.1), which produces the high chl-*a* concentration in the southern part of the section in Figure 13a.

North of 37°S, subtropical waters present moderate values of chl-*a* in austral winter. The intrusion of high nutrient subantarctic waters transported by eddies is probably responsible for these relatively high chl-*a* values (L98, Brandini et al., 2000; Garcia et al, 2004). In particular, between September and November 2003, this observation is partly confirmed by the relatively low temperatures (Figure 13e) that are observed in the same regions where chl-*a* is higher than normal (Figure 13a) north of 37°S.

The time average of the SST gradient at the along-shelf section shows a range of about 200 km of maximum values between 37.6°S and 39°S (Figure 13d). This range of migration coincides with the separation between the summer and winter frontal positions derived from SST frontal probability maps obtained by Saraceno et al. (2004), which are schematically indicated in Figure 14. The range of migration of the chl-*a* maximum along the section is of about 310 km (Figure 13b), exceeding by 55 km at each end of the SST gradient range of migration (Figure 14). The patchiness of the chlorophyll distribution is probably

responsible of the larger along-shore range of migration of the chl-*a* maximum with reference to the SST front. The mechanisms responsible for the observed motion of the surface expression of the BMF are not understood. In situ measurements show that the subsurface orientation of the front in summer is N-S (Provost et al., 1996), matching the surface expression in austral winter. The relatively strong and shallow (< 20 m) seasonal thermocline that develops in summer above the cold Malvinas Current may be responsible for the summer de-coupling between the surface and subsurface temperature structures (Provost et al., 1996; Saraceno et al., 2004).

5. Summary and Discussion

The upper layers in the western Argentine Basin present intense current systems, such as the BC and the MC, which are associated with strong thermohaline fronts. Cross frontal mixing creates small scale thermohaline structures (Bianchi et al., 1993; 2002), which may enhance the vertical stratification of subantarctic waters, and also lead to small-scale nutrient exchange (Brandini et al., 2000). In addition, current instabilities generate one of the most energetic eddy regions of the World Ocean (Chelton et al., 1990). Thus, it appears that most of the physical ingredients believed to be important in the development of chl-*a* blooms are ubiquitous features of this part of the southwestern South Atlantic. The near coincidence between open ocean SST fronts and chl-*a* maxima in the collision and overshoot regions suggests that frontal dynamics plays an important role in causing the observed blooms in these regions.

The major results and observations from this study are:

- Using histogram analysis of mean SST, SST gradient and chl-*a* images, we identified three new biogeographical regions with regard to L98 Provinces in the SWA: the Patagonian Shelf Break, the Brazil Current Overshoot and the Zapiola Rise. These regions provide a more accurate description of the SWA.
- Power spectral density of SST and chl-*a* in the PSB region shows significant peaks at intraseasonal frequencies. Coastal-trapped waves are suggested as a possible mechanism leading to the variability observed.
- Mesoscale activity associated with the BCF and in particular eddies drifting southward are probably responsible for the high chl-*a* values observed throughout the Brazil Current Overshoot region.
- Chl-*a* maximum in the Zapiola Rise region and in the southwestern part of the overshoot region is observed in February, three months later than in the surrounding waters. Mechanisms to explain the delay in the bloom in this region are still unknown. In-situ data are necessary to describe the subsurface structure and understand the underlying processes.
- Significant interannual variability in chl-*a* over the Patagonian shelf-break region is observed, especially in spring. Highest chl-*a* concentrations seem associated with stronger local northerly wind speed that results in an eastward transport of shelf water to the nutrient-rich waters of the

Malvinas Current. It is suggested that the resulting interleaving of water masses may enhance vertical stability and thus retains phytoplankton cells in the euphotic zone (Podestá, 1990). Further analyses and comparison with in situ data are necessary to assess these hypotheses.

- The Brazil-Malvinas front is detected using both SST gradient and SeaWiFS images. The time-average position of the front at 54.2°W is estimated at 38.9°S and its along-shore migration of about 300 km. This result agrees with Saraceno et al. (2004). To describe, and better understand the potential impact of the frontal movements on the chlorophyll fields, the analysis of consecutive instantaneous and coincident high resolution SST, SST gradient and chl-*a* fields have been undertaken using Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data (Barre et al., 2005, submitted).

The important interannual variability in the chl-*a* fields observed in the two time-space sections and in the time series (respectively Figures 5, 13 and 8) lead us to estimate the interannual standard deviation (*Istd*, equation A) and compare it to the monthly standard deviation (*Mstd*, equation B) in the SWA, defined as follows:

$$Istd = \sqrt{\frac{\sum_{ij} (chl(i, j) - \langle chl(i) \rangle_j)^2}{N - 1}} \quad (A)$$

$$Mstd = \sqrt{\frac{\sum_{ij} (chl(i, j) - \langle chl \rangle_{ij})^2}{N - 1}} \quad (B)$$

where *j* spans the 6 years (1998-2003) of chl-*a*, *i* spans the 12 months of the year, *chl* is a matrix containing the 72 (*N*) monthly means of chl-*a* and the brackets indicate average over the index (thus $\langle chl(i) \rangle_j$ in A are the monthly climatologies of chl-*a* and $\langle chl \rangle_{ij}$ in B is the mean field of chl-*a*).

The interannual and monthly standard deviation maps and their ratio (*Istd/Mstd*) are presented in Figure 15. The *Istd* represents a high portion (higher than .7) of the *Mstd* in the B/M Collision region and in general along the BCF (Figure 15c). From 36°S to 40°S, the highest ratio values precisely follows the B/M Collision front (i.e. where the BCF and SAF coincide), indicating the important interannual variability of the chl-*a* in that region. High ratio values are also present over the FKLD region north of 45°S. In contrast, the BRAZ region shows high ratio values only at the mouth of La Plata River. SATL and Zapiola Rise regions also show low interannual variability. The PSB and overshoot regions show intermediate ratio values, while higher ratio values are present over the MC.

The results presented here include a wide range of different phenomena. Most of the results are descriptions of simple calculations that raise an important number of unresolved issues in the region, e.g.: (i) the important interannual chl-*a* variability in almost the whole SWA, (ii) the mechanism driving the chl-*a* distribution over the Zapiola Rise, (iii) the variability of the boundaries of the biophysical regions. As longer

time series of satellite data become available, a more accurate description of the interannual variability will be possible. However, satellite data alone are not sufficient to measure many aspects of the relationship between fronts and chl-*a*. Analyses of satellite and in situ data combined with modelling studies should be undertaken to improve our understanding of phytoplankton bloom dynamics in the SWA.

Acknowledgements. The Goddard Space Flight Center (GSFC/NASA) provided the SeaWiFS data used in this work. AVHRR data described as from RSMAS were collected by Servicio Meteorológico Nacional, Fuerza Aérea Argentina, as part of a cooperative study of that organism with the University of Miami. V. Garçon provided many useful comments on an earlier version of the manuscript. Discussions with Y. Dandonneau about chl-*a* distribution on the Zapiola-Rise are duly acknowledged. MS is supported by a fellowship from Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Argentina). ARP was supported by grant CRN-61 from the Inter-American Institute for Global Change Research and PICT99 07-06420 from Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, Argentina. Constant support from CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) is acknowledged.

References

- Acha, E.M., H.W. Mianzan, R.A. Guerrero, M. Favero, and J. Bava, Marine fronts at the continental shelves of austral South America - Physical and ecological processes, *Journal of Marine Systems*, 44, 83-105, 2004.
- Barre, N., C. Provost, and M. Saraceno, Spatial and temporal scales of the Brazil-Malvinas Confluence region documented by MODIS high resolution simultaneous SST and color images, submitted to *Advances in Space Research*, 2005.
- Bianchi, A.A., C.F. Giulivi and A.R. Piola, Mixing in the Brazil/Malvinas Confluence, *Deep-Sea Research*, 40, 1345-1358, 1993.
- Bianchi, A.A., A.R. Piola and G. Collino, Evidence of double-difusion in the Brazil/Malvinas Confluence, *Deep-Sea Research I*, 49, 41-52, 2002.
- Bianchi, A.A., L. Biancucci, A.R. Piola, D. Ruiz Pino, I. Schloss, A.R. Poisson, and C.F. Balestrini, Vertical stratification and air-sea CO₂ fluxes in the Patagonian shelf, submitted to *Journal of Geophysical Research*, 2005.
- Bisbal, G., The Southeast South American shelf large marine ecosystem, Evolution and components, *Marine Policy*, 19, 21-38, 1995.
- Brandini, F.P., D. Boltovskoy, A. Piola, S. Kocmur, R. Rottgers, P. Cesar Abreu, and R. Mendes Lopes, Multiannual trends in fronts and distribution of nutrients and chlorophyll in the southwestern Atlantic (30-62°S), *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47 (6), 1015-1033, 2000.
- Chelton, D.B., M.G. Schlax, D.L. Witter and J. G. Richman. GEOSAT altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, 95 (C), 17,877-17,903, 1990.
- Dandonneau, Y., P.-Y. Deschamps, J.-M. Nicolas, H. Loisel, J. Blanchot, Y. Montel, F. Thieuleux, and G. Becu, Seasonal and interannual variability of ocean color and composition of phytoplankton communities in the North Atlantic, equatorial Pacific and South Pacific, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51 (1-3), 303-318, 2004.
- de Miranda, A. P. Barnier, B. ; Dewar, W., On the dynamics of the Zapiola Anticyclone, *J. Geophys. Res.*, 104 , C9 , 21,137-21,149, 1999.
- Erickson, D.J., III, J. L. Hernandez, P. Ginoux, W. W. Gregg, C. McClain, J. Christian, Atmospheric iron delivery and surface ocean biological activity in the Southern Ocean and Patagonian region, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (12), 1609, doi:10.1029/2003GL017241, 2003.

- Escoffier C. and C. Provost, Surface forcing over the Southwest Atlantic from NCEP and ECMWF reanalyses on the period 1979-1990. *Phys. and Chem. of the Earth*, 23, 7-8, 1998.
- FAO, Atlas of the living resources of the sea, Rome, 1972.
- Framiñan, M.B. and O.B. Brown, Study of the Río de la Plata turbidity front. Part I: Spatial and temporal distribution, *Continental Shelf Research*, 16(10), 1259-1282, 1996.
- Fratantoni, D.M., and D.A. Glickson. North Brazil Current Ring Generation and Evolution Observed with SeaWiFS, *Journal of Physical Oceanography*, 32 (3), 1058-1074, 2002.
- Fu, L.-L., B. Cheng, and B. Qiu, 25-Day Period Large-Scale Oscillations in the Argentine Basin Revealed by the TOPEX/Poseidon Altimeter, *Journal of Physical Oceanography*, 31 (2), 506-517, 2001
- Garcia, C.A.E., Y.V.B. Sarma, M.M. Mata, and V.M.T. Garcia, Chlorophyll variability and eddies in the Brazil-Malvinas Confluence region, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51 (1-3), 159-172, 2004.
- Garçon, V.C., A. Oschlies, S.C. Doney, D. McGillicuddy, and J. Waniek, The role of mesoscale variability on plankton dynamics in the North Atlantic, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 48 (10), 2199-2226, 2001.
- Ghil, M., R.M. Allen, M.D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M.E. Mann, A. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi, and P. Yiou, Advanced spectral methods for climatic time series, *Reviews of Geophysics*, 40 (1), 1003, 2002.
- Goni, G.J., and I. Wainer, Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data, *J. Geophys. Res.*, 106, 31117-31128, 2001.
- Gordon, A.L., South Atlantic thermocline ventilation, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28 (11), 1239-1264, 1981.
- Gregg, W. W., N. W. Casey, and C. R. McClain, Recent trends in global ocean chlorophyll, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03606, doi:10.1029/2004GL021808, 2005.
- Hormazabal, S., G. Shaffer, J. Letelier, O. Ulloa, Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile, *J. Geophys. Res.*, 106(C8), 16657-16672, 10.1029/2001JC900008, 2001.
- Huthnance, J.M., Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge, *Progress In Oceanography*, 35 (4), 353-431, 1995.
- Legeckis, R., and A.L. Gordon, Satellite-Observations of the Brazil and Falkland Currents - 1975 to 1976 and 1978, *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers*, 29 (3), 375-401, 1982.
- Lentini, C.A.D., D.B. Olson, G.P. Podesta, Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998, *Geophysical Research Letters*, 29, 58-1, 2002.
- Levitus, S. and T. Boyer, *World Ocean Atlas 1994 Volume 4: Temperature*. NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., 1994.
- Longhurst, A., *Ecological geography of the sea*, San Diego, 1998.
- Martos, P., and M.C. Piccolo, Hydrography of the Argentine continental shelf between 38[deg] and 42[deg]S, *Continental Shelf Research*, 8 (9), 1043-1056, 1988.
- McClain, C.R., M.L. Cleave, G.C. Feldman, W.W. Gregg, S.B. Hooker and N. Kuring, Science quality SeaWiFS data for global biosphere research, *Sea Technol.*, 39 (9), September 10-16, 1998.
- McGillicuddy, Jr, D.J., A.R. Robinson, D.A. Siegel, H.W. Jannasch, R. Johnson, T.D. Dickey, J. McNeil, A.F. Michaels, and A.H. Knap, Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea, *Nature*, 394 (6690), 263-266, 1998.
- Olson, D.B., G.P. Podesta, R.H. Evans, and O.B. Brown, Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 35 (12), 1971-1990, 1988.
- Peterson, R.G., and L. Stramma Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Progress In Oceanography*, 26 (1), 1-73, 1991.
- Piola, A.R. and A.L. Gordon, Intermediate waters of the western South Atlantic, *Deep-Sea Research*, 36, 1-16, 1989.
- Podestá, G.P., Migratory pattern of Argentine Hake *Merluccius hubbsi* and oceanic processes in the Southwestern Atlantic Ocean, *Fish. Bull.* 88 (1), 167-177, 1990.
- Podestá, G.P., O.B. Brown and R.H. Evans, The annual cycle of satellite-derived sea surface temperature in the southwestern Atlantic Ocean, *J. Clim.*, 4, 457-467, 1991.
- Provost, C., O. Garcia, and V. Garçon, Analysis of Satellite sea surface temperature time series in the Brazil-Malvinas Current confluence region: Dominance of the annual and semiannual periods, *J. Geophys. Res.*, 97 (C11), 17841 - 17858, 1992.

- Provost, C., V. Garçon, and L.M. Falcon. Hydrographic conditions in the surface layers over the slope-open ocean transition area near the Brazil-Malvinas confluence during austral summer 1990, *Continental Shelf Research*, 16 (2), 215-219, 1996.
- Quartly, G.D., and M.A. Srokosz, A plankton guide to ocean physics: Colouring in the currents round South Africa and Madagascar, *Ocean Challenge*, 12 (3), 19-23, 2003.
- Russ, J.C., *The image processing handbook*, CRC press, 2002.
- Saraceno, M., C. Provost, A. R. Piola, J. Bava, and A. Gagliardini, Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data, *J. Geophys. Res.*, 109, C05027, doi:10.1029/2003JC002127, 2004.
- Saunders, P. M., King, B. A., Bottom Currents Derived from a Shipborne ADCP on WOCE Cruise A11 in the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography: Vol. 25, No. 3*, pp. 329-347, 1995.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell, Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry, *J. Geophys.Res.*, 99, 21,803– 21,824, 1994.
- Vazquez, J., K. Perry, and K. Kilpatrick, NOAA/NASA AVHRR Oceans Pathfinder Sea Surface Temperature Data Set User's Reference Manual Version 4.0, JPL Publication D-14070, 1998.
- Vivier, F., and C. Provost, Direct velocity measurements in the Malvinas Current, *Journal of Geophysical Research*, 104, 21083-21104, 1999.
- Vivier, F., C. Provost, and M.P. Meredith, Remote and Local Forcing in the Brazil-Malvinas Region, *Journal of Physical Oceanography*, 31 (4), 892-913, 2001.
- Wentz, F., and T. Meissner, updated daily. AMSR-E/Aqua Daily L3 Global Ascending/Descending .25 x.25 deg Ocean Grids V001, June 2002 to December 2003. Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media, 2004.

Tables

Table 1: Classification of SST, SST gradient and chl-*a* according to the respective histograms for the mean images.

	thresholds
SST (°C)	16
Grad sst (°C/Km)	0.06, 0.08
Chl-<i>a</i> (mg/m³)	0.21, 0.32, 0.5, 0.88, 1.5

Table 2: Southwest Atlantic regional characteristics.

Region	L98 Province	Chl-<i>a</i> mg/m³	SST °C	SST gradient °C/km
SATL	SATL	< 0.32	> 16	< 0.08
SSTC	SSTC	0.32 - 0.5	-	> 0.08
Overshoot	SSTC	0.5 - 0.98	< 16	> 0.08
Zapiola Rise	SSTC	0.32 - 0.5	< 16	< 0.08
FKLD	FKLD	0.98 - 1.5	<16	< 0.08
PSB	FKLD	> 1.5	< 16	> 0.08 (north of 44°S)
BRAZ	BRAZ	> 1.5	> 16	< 0.08
SANT	SANT	0.21 - 0.32	< 16	> 0.08

Table captions

Table 1: Classification of SST, SST gradient and chl-*a* according to the respective histograms for the mean images.

Table 2: Southwest Atlantic regional characteristics.

Figure captions

Figure 1: Schematic diagram of major fronts and currents in the Western South Atlantic. The collision between the Malvinas Current (MC) and Brazil Current (BC) occurs near 38°S. After collision with the BC, the main flow of the MC describes a sharp cyclonic loop, forming the Malvinas Return Flow (MRF). The mean position of the Brazil Current Front (BCF, solid line) and the Subantarctic Front (SAF, dash-dotted line) are from Saraceno et al. (2004). The different gray shaded regions are from Longhurst's (1998) Biophysical Provinces in the SWA: South Atlantic Gyral Province (SATL), Brazil Current Coastal Province (BRAZ), Southwest Atlantic Shelves Province (FKLD), South Subtropical Convergence Province (SSTC) and Subantarctic Water Ring Province (SANT). Isobaths at 300m, 3000m, 5000m, 5250m and 5500m are represented (from Smith and Sandwell, 1994). The Zapiola Rise feature is observed at 45°W, 45°S. The along and cross shelf sections (solid black segments) used to plot the Hovmoller diagrams in Figure 5 and Figure 13 are also indicated. Letters indicate the intersection between the cross-shelf section and the shelf-break front (A), the Malvinas Return Front (B) and the BCF (C and D). These points correspond to local maxima in SST gradient and chl-*a* along the section (Figure 5).

Figure 2: left panels: a): 10 years (1986-1995) mean of SST (°C); c) 10 years (1986-1995) mean of SST gradient (°C/Km); e) 6 years (1998-2003) mean of chl-*a* (mg/m³); right panels: histograms, units: number of pixels (y axis) and °C (b), °C/km (d) and mg/m³ (f). In the left panels thin black contour lines correspond to the local minima indicated with a vertical line in the corresponding histograms (see Table 1); numbers on (e) indicate the eight major areas defined by the chl-*a* histogram.

Figure 3: a): Background colors represent the six ranges of chl-*a* magnitudes based on the respective histogram. The hatched region indicates areas with SST gradients higher than 0.08°C/km. The solid red line is the threshold deduced from the SST field. b): Background colors are as in (a). The information from the three mean fields (SST, chl-*a* and SST gradient) is synthesized and compared to L98 mean definition of Provinces in the SWA Ocean. Regions obtained from histograms are indicated with solid black lines and L98 Provinces (BRAZ, SSTC, SANT, SATL, FKLD) with dashed red lines. Small boxes north, south and within the Zapiola Rise Region and east, west and within the Patagonian Shelf-Break (PSB) indicate the position where time series are extracted (Figures 6 and 12).

Figure 4: October, February and June monthly climatologies of SST (°C, top row), SST gradient (°C/Km, middle row) and chl-*a* (mg/m³, bottom row). Black lines are limits of biophysical regions as defined in Figure 3b.

Figure 5: Chl-*a* (a, mg/m³), SST gradient (c, °C/km) and SST (e, °C) versus time for the cross-shelf section. The position of the section is indicated in Figure 1. The bathymetry and the time average of the chl-*a* (b) SST gradient (d) and SST (f) along the section is plotted to the right of the Hovmoller diagrams. Local chl-*a* maxima are indicated with dash-dot lines and reported on the SST and SST gradient sections. Chl-*a* local maxima correspond to the intersection with the shelf-break front (A), Malvinas Return front (B), western (C) and eastern (D) branches of the BCF (see Figure 1). The local minima in three sections between points A and B correspond to the core of the Malvinas Current. White pixels on the Hovmoller diagrams indicate cloud covered regions. Cloud coverage is higher in the overshoot region (between (C) and (D)) because the cloud masking algorithm used by JPL assign excessive masking to regions with high SST gradients (Vazquez et al, 1998).

Figure 6: Chl-*a* time series from the continental shelf (solid line), PSB (dotted line) and MC (dash e) and over (solid line) the Zapiola Rise. The location of the points where time series are extracted, is indicated on Figure 3b. Each value in the time series is the monthly mean within a ~30x30km box.

Figure 7: Power spectral density of chl-*a* (a) and RSMAS SST (b) time series extracted in a one degree box side from the PSB region at 40.25°S, 56.73°W. The power spectral density of the JPL SST and Reynolds SST time series in the same region present similar significant intraseasonal variability (not shown).

Figure 8: chl-*a* time series averaged on a one degree box side centered at 40.25°S, 56.73°W, i.e. in the northern part of the PSB region.

Figure 9: spatial average on a one degree box side (centered at 40.25°S, 56.73°W) and time mean for austral spring –September 21 to December 21- of SST anomaly (dark blue), chl-*a* (cyan), meridional wind speed (yellow) and zonal wind speed (brown) for the four years (2000-2003) where data are concomitant. SST data

are from Reynolds (1994). The SST anomaly is obtained as the difference between the raw data and the fit of a sinusoidal function (in the least square sense) to the data.

Figure 10: time series of the QuickScat wind speed data averaged on a one degree box side centered at 40.25°S, 56.73°W. Only the August-December period of the 2000-2003 time series is shown. Data are low pass filtered with a cut-off frequency of 15 days. Solid black arrows indicate the beginning of the first strong spring chl-*a* bloom of the year.

Figure 11: root mean square of Sea Level Anomaly (SLA) in cm from January 1993 to December 2003. Dash-dot lines are mean positions of BCF and SAF (as in Figure 1). Solid black line is the contour of the Zapiola Rise region (as in Figure 3b). SLA maps were obtained from a complete reprocessing of TOPEX/POSEIDON, ERS-1/2 and JASON data. Data are 7 days interpolated in time in a grid of 1/3° of spatial resolution. The anomaly is calculated with regard to the mean of the first seven years. Altimeter products were produced by Ssalto/Duacs as part of the Environment and Climate EU Enact project (EVK2-CT2001-00117) and distributed by AVISO, with support from CNES.

Figure 12: Chl-*a* time series north (dotted line), south (dash-dotted line) and over (solid line) the Zapiola Rise. The precise location of the points where time series are extracted, is indicated on Figure 3b. Each value in the time series is the mean within a box of ~30km side in the monthly climatology.

Figure 13: Chl-*a* (a, mg/m³), SST gradient (c, °C/km) and SST (e, °C) versus time for the along-shelf section. The position of the section is indicated in Figure 1. The bathymetry and the time average of the chl-*a* (b), SST gradient (d) and SST (f) along the section are indicated in the plots at the right of space-time figures. Chl-*a* local maxima are indicated with dash-dot lines and reported in the SST and SST gradient sections.

Figure 14: Schematic positions of the surface fronts in the BM collision region. Summer and winter frontal probability positions of the BCF and SAF are from Saraceno et al. (2004). The dash-dotted line is the 1000m isobath. The green segment is the range of migration of the chl-*a* front along the along-shelf section (thin black line).

Figure 15: a) monthly chl-*a* standard deviation, b) interannual chl-*a* standard deviation -see formula in the text and c) ratio of interannual and monthly standard deviation ($c=b/a$). Log of monthly means was considered because attenuate the contrast between the higher and lower values. Units in a) and b) are log(mg/m³). The three fields are scaled between 0 and 1. Thin black lines are contours of the biophysical regions defined in Figure 3. Bold lines in c) are the SAF (blue) and BCF (black) as described in Figure 1.

Figures

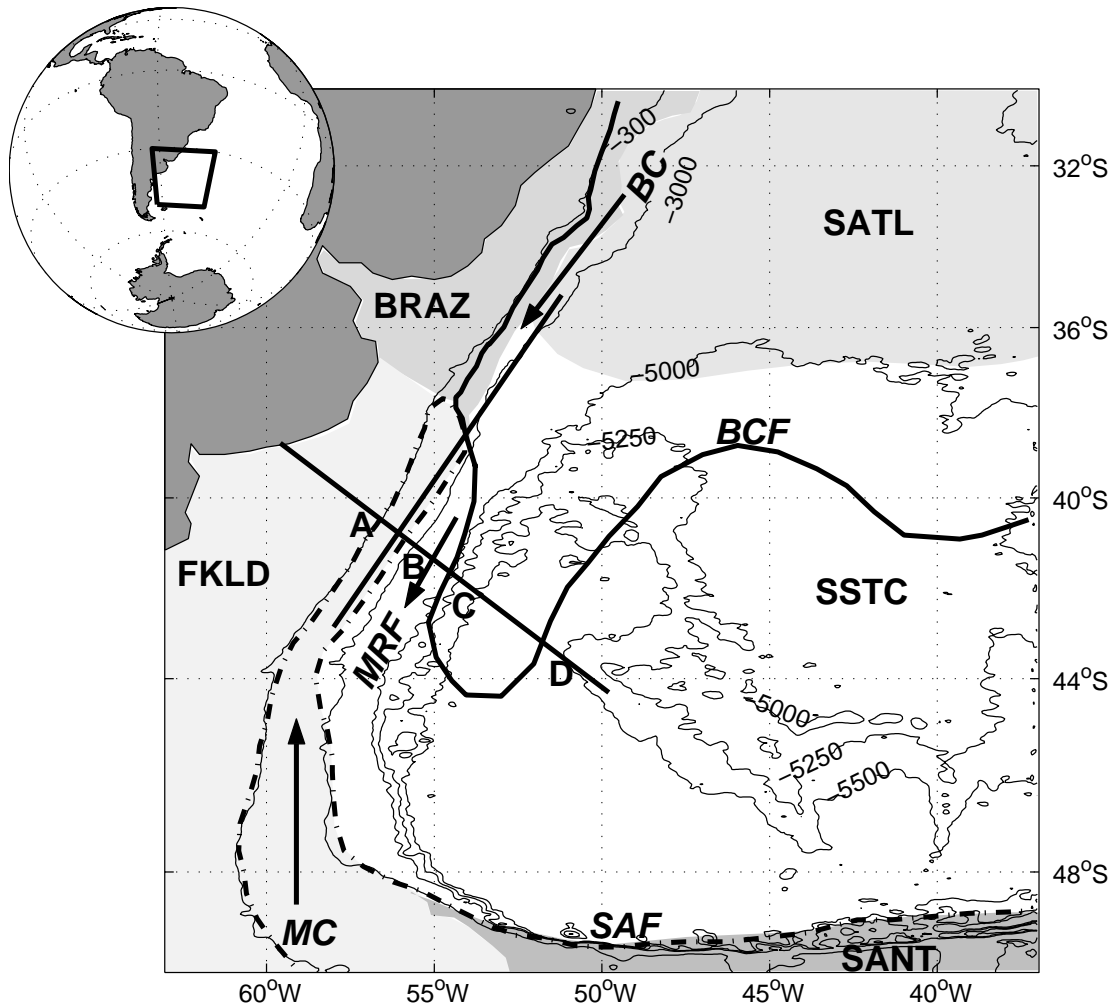


Figure 1: Schematic diagram of major fronts and currents in the Western South Atlantic. The collision between the Malvinas Current (MC) and Brazil Current (BC) occurs near 38°S. After collision with the BC, the main flow of the MC describes a sharp cyclonic loop, forming the Malvinas Return Flow (MRF). The mean position of the Brazil Current Front (BCF, solid line) and the Subantarctic Front (SAF, dash-dotted line) are from Saraceno et al. (2004). The different gray shaded regions are from Longhurst's (1998) Biophysical Provinces in the SWA: South Atlantic Gyral Province (SATL), Brazil Current Coastal Province (BRAZ), Southwest Atlantic Shelves Province (FKLD), South Subtropical Convergence Province (SSTC) and Subantarctic Water Ring Province (SANT). Isobaths at 300m, 3000m, 5000m, 5250m and 5500m are represented (from Smith and Sandwell, 1994). The Zapiola Rise feature is observed at 45°W, 45°S. The along and cross shelf sections (solid black segments) used to plot the Hovmöller diagrams in Figure 5 and Figure 10 are also indicated. Letters indicate the intersection between the cross-shelf section and the shelf-break front (A), the Malvinas Return Front (B) and the BCF (C and D). These points correspond to local maxima in SST gradient and chl-*a* along the section (Figure 5).

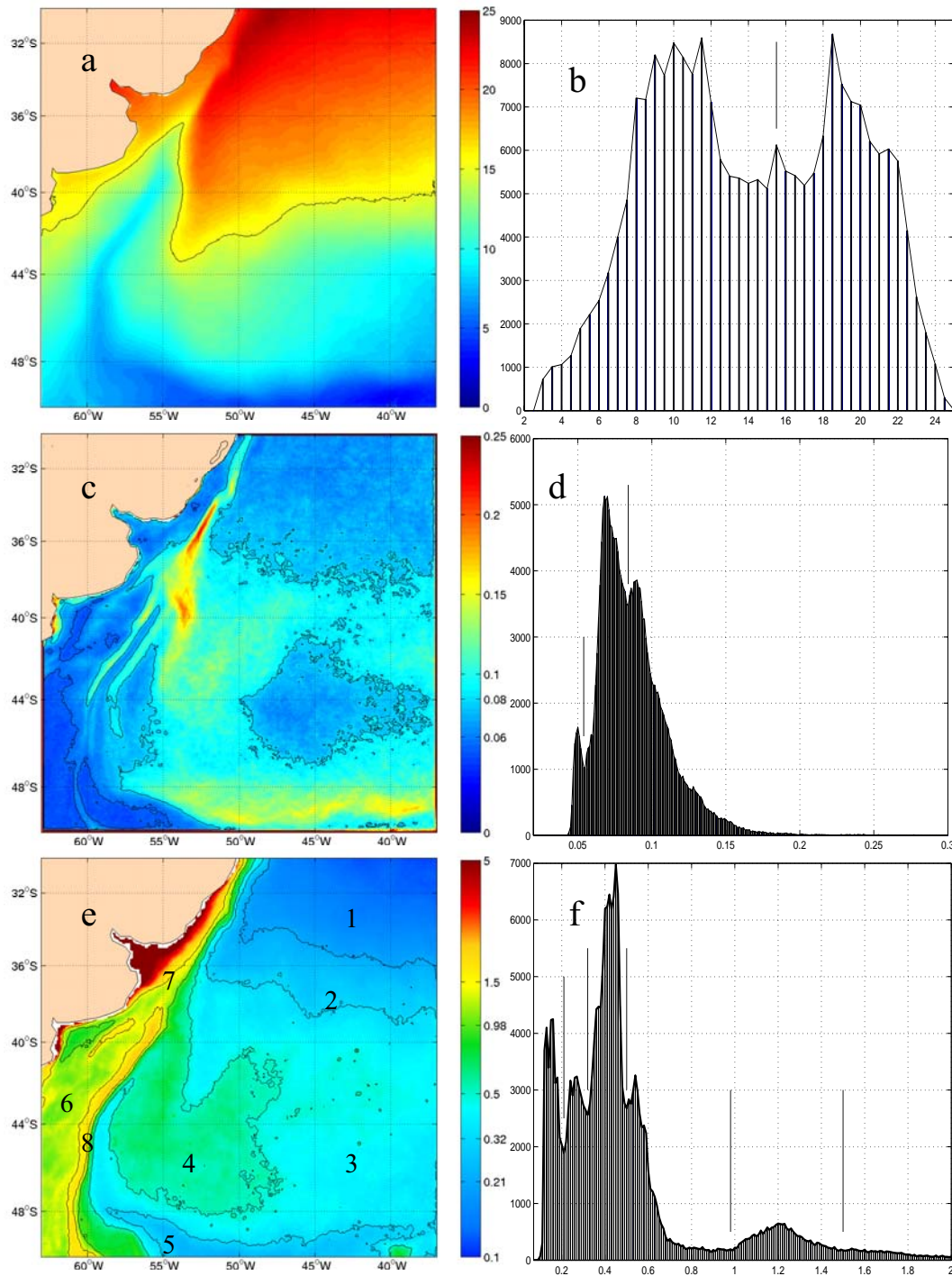


Figure 2: left panels: a): 10 years (1986-1995) mean of SST ($^{\circ}\text{C}$); c) 10 years (1986-1995) mean of SST gradient ($^{\circ}\text{C}/\text{Km}$); e) 6 years (1998-2003) mean of chl-*a* (mg/m^3); right panels: histograms, units: number of pixels (y axis) and $^{\circ}\text{C}$ (b), $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (d) and mg/m^3 (f). In the left panels thin black contour lines correspond to the relative minima indicated with a vertical line in the corresponding histograms (see Table 1 for the precise values); numbers on (e) indicate the eight major areas defined by the chl-*a* histogram.

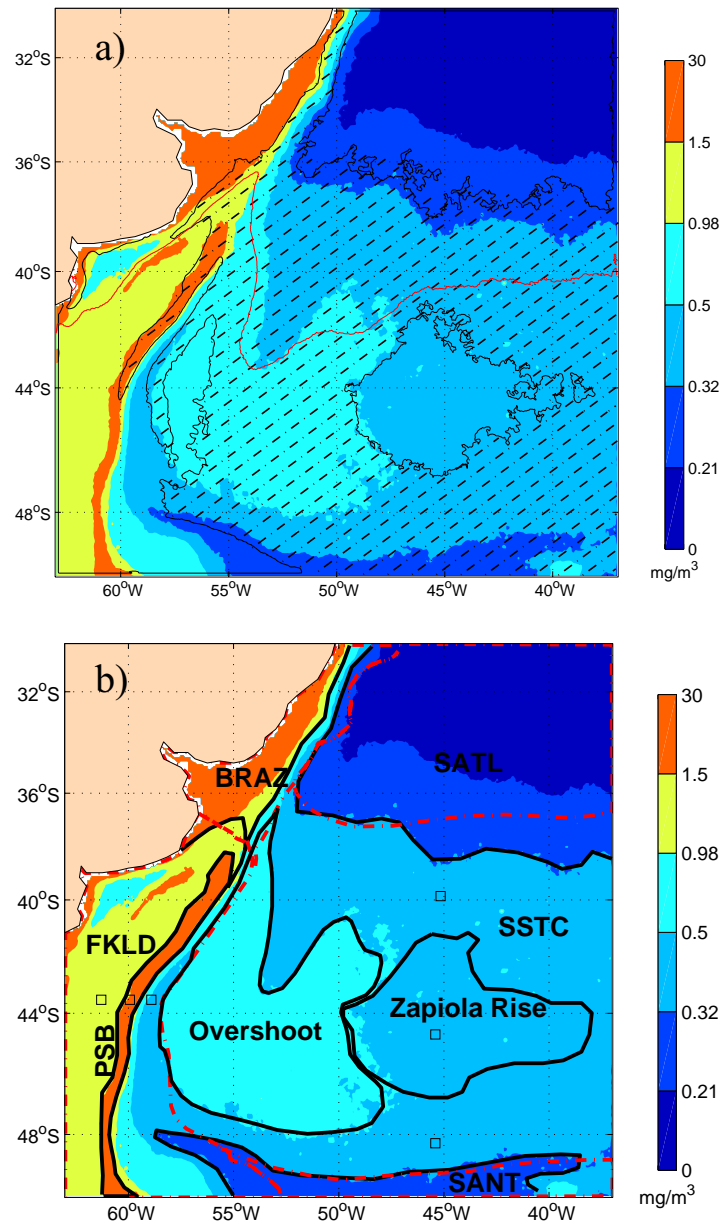


Figure 3: a): Background colors represent the six ranges of chl-*a* magnitudes based on the respective histogram. The hatched region indicates areas with SST gradients higher than 0.08°C/km. The solid red line is the threshold deduced from the SST field. b): Background colors are as in (a). The information from the three mean fields (SST, chl-*a* and SST gradient) is synthesized and compared to L98 mean definition of Provinces in the SWA Ocean. Regions obtained from histograms (solid black lines), L98 Provinces (BRAZ, SSTC, SANT, SATL, FKLD - dashed red lines) and three regions: the Overshoot, the Patagonian Shelf Break (PSB) and the Zapiola Rise regions. Small boxes north, south and within the Zapiola Rise Region and east, west and within the PSB indicate the position where time series are extracted (Figures 6 and 9).

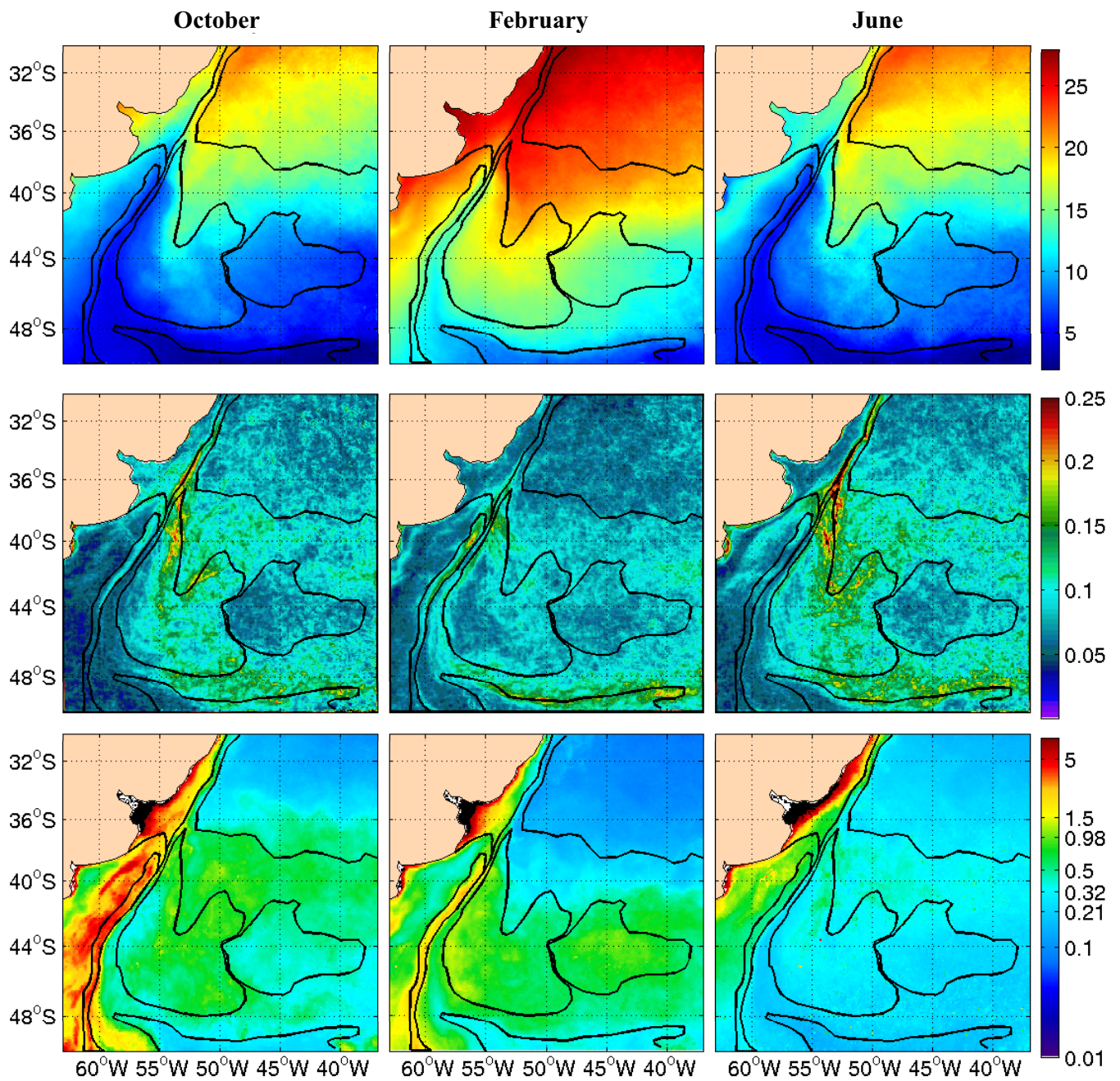


Figure 4: October, February and June monthly climatologies of SST (°C, top row), SST gradient (°C/Km, middle row) and chl-*a* (mg/m³, bottom row). Black lines are limits of biophysical regions as defined in Figure 3b.

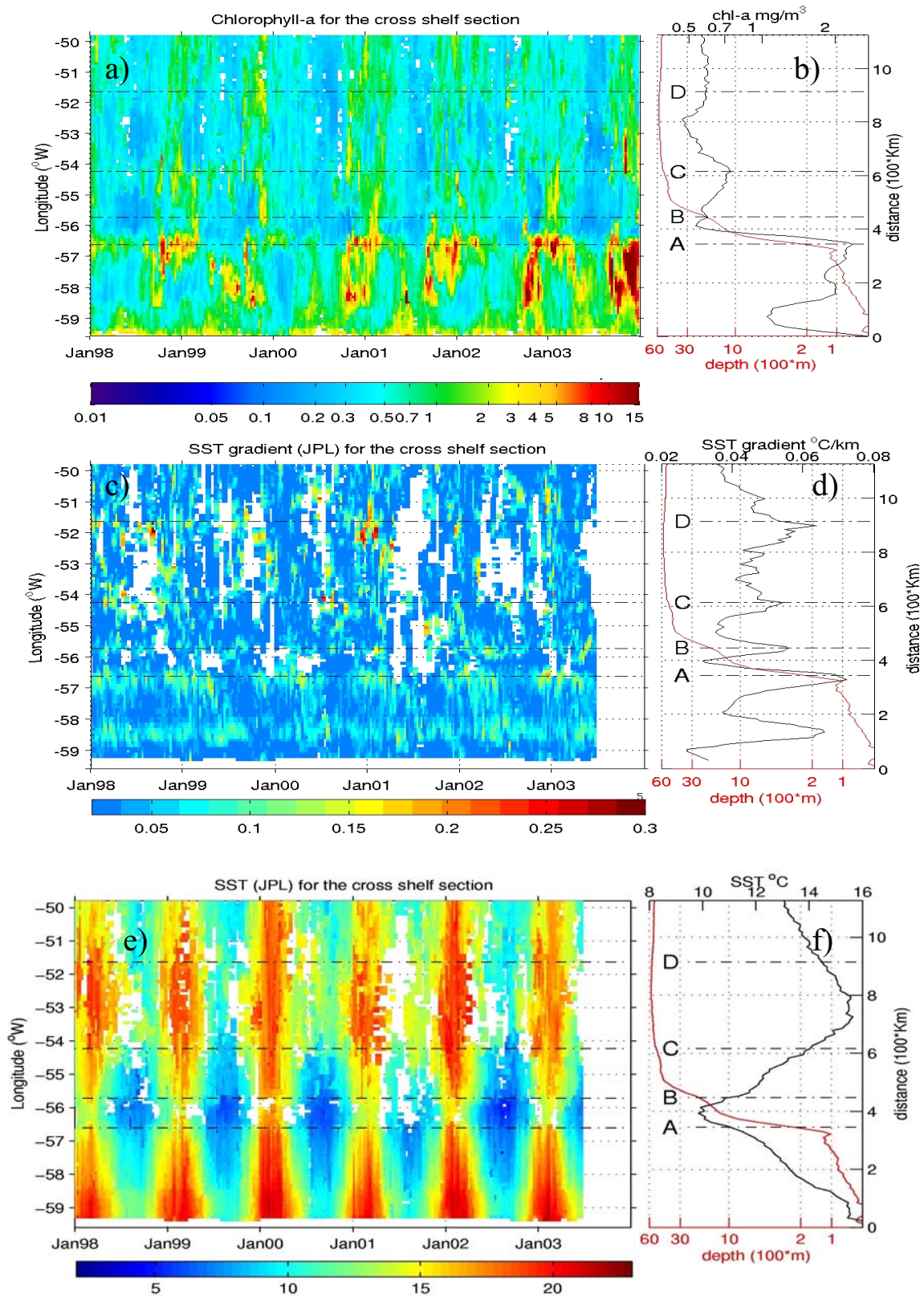


Figure 5: Chl-*a* (a, mg/m³), SST gradient (c, °C/km) and SST (e, °C) versus time for the cross-shelf section. The position of the section is indicated in Figure 1. The bathymetry and the time average of the chl-*a* (b) SST gradient (d) and SST (f) along the section is plotted to the right of the Hovmoller diagrams. Local chl-*a* maxima are indicated with

dash-dot lines and reported on the SST and SST gradient sections. *Chl-*a** local maxima correspond to the intersection with the shelf-break front (A), Malvinas Return front (B), western (C) and eastern (D) branches of the BCF (see Figure 1). The local minima in three sections between points A and B correspond to the core of the Malvinas Current. White pixels on the Hovmoller diagrams indicate cloud covered regions. Cloud coverage is higher in the overshoot region (between (C) and (D)) because the cloud masking algorithm used by JPL assign excessive masking to regions with high SST gradients (Vazquez et al, 1998).

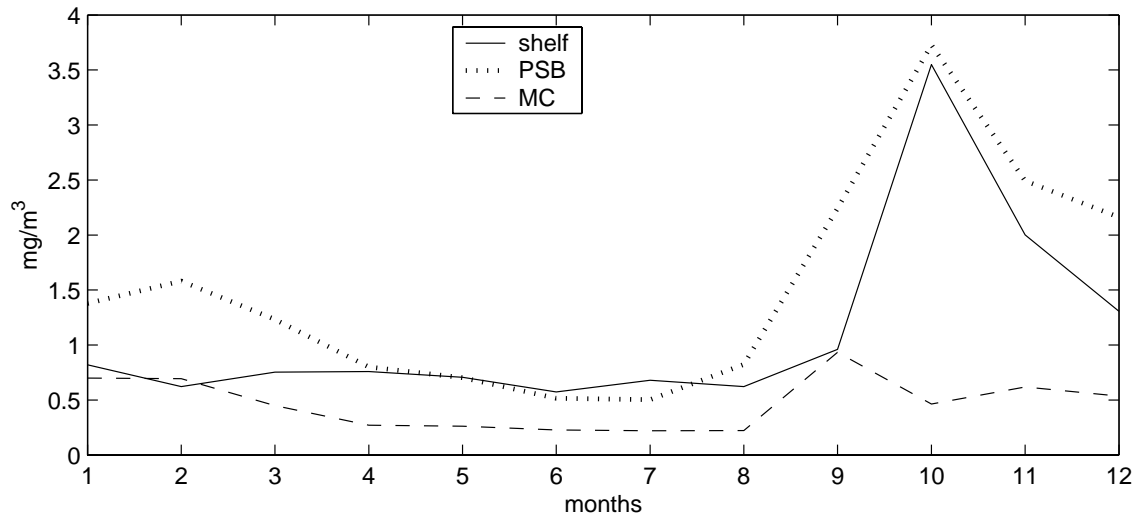


Figure 6: Chl-*a* time series from the continental shelf (solid line), PSB (dotted line) and MC (dash e) and over (solid line) the Zapiola Rise. The location of the points where time series are extracted, is indicated on Figure 3b. Each value in the time series is the monthly mean within a $\sim 30 \times 30$ km box.

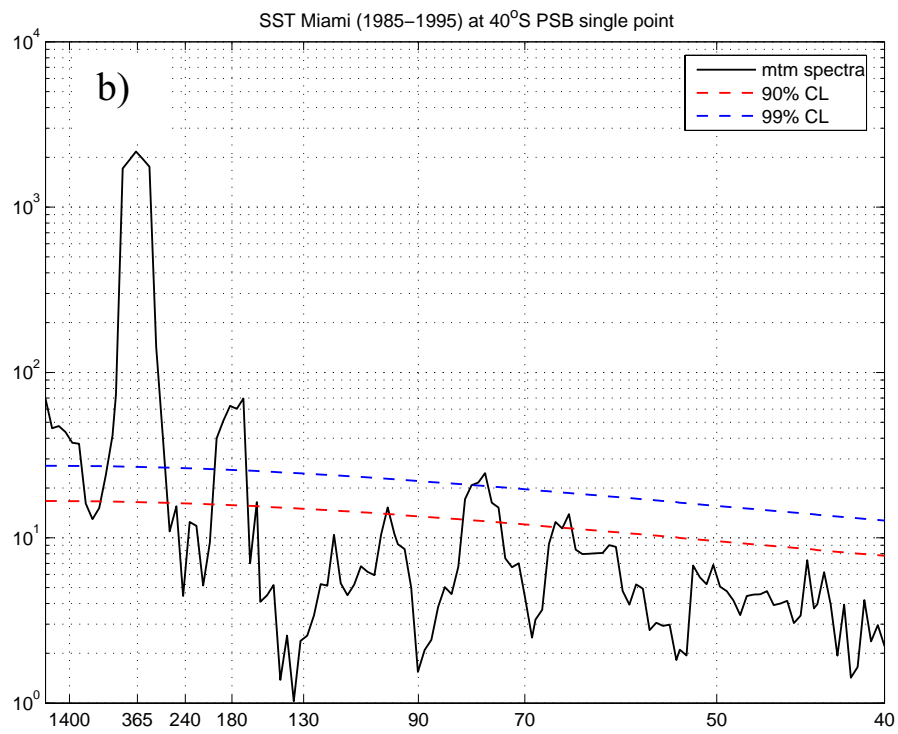
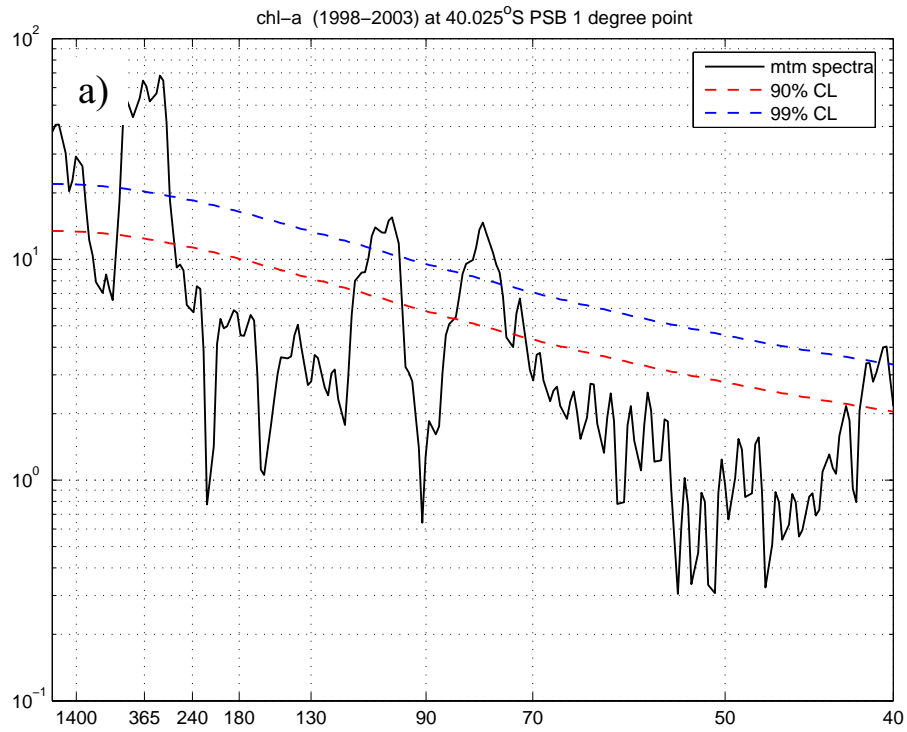


Figure 7: Power spectral density of chl-a (a) and SST (b) time series extracted on a one degree box side from the PSB region at 40.25°S, 56.73°W.

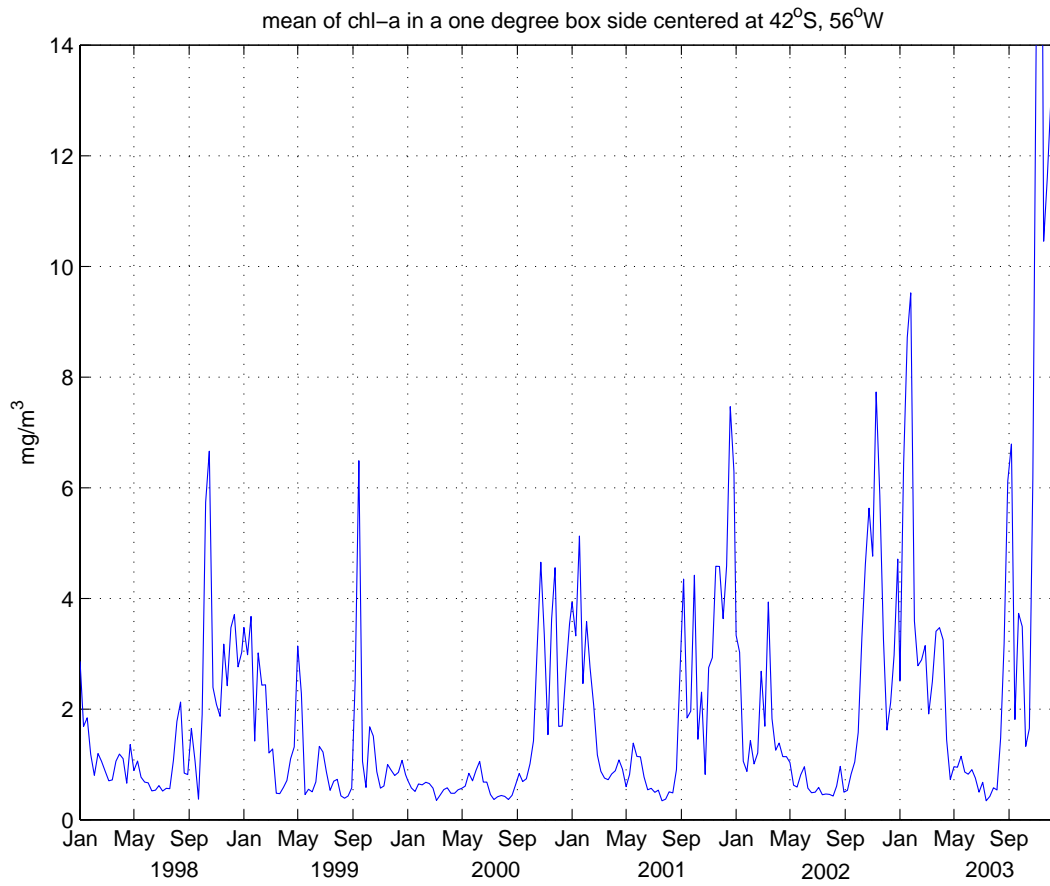


Figure 8: chl-*a* time series averaged on a one degree box side centered at 40.25°S, 56.73°W, i.e. in the northern part of the PSB region.

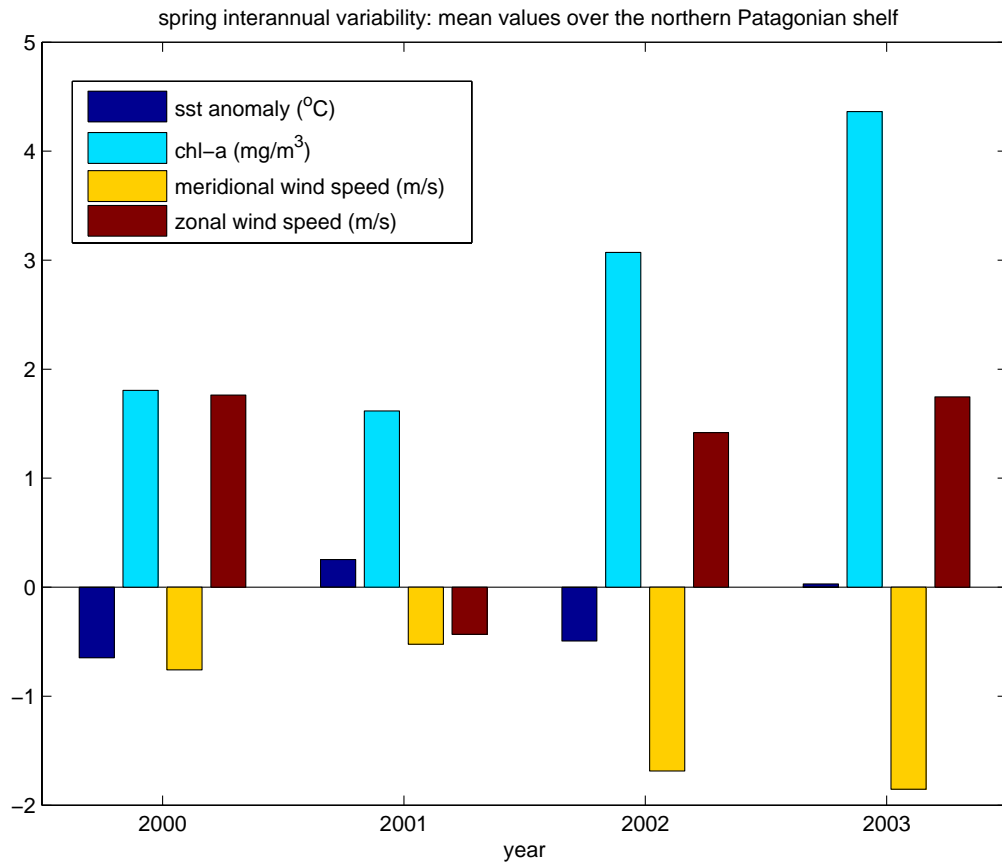


Figure 9: spatial average (between 56 - 61°W and 39 - 44°S) and time mean (austral spring) of SST anomaly (dark blue), chl-a (cyan), meridional wind speed (yellow) and zonal wind speed (brown) for the four years (2000-2003) where data are concomitant. SST data are from Reynolds (1994). The SST anomaly is obtained as the difference between the draft data and the fit of a sinusoidal function (in the less square sense) to the data.

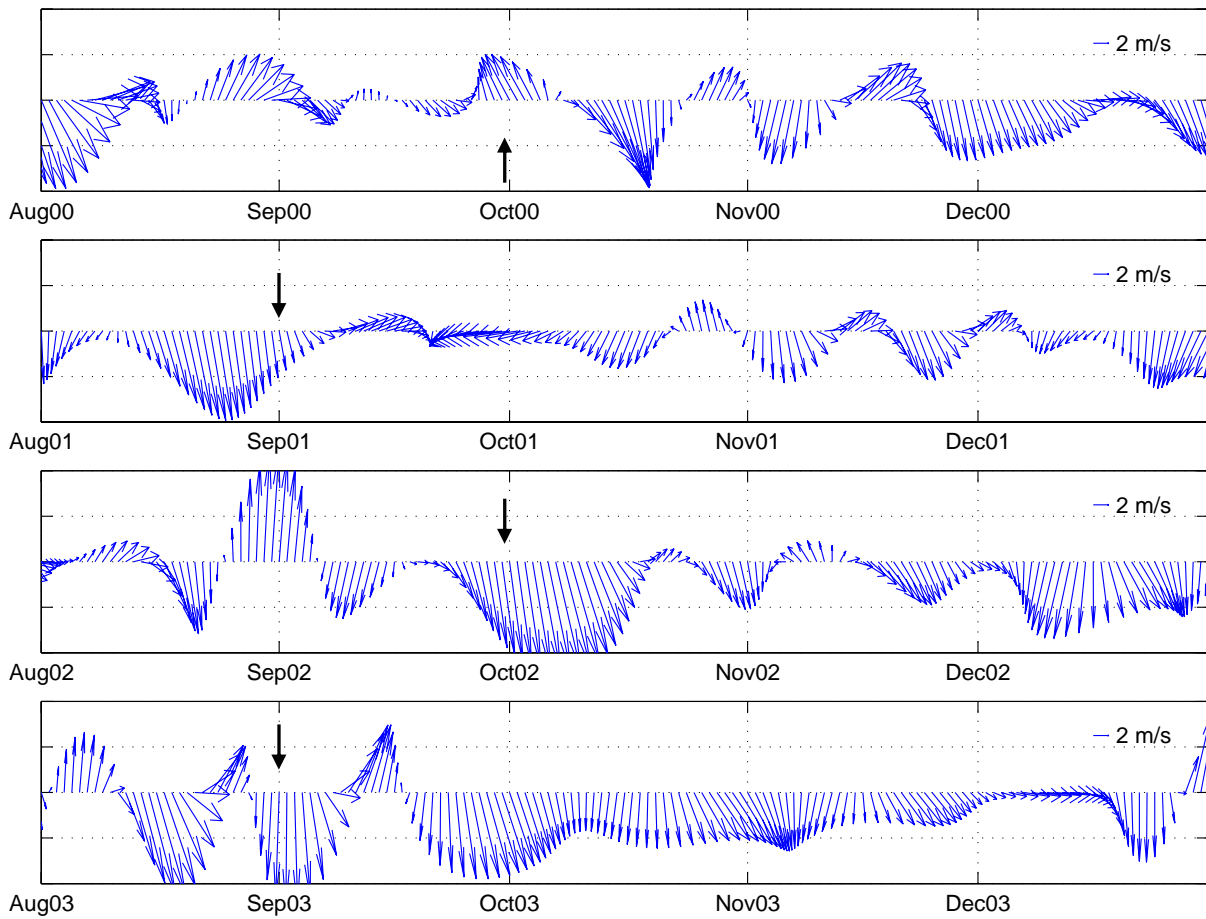


Figure 10: time series of the QuickScat wind speed data averaged on a one degree box side centered at 40.25°S , 56.73°W , i.e. in the northern part of the PSB region. Only the August-December period of the 2000-2003 time series is shown. Data are low pass filtered with a cut-off frequency of 15 days. Solid black arrows indicate the date on which the first strong spring chl-*a* bloom of the year happens.

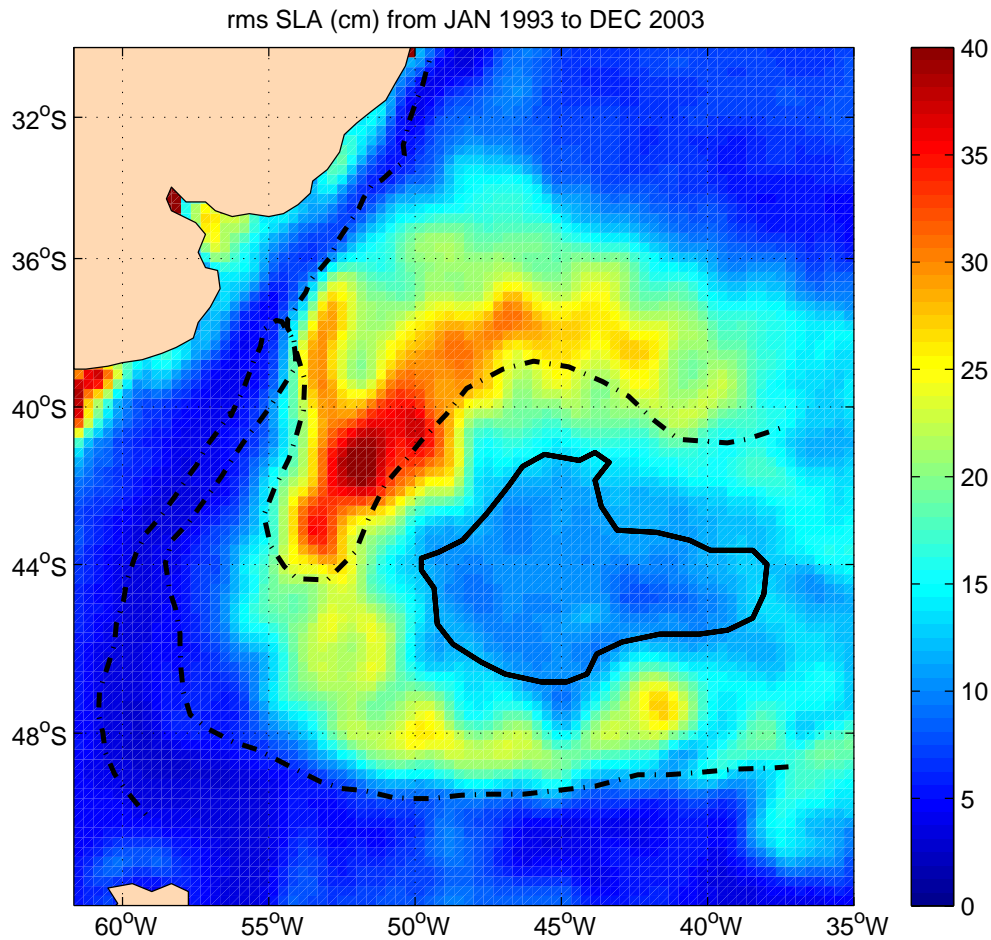


Figure 11: root mean square of Sea Level Anomaly (SLA) in cm from January 1993 to December 2003. Dash-dot lines are mean positions of BCF and SAF (as in Figure 1). Solid black line is the contour of the Zapiola Rise region (as in Figure 3b). SLA maps were obtained from a complete reprocessing of TOPEX/POSEIDON, ERS-1/2 and JASON data. Data are 7 days interpolated in time in a grid of $1/3^\circ$ of spatial resolution. The anomaly is calculated relative to the mean of the first seven years. Altimeter products were produced by Ssalto/Duacs as part of the Environment and Climate EU Enact project (EVK2-CT2001-00117) and distributed by AVISO, with support from CNES.

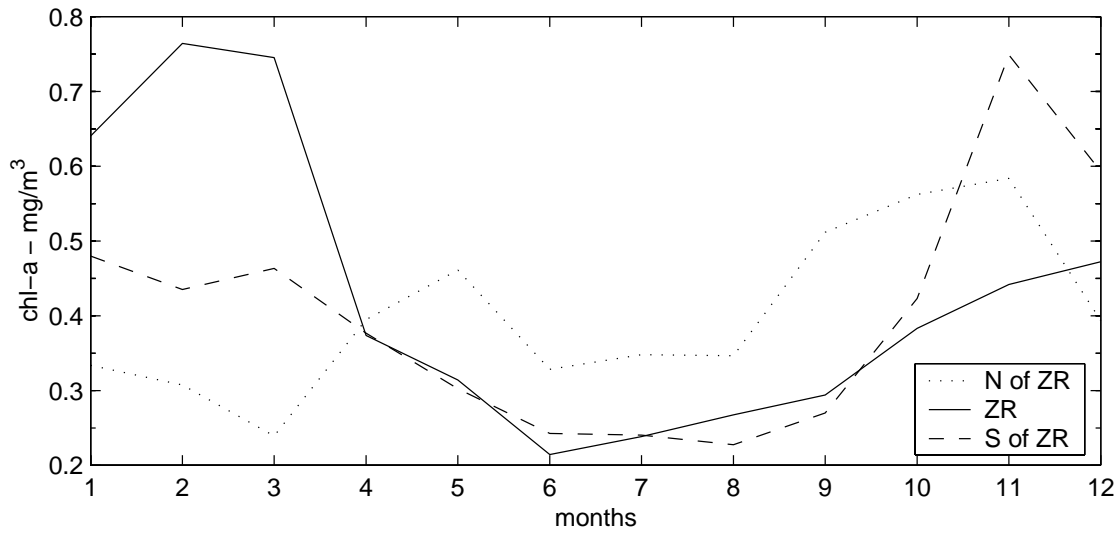


Figure 12: Chl-*a* time series north (dotted line), south (dash-dotted line) and over (solid line) the Zapiola Rise. The precise location of the points where time series are extracted, is indicated on Figure 3b. Each value in the time series is the mean within a box of ~30km side in the monthly climatology.

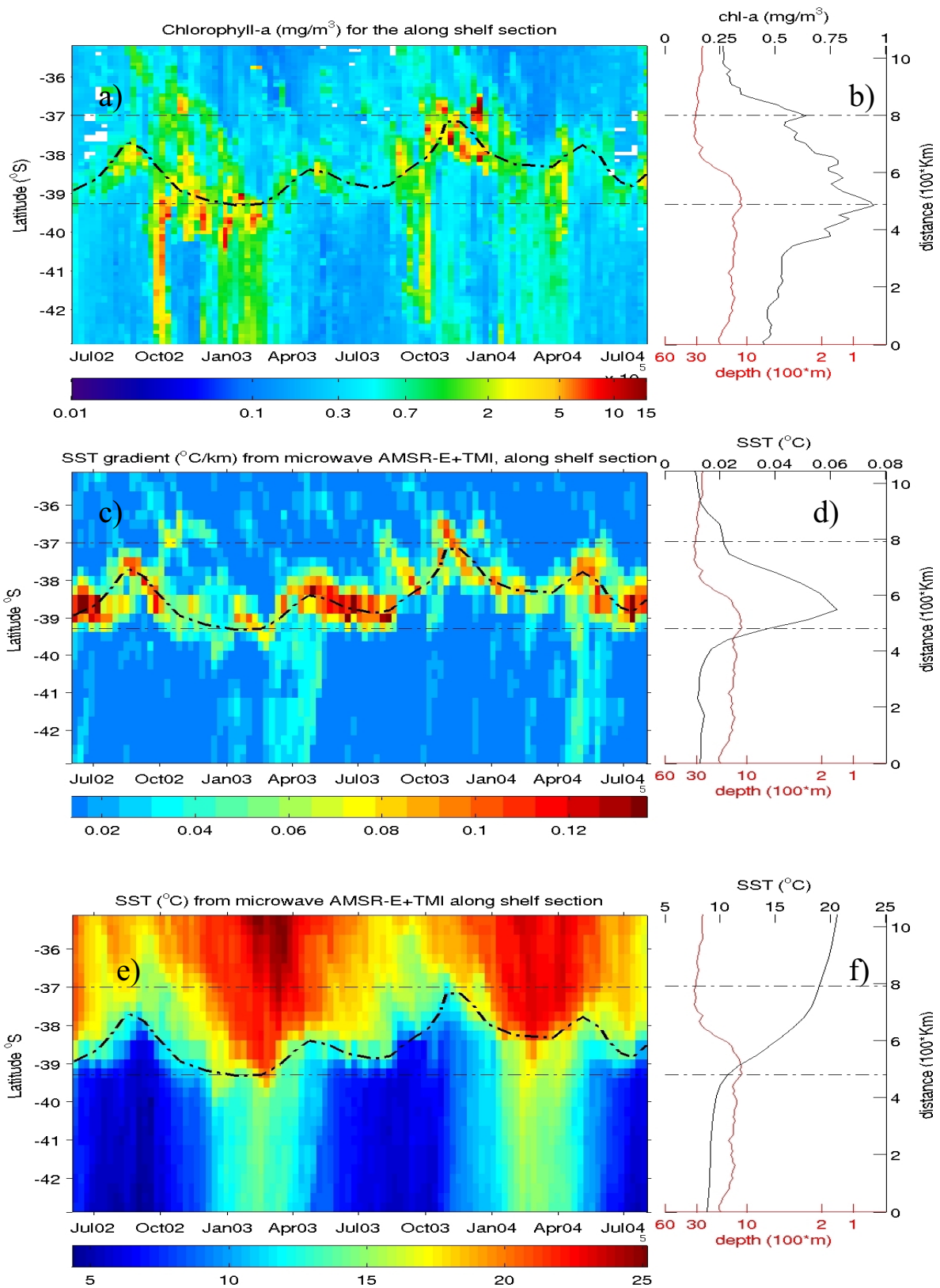


Figure 13: Chl-*a* (a, mg/m^3), SST gradient (c, $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) and SST (e, $^{\circ}\text{C}$) versus time for the along-shelf section. The position of the section is indicated in Figure 1. The bathymetry and the time average of the chl-*a* (b), SST gradient (d) and SST (f) along the section are indicated in the plots at the right of space-time figures. Chl-*a* local maxima detected

in (b) are indicated with dash-dot lines and reported in the SST and SST gradient sections. SST gradient meridional maxima detected in (c) are indicated with a dash-dot bold line, and reported in the SST and chl-a sections.

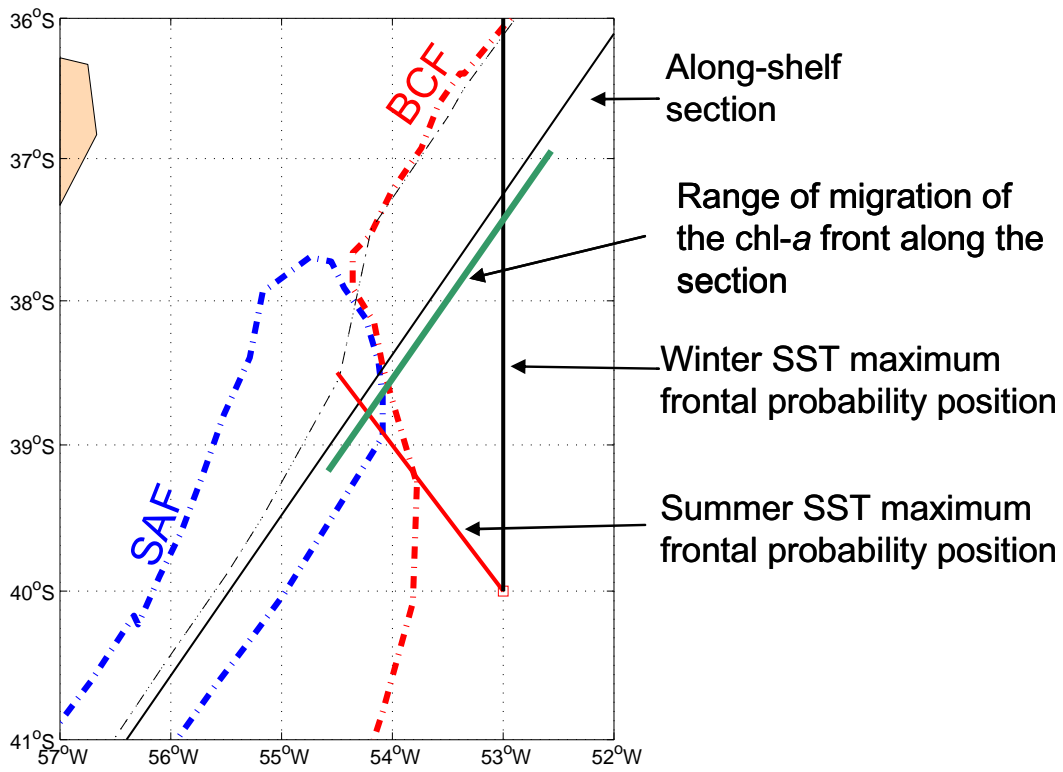


Figure 14: Schematic positions of the surface fronts in the BM collision region. Summer and winter frontal probability positions of the BCF and SAF are from Saraceno et al. (2004). The dash-dotted line is the 1000m isobath. The green segment is the range of migration of the chl-*a* front along the along-shelf section (thin black line). We refer in the figure to the chl-*a* maximum along the section as the chl-*a* front.

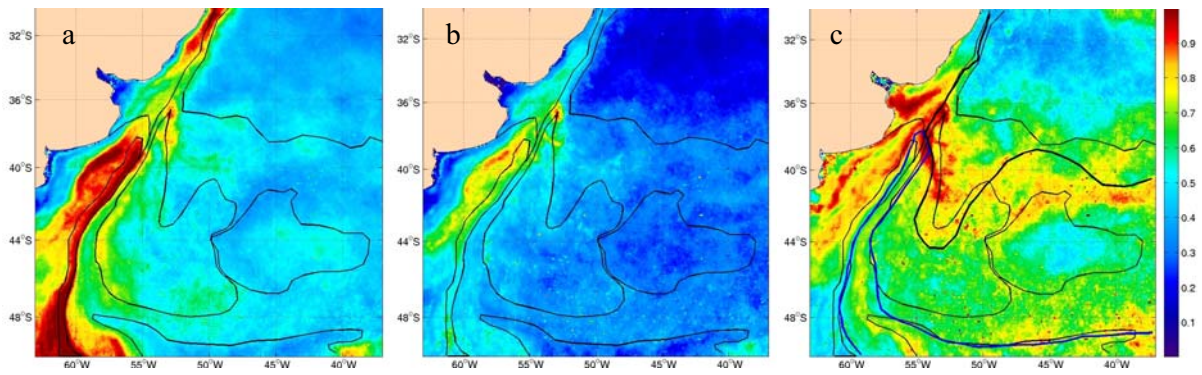


Figure 15: a) monthly chl-a standard deviation, b) interannual chl-a standard variability -see formula in the text and c) ratio of interannual and monthly standard deviation ($c=b/a$). Log of monthly means was considered because attenuate the contrast between the higher and lower values. Units in a) and b) are $\log(\text{mg}/\text{m}^3)$. The three fields are scaled between 0 and 1. Thin black lines are contours of the biophysical regions defined in Figure 3. Bold lines in c) are the SAF (blue) and BCF (black) as described in Figure 1.

Chapitre 4

Identification de régions biophysiques à l'aide d'un réseaux de neurones : application à l'Atlantique Sud-Ouest

Chapitre 4 : Identification de régions biophysiques à l'aide d'un réseaux de neurones : application à l'Atlantique Sud-Ouest

4.1 Introduction

Dans le chapitre 3, une méthode simple basée sur les histogrammes des moyennes de chlorophylle, SST et gradient de SST a été développée et appliquée pour identifier les provinces biophysiques. La méthode des histogrammes a permis d'identifier trois nouvelles régions par rapport aux provinces biogéochimiques de *Longhurst* [1998] : le talus de Patagonie, l'overshoot du BC et l'élévation du Zapiola. Néanmoins, la méthode des histogrammes présente un important degré de subjectivité au moment de la synthèse des limites obtenues à partir de chaque histogramme.

Dans ce chapitre, une méthode objective de classification non supervisée est utilisée. La méthode est basée sur une version probabiliste de l'algorithme auto-organisateur de cartes de Kohonen [*Anouar et al.*, 1998] et d'une classification hiérarchique ascendante. Cette méthode permet d'obtenir le nombre optimal de classes (qui seront interprétées comme les régions biophysiques) ainsi que leur distribution spatiale (i.e. les limites entre les régions).

La méthode est appliquée d'abord aux moyennes sur toute la période considérée de chlorophylle, SST et gradient de SST et ensuite, aux climatologies mensuelles des mêmes variables. La première application ajoute quatre nouvelles régions par rapport aux huit régions obtenues avec la méthode des histogrammes. La deuxième application (aux climatologies mensuelles) fournit huit classes, qui ne sont pas présentes tous les mois et représentent ainsi une partition dynamique (dans le temps et dans l'espace) des régions biophysiques.

4.2 Article: Biophysical Regions identification using an artificial neuronal network: a case study in the South Western Atlantic, submitted to ASR

Authors: Martin Saraceno, Christine Provost, Mustapha Lebbah

Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC), UMR 7617 CNRS/IRD-UPMC-MNHN, Institut Pierre Simon Laplace, Université Pierre et Marie Curie - Tour 45, Etage 5, Boite 100, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex 05. France.

Article soumis à Advances in Space Research

Biophysical Regions identification using an artificial neuronal network: a case study in the South Western Atlantic

Authors: Martin Saraceno, Christine Provost, Mustapha Lebbah

Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC), UMR 7617 CNRS/IRD-UPMC-MNHN, Institut Pierre Simon Laplace, Université Pierre et Marie Curie - Tour 45, Etage 5, Boite 100, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex 05. France.

Keywords: Biophysical regions, South Western Atlantic, Self-Organizing map

Abstract

A classification method based on artificial neuronal network is used to identify biophysical regions in the South Western Atlantic (SWA). The method comprises a probabilistic version of the Kohonen's self-organizing map (PRSOM) and a Hierarchical Ascending Clustering algorithm. It objectively defines the optimal number of classes and the class boundaries. The method is applied to ocean surface data provided by satellite: chlorophyll-a, sea surface temperature and sea surface temperature gradient, first to means and then, in an attempt to examine seasonal variations, to monthly climatologies.

1. Introduction

Oceanic provinces provide a useful framework for describing the mechanisms controlling biological, physical and chemical processes and their interaction. The use of provinces for assessing marine primary production was saliently exemplified by Longhurst et al (1995). The South Western Atlantic (SWA) presents a wide variety of biomes, which makes this part of the ocean prone for the regional classification. Several attempts have been made to develop objective methodologies to define oceanic biophysical provinces.

Longhurst (1998, hereafter L98) determines Provinces in the world ocean (Figure 1) considering several databases: chlorophyll fields obtained from the Coastal Zone Color Scanner sensor, global climatologies of mixed layer depth, Brunt-Väisälä frequency, Rossby internal radius of deformation, photic depth and surface nutrient concentrations. In the SWA, L98 classification leads to five regions (Figure 1): the Southwest Atlantic Shelves Province (FKLD) and Brazil Current Coastal Province (BRAZ) are limited by the 2000m isobath to the east and are separated by the confluence between the Brazil and Malvinas currents; the South Atlantic Gyral Province (SATL) comprises the South Atlantic anticyclonic circulation; the Subantarctic Water Ring Province (SANT) is only partly represented in the southern part of the SWA and the South Subtropical Convergence (SSTC) Province represents the region with the larger area in the SWA.

L98 regional partitioning is made on a global scale with global criteria and therefore leads to a large-scale smoothing. An investigator interested in a smaller but nevertheless large scale regions can not easily use L98 method with higher resolution data. In an attempt to avoid extremely smoothing of the physical fields as in L98, Hooke et al (2000) developed a method based on hydrographic data. They consider changes in near-surface density for objectively identify oceanic provinces. Extending the results obtained from several cruises to two-dimensional map of the Atlantic Ocean, Hooker et al (2000) find five Provinces that merely coincide with L98 results in the SWA. However, several areas of the ocean are not classified, mainly regions far from the ship tracks (Hooker et al., 2000).

Satellite data provide a complete cover of the ocean. Gonzalez-Silvera et al (2004) applied a Principal Component Analysis (PCA) to satellite ocean color images from CZCS to define biogeographical regions. They find fourteen regions in the tropical and sub-tropical Atlantic Ocean. Their results improve the description of L98 Provinces and Hooker et al (2000) since they can distinguish coastal regions associated to upwelling or river outflows along the South American coast. However the results present major differences with L98 in the open ocean, and have regions not belonging to any class.

Saraceno et al. (2005, hereafter S05) applied a simple classification methodology based on histograms mean fields of satellite retrieved Sea Surface Temperature (SST), SST gradient and chlorophyll-a (chl-a). They find a good correspondence with L98 Provinces and identified three new regions in the

SWA: the Patagonian Shelf Break (PSB), Zapiola Rise and Overshoot regions (Figure 1). However, the methodology used by S05 lacks objectivity at the stage of summarizing the information from the various histograms to establish the biophysical regions.

We propose here to use a method based on artificial neuronal network to classify biophysical regions using satellite data. The use of artificial neuronal network in geosciences has been increasing over the past 10 years. Neuronal network are used in applications that include cloud identification (Lee et al., 1990), biomass estimation from microwave imagery (Jin and Liu, 1997) or climate variability (Cavazos, 1999, 2000) among others. In particular, the self-organizing map (SOM) is a useful neuronal network tool for classification and pattern recognition, also known as Kohonen map (Kohonen 1990, 1995). SOM achieves a non-linear mapping of the feature space (Kraaijeveld et al., 1995) to be used to reduce the dimension of the data input. The SOM non-linear mapping has advantages over linear methodologies as Principal Component Analysis (PCA). If the data distribution on a two dimensional space has a correlation close to zero, one may find difficulty in using PCA to perform a suitable data mapping. Instead, by using a SOM, the resulting weights will be adjusted in such a way as to match the shape of the data distribution. Kohonen (1995) shows that the SOM algorithm represents most faithfully those dimensions of the input variables along which the variance in the sequence of inputs is most pronounced. This will often correspond to the most important features of the input variables. The method used here is a probabilistic version of the Kohonen's self-organizing map (PRSOM, Anouar et al., 1998) combined with a Hierarchical Ascending Classification (HAC, Jain and Dubes, 1988). The method is applied to satellite SST, SST gradient and color images in the SWA. It provides an unsupervised classification of the input data. The number of classes and the boundaries of the classes are objectively defined. After illustrate its potential on the means fields of the data, the method is applied to monthly climatologies in an attempt to describe seasonal variations of the classes.

The article is organized as follows: the prominent features of the SWA, the data and a brief description of the neuronal network used are presented in Section 2. A more complete description of the PRSOM and of the Hierarchical Ascending Classification algorithms is provided in the annex. The classifications obtained using mean values and monthly climatologies are presented and compared with biophysical regions described in previous works in Section 3. Results are summarized and discussed in Section 4.

2. South Western Atlantic, data and methods

2.1 South Western Atlantic

The SWA most prominent feature is the Brazil-Malvinas (hereafter B/M) Current Confluence, one of the most energetic eddy regions of the world ocean (Chelton et al., 1990) (Figure 1). The confluence

is formed by the collision between the Malvinas Current (MC) and the Brazil Current (BC) approximately at 38°S. The MC is part of the northern branch of the Antarctic Circumpolar Current that carries cold, high nutrient and relatively fresh Subantarctic waters equatorward along the western edge of the Argentine Basin. The BC flows poleward along the continental margin of South America. The BC carries warm, low nutrient and salty water. The BC and MC are bounded by the Brazil Current Front (BCF) and the Subantarctic Front (SAF), respectively (Figure 1). The position of the fronts is strongly controlled by the bottom topography (Saraceno et al, 2004). The BCF and the western branch of the SAF in the SWA are located along the 300m isobath. The eastern part of the SAF, when it separates from the continental margin at the Confluence region, closely follows the 3000m isobath. After its collision with the MC, the BC flows southward and, at about 44°S, returns to the NE. This path is commonly referred to as the overshoot of the Brazil Current.

2.2 Satellite data

We use six years (January 1998-December 2003) of Sea-viewing Wide Field of View Sensor (SeaWiFS) images and ten years (January 1986-December 1995) of SST derived from Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) to objectively establish the biophysical provinces in the SWA. An SST gradient image is calculated for each SST image, preserving the SST spatial resolution (about 4 km). SST gradient magnitude fields are produced using a Prewitt operator (Russ, 2002) using a window of 7x7 pixels (30x30 km). This box size retains the large and mesoscale frontal features with an acceptable amount of noise (Saraceno et al. 2004). Monthly climatologies and means of the SST, SST gradient and chl-a data sets are then produced.

Phytoplankton pigment concentrations are obtained from eight-day composite SeaWiFS products of level 3 binned data, generated and distributed by the NASA Goddard Space Flight Center (GSFC) Distributed Active Archive Center (DAAC) with reprocessing 4 (<http://daac.gsfc.nasa.gov/data/dataset/SEAWIFS/>). The bins correspond to approximately 9x9 km grid cells.

Satellite-derived SST observations are obtained from the AVHRR onboard NOAA-N polar orbital satellites (NOAA-7 to NOAA-13 in the present case). Each image is a 5-day composite with approximately a 4x4 km resolution. The data processing, including cloud detection and 5-day compositing, was performed at the Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami (RSMAS) and is described in Olson et al. (1988). The 5-day compositing reduces the effect of cloud coverage and the likelihood of negative biases due to cloud contamination (Podestá et al., 1991).

2.3 Classification method

The objective of the classification method is to synthesize the most important features of the three fields (SST, SST gradient and chl-a) in a two-dimensional matrix. Pixels in the resulting matrix are clustered into few classes. The methodology can be summarized in the following steps (Figure 2):

- data to be analyzed are arranged onto a single input matrix,
- PRSOM is used to cluster the input matrix into N cells (classes),
- HAC is used to reduce the number of classes,
- the interclass inertia is considered to choose the number of classes retained in the HAC.

2.3.1 Input matrix

Each field is independently normalized and spatially averaged in a 35x35 km cell grid. The three normalized fields are arranged in a single input matrix (or learning database).

2.3.2 SOM and PRSOM

The self organization map (SOM) introduced by Kohonen (Kohonen, 1995) has been used for visualization and clustering high-dimensional patterns. Visualization as proposed on SOM methods uses deformable discrete lattice to translate data similarities into special relationships. A large variety of related algorithms have been derived from the first SOM model (Kohonen, 1995) which differ from one another but share the same idea of introducing topological order between the different clusters. In the following we introduce the PRobabilistic Self Organizing Map (PRSOM) which uses probabilistic formalism (Anouar et al., 1998). This algorithm approximates the density distribution of the data with a mixture of normal distributions. At the end of the learning phase, the probability density of data estimated by PRSOM map can be used as an accurate classifier.

As the standard self organizing map (SOM), PRSOM consists of a discrete topology defined by an undirected graph noted (C) . Usually this graph is a regular grid in one or two dimensions with N cells. For each pair of cells (c,r) on the grid, the distance $\delta(c,r)$ is defined as being the shortest path between c and r on the graph. This discrete distance defines a neighborhood with positive kernel function $K^T(\delta)$ parameterized by T defined as:

$$K^T(\delta) = \exp(-0.5\delta/T)$$

in which the parameter T controls the neighborhood size of each cell c .

Let $A = \{z_i, i=1..N\}$ the learning data set where $z_i \in R^n$ ($z = (z^1 \dots \dots z^n)$). As for standard SOM algorithm, PRSOM defines a mapping from C to A . where a cell c is associated to its referent vector

$w_c=(w^1 \dots\dots w^n)$ in R^n . At the end of the learning algorithm two neighboring cells on the map have close referent vector in the Euclidian space R^n . In contrast to SOM which provides a referent vector to each cell c , PRSOM is a probabilistic model which associates a spherical Gaussian density function f_c to each cell c . This density function is defined by its mean (referent vector) and its covariance matrix which is the diagonal matrix defined by $\Sigma=\sigma_c^2I$, where σ is the standard deviation and I the identity matrix. As in the Kohonen algorithm for SOM, PRSOM makes use of neighborhood system which size, controlled by T , is decreased from an initial value T_{max} to T_{min} . At the end of the learning phase the map provides the topological order. The partitions provided by PRSOM are different from those provided by SOM which use Euclidian distance.

The selection of number of cells is arbitrary and can be determined by experimentation with the data and knowledge of the phenomena analyzed. Here, the PRSOM map was trained using the global database and a 2-D map of 10x10 cells with T_{max} and T_{min} being 3 and 1 respectively which results, as will be described in the next section, in an accurate representation of the main characteristics of the input dataset. Thus, the dataset is partitioned into 100 subsets (classes) which correspond to a map of 10x10 cells. Each observation of the database is composed of three variables ($z \in R^3$): SST, SST gradient and chl-a concentration.

2.3.3 Hierarchic Ascending Classification (HAC)

The HAC proceeds by successive aggregations of cells reducing by one the number of the preceding cells. It is based on the following principle:

1. Find the two closest clusters according some dissimilarity.
2. Agglomerate them to form a new cluster.

The routine is repeated until obtaining the number of clusters desired. In our case, the first iteration considers the partition resulted from PRSOM (one hundred classes). The following iterations require to define a measure of dissimilarity between the merged clusters and all other clusters. There are many ways to do so. The most widely considered rule for merging clusters is the method proposed by Ward (Ripley, 1996). This method measures the cluster dissimilarity using a weighted squared distance between two clusters. This distance minimizes the intraclass inertia and maximizes the interclass inertia. The intraclass inertia is the sum over all classes of the observation dispersion within each class and the interclass inertia is a measure of class dispersions, i.e. the mean of the squared distances of the class centres to the global gravity centre (Saporta, 1990).

2.3.4 Selection of the number of classes to be retained

To choose the number of classes to be retained during the HAC, we consider the interclass inertia. The Ward criteria used in the HAC implies that to a lower class number correspond a lower interclass inertia. Similarly, the lower is the difference in the interclass inertia between consecutive levels (e.g. between class 5 and class 6), the smaller is the difference between classes (i.e. classes are not significantly different). Thus, we choose the lower number of classes from which differences in the interclass inertia between consecutive levels are almost zero.

3. Results

3.1 Classification of mean fields

The main patterns of the SWA summarized above (Section 2.1) and other important characteristics are visible in the mean chl-a, SST and SST gradient fields (Figure 3). The mean chl-a field (Figure 3a) exhibits a strong contrast between the shelf and the open ocean. The highest values of chl-a are localized in the estuary of the La Plata river and along the coast of Uruguay and south of Brazil (Figure 1 and Figure 3a). The PSB region is characterized by very high chl-a values, higher than the values over the shelf (Figure 3a). High chl-a values are distributed along the overshoot region, partly coinciding with high SST gradients (Figure 3a). The MC is identified by a local minimum in chl-a while the lowest chl-a values correspond to the SATL Province (Figure 1 and Figure 3a). The SST mean field (Figure 3b) shows in general decreasing values with increasing latitude, exceptions correspond to the presence of the southward BC and the northward MC (Figure 1). The cold tongue between the PSB front and the Malvinas Return front (Saraceno et al, 2004) reveals the MC. The BC is identified by warmer temperatures along the Brazilian shelf-break. The SST gradient mean field (Figure 3c) shows the average paths of the main fronts in the SWA: SAF and BCF (see Figure 1). The amplitude of the SST gradient is not homogeneous along the fronts, reflecting the high spatial and temporal variability of the thermal fronts in the region. For example, an instantaneous image (not shown) exhibits the highest SST gradient values in the B/M collision region (at about 38°S) while the highest values are present at the Brazilian shelf-break in the mean image: this reflects the important spatio-temporal variability of the confluence region. The Zapiola Rise region corresponds to relative low SST gradients values year round (Saraceno et al., 2004).

The results obtained considering the three mean input fields and retaining four and five classes in the HAC are shown in Figure 4. Each class corresponds to an homogeneous region. Pixels belonging to the same class are packed together, not randomly distributed rather well organized and contiguous. Considering four classes in the HAC (Figure 4a), a basic fundamental division is obtained that merely coincide with L98 Provinces. The continental shelf is separated from the open ocean, corresponding to the FKLD and BRAZ L98 Provinces. The open ocean is divided meridionally into 3 regions that

basically correspond, respectively from north to south, to (i) SATL, (ii) northern part of SSTC and (iii) southern part of SSTC and SANT L98 Provinces in the SWA.

Means and standard deviations of the pixels corresponding to each class of the three input variables when four and five classes are retained in the HAC are presented in Figure 5. In four and five class cases, mean values for the three variables are different for each class and higher than the standard deviations, indicating that each class represents a different and homogeneous region. Regions corresponding to classes one to three in both classifications are the same. The region associated to the fourth class (dark blue values, Figure 4a) splits into two different regions (blue and dark blue values, Figure 4b) when five classes are retained in the HAC. Classes four and five of Figure 4b and class four of Figure 4a have very different SST mean gradient values, whereas chl-a and SST mean values are similar. Classes four and five in the five class classification are more homogeneous (i.e. present lower standard deviation values) than class four in the four class classification. Thus, the higher is the number of classes retained during the hierarchical classification, the higher is the number of details observed and the higher is the homogeneity in each class. However, the risk of losing the common characteristics that allows a simple interpretation by synthesizing the data set also increases with the number of classes.

To choose the number of classes we consider the interclass inertia (Section 2.3). Figure 6 shows that the interclass inertia converges to 0.4 when more than 50 classes are considered. This limit explains 100% of the interclass inertia dispersion between classes. Considering 12 classes, 90.4% of the dispersion is explained and the interclass inertia difference between consecutive levels is nearly zero (Figure 6). Thus, in the following we retain 12 classes during the HAC and compare the 12 class classification to previous results.

Figure 7 presents the 12 class classification superimposed onto the biophysical regions established with the same data using a completely different and independent (histogram based) methodology (S05). The 12 classes are compact regions and summarize the main characteristics of the three mean input fields considered. Table 1 presents the correspondence between the regions established in this study and by S05. In general, there is a good agreement.

Class 1 corresponds to the northern part of the SSTC region (S05). The southern limit of the region is at about 42°S, matching the northern limit of the Zapiola Rise and Overshoot regions (Figure 7).

Class 1 presents intermediate chl-a and high SST and SST gradient values (Figure 8). The variability of the BCF is probably responsible for the observed chl-a values.

Class 2 corresponds to an intermediate region between SSTC and SATL regions. It presents high SST and SST gradient values and low chl-a values (Figure 8).

Class 3 roughly coincides with the SATL region (S05). The southern limit is about one degree to the north relative to the boundary established by S05 (Figure 7). The class has the lowest chl-a concentrations and the highest SST of the twelve classes (Figure 8).

Class 4 corresponds to the BRAZ region (S05). The class presents the highest mean values in chl-a (3.78 mg/m^3). They are associated to the outflow of the Rio de la Plata. Mean SST values are high while mean SST gradient are low.

Class 5 corresponds to the SANT (L98) Province. The class exhibits low chl-a and SST values and is characterized by high SST gradient values (Figure 8) which are associated to the strong eddy activity present in the region (S05). On average, the region extends two degrees to the north in comparison to the northern limit established by S05 for the same region (Figure 7).

Class 6 corresponds to the eastern part of the Overshoot region (S05). The region has high SST gradient and intermediate SST and chl-a values (Figure 8). The intermediate chl-a values are probably due to the advection of chl-a by eddies. In the region, eddies are shed by the BC with a frequency of approximately eight per year (Lentini et al., 2002).

Class 7 is divided into two geographically separated regions characterized by low SST gradient means and intermediate SST and chl-a means (Figure 8). The western part (region 7b) corresponds to the western part of the Overshoot region of S05. S05 noticed that the area corresponding to region 7b have common characteristics with the Zapiola Rise (low SST gradient values) although they could not separate the region from the Overshoot region with their methodology. The eastern part (region 7a) corresponds to the Zapiola Rise region (S05). Region 7a extends more to the east than in S05.

Class 8 corresponds to the area where the Malvinas and Brazil currents collide. The strong thermal front is responsible for the high SST gradient values (Figure 8). Chl-a presents intermediate values (Figure 8). Using simultaneous high resolution MODIS SST and color data, Barre et al. (2005) suggest that most of the high values present during the year is entrained from the shelf. The class presents high SST values.

Class 9 corresponds to the Patagonian Shelf, without considering the PSB region. The class is characterized by high chl-a values and low SST gradient values.

Class 10 corresponds to the entrance of the MC in the SWA. The class is characterized by the lowest SST values among the 12 classes. The region presents also low SST gradient and chl-a concentrations. Even if the MC is rich in nutrients, it corresponds to a zonal minimum in chl-a. The water column does not offer the necessary stability conditions to the development of the chl-a: basically there is no stratification, except in summer when a sharp seasonal thermocline develops in the upper 20 m (Provost et al., 1996).

Class 11 corresponds to the northern part of the PSB region (S05). The high chl-a and SST gradient values correspond to the shelf-break front and its rich biological activity. SST mean values are intermediate.

Class 12 corresponds to the southern part of the PSB, where lower SST, SST gradient and chl-a values in comparison to the northern part of the PSB are present.

In summary, the present classification distinguishes four more regions than S05: a transition region between SATL and SSTC (class 2), the B/M collision region (class 8), the southern part of the PSB region (class 12) and the entrance of the MC in the SWA (class 10). S05 had noticed more heterogeneity in some of their regions but could not objectively decide neither the number of classes to retain nor the precise location of the boundaries between the regions. The method applied here determines objectively the number of classes to be retained (interclass inertia criterion) and the location of the physical boundaries between classes.

3.2 Classification with monthly climatologies

We apply the PRSOM and HAC algorithms as described above to the ensemble of monthly climatologies of SST, SST gradient and chl-a in an attempt to describe seasonal variations of the provinces. We also use the same criterion to choose the number of classes, i.e. the lower number of classes from which differences between consecutive interclass levels are almost zero. Eight classes are thus retained, which explain 85.9% of the interclass inertia dispersion between classes (Figure 9). Monthly climatologies every other month and the corresponding 8 class case are shown in Figure 10.

The mean and std values for each of the 8 classes are reported in Table 3 and Figure 11. The eight classes present a high degree of homogeneity in SST and SST gradient. Classes 1 to 6 are also homogeneous in chl-a concentrations with values no higher than 0.6 mg/m^3 . Chl-a concentrations for class 7 and 8 are not homogeneous and have mean values of 2 and 2.8 mg/m^3 respectively, representing the regions with the highest chl-a values. As described below, classes 7 and 8 mostly occupy coastal shelf regions where chl-a values present a high degree of spatial variability.

The classification has been realized considering all the monthly climatologies together, thus it provides information of which areas of the SWA have common properties in SST, SST gradient and chl-a for each month of the year. Thus, it is possible to observe which classes are present each month. A description of the space-time distribution of the eight classes through the year (Figure 10) is given below.

Class 1 has the lowest chl-a and SST gradient values and the highest SST among the eight regions considered. The respective values are typical of the SATL region. Class 1 is present in the northern part of the SWA from December to May.

Classes 2 and 3 respectively occupy meridional regions just to the south of class 1. Because they approach the BCF and extend southward, they have respectively higher SST gradient and chl-a values and lower SST magnitudes. From October to May, class 3 mostly occupies the Overshoot region. From January to March class 3 occupies a region corresponding to the PSB front and the MRF. From June to September, class 2 remains between the northern part of the SSTC region and the southern part of the SATL region.

Class 4 has high chl-a values and intermediate SST and SST gradient values. From November to May class 3 occupies the Overshoot region. From January to May it fills the region corresponding to the Zapiola Rise and in December, April and May, to the Patagonian shelf. From June to October, class 4 occupies small areas pertaining to the northern part of the SSTC region.

Class 5 is characterized by the lowest SST values (among the 8 classes) and relative low SST gradient and chl-a values. From January to March it occupies the southern part of the domain, thus corresponding to the SANT region (that is south of the SAF). From April to December, class 5 corresponds to the MC and the Zapiola Rise region. In austral winter months (from July to September) it is the class that covers the largest area in the SWA.

Class 6 has low chl-a and SST values but high SST gradient amplitudes. These values are present year round in the south of the domain, corresponding to the northern part of the SANT region (or to region 5 in the description given in Section 3.3). From March to May, class 6 represents the Malvinas Return Front and the B/M collision region; from May to October it corresponds mostly to the B/M collision and Overshoot regions.

The near-shore continental shelf coincides with class 7 from December to April and with class 8 from May to October. In November class 4, 7 and 8 share the near shore region.

Mean values corresponding to class 8 (Table 3) represent the MC from December to March and shelf waters during the rest of the year.

The eight classes suggested by the interclass criterion are not present year round (Figure 10). In austral winter months (July to September), only five classes are present (Figure 10). This corresponds to the fact that spatial patterns in austral winter are more homogeneous than during the other months of the year. Conversely, the monthly classification shows that not all areas corresponding to the biophysical regions as defined using the means fields are present year round. It is then possible to estimate how representative are the regions found with the mean fields compared to regions established with monthly climatologies. In fact, only the Zapiola Rise and the PSB regions are not present all year round: Zapiola Rise is present from June to December and PSB from December to March. The other regions are always present, although their shapes (border limits) and characteristics (as represented by the different classes) vary throughout the year.

4. Summary and discussion

We have applied a method based on artificial neuronal network to classify biophysical regions using satellite data. The method provides an unsupervised classification which is fully objective and quite easy to apply. The number of classes and the boundaries of the classes are objectively determined. Further, results do not present regions without being classified and allow the use of high resolution data.

Results on means are convincing. The classes obtained show to be sensible to the major characteristics of the SWA, i.e. circulation patterns and frontal positions. Retaining twelve classes provide a precise representation of the biophysical regions in the SWA. The eight regions recognized by S05 are identified, as well as four new regions which provide a more accurate description of the SWA. All classes are homogeneous (i.e present a low ratio between standard deviation and mean).

Results on monthly means define eight classes. The classification obtained shows a realistic representation of the monthly climatologies (Figure 10). The eight classes are not present each month: in austral winter, input patterns are more homogeneous than in other seasons and only five classes are sufficient to represent surface winter structures in the SWA.

So far, we have only used surface data with two sources of satellite data (SST and color). Results could be improved considering more input fields, provided that the new input fields are relevant to establish biophysical regions. We have considered the root mean square (rms) of sea level anomaly as an additional input for the average case and for the monthly climatologies case. The rms of the sea level anomaly is a good indicator of the mesoscale activity in the ocean. The additional input field further evidences the Zapiola Rise region but does not significantly modify the classification obtained (not shown). In the monthly mean case, the Zapiola Rise region is present all the year round. Data from in situ observations provide information on the vertical structure of the ocean and can also be introduced using the same method. For example, the mixed layer depth provides useful information on the stratification; its inclusion could be considered to improve the classification.

Acknowledgements

A. Chazottes helped us with the PRSOM and HAC programs. MS is supported by a fellowship from Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Argentina). CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) is thanked for its continuous support.

References

- Anouar, F., Badran, F., Thiria, S. Probabilistic self-organizing map and radial basis function networks. *Neurocomputing*, 20, 83-96, 1998.
- Barre, N., Provost, C., Saraceno, M. Spatial and temporal scales of the Brazil-Malvinas Confluence region documented by MODIS high resolution simultaneous SST and color images. submitted to *Advances in Space Research*, 2005.
- Cavazos, T. Large-scale circulation anomalies conducive to extreme events and simulation of daily precipitation in northeastern Mexico and southeastern Texas. *Journal of Climate*, 12, 1506-1523, 1999.
- Cavazos, T. 2000. Using self-organizing maps to investigate extreme climate events: An application to wintertime precipitation in the Balkans. *Journal of Climate*, 13, 1718-1732, 2000.
- Chelton, D.B., Schlax, M.G., Witter, D.L., Richman, J. G. GEOSAT altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, 95 (C), 17,877-17,903, 1990.
- Gonzalez-Silvera, A., Santamaria-del-Angel, E., Garcia, V.M.T., Garcia, C.A.E.C.A.E., Millan-Nunez R., Muller-Karger F. Biogeographical regions of the tropical and subtropical Atlantic Ocean off South America: classification based on pigment (CZCS) and chlorophyll-a (SeaWiFS) variability. *Continental Shelf Research*, 24 (9), 983-1000, 2004.
- Hooker, S.B., Rees, N.W., Aiken, J. An objective methodology for identifying oceanic provinces. *Prog. in Oceanography*, 45, 313-338, 2000.
- Jain A. K., Dubes, R.C. *Algorithms for Clustering Data*. Prentice Hall, 1988.
- Jin, Y. Q., Liu, C. Biomass retrieval from high dimension active-passive remote sensing by using an artificial neuronal network. *International Journal of Remote Sensing* 18, 971-9, 1997.
- Kohonen, T. The Self-Organizing Map. *Proc. IEEE*, 78, 1464-1480, 1990.
- Kohonen, T. *Self-Organizing Maps*. Vol. 30. Springer series in Information Sciences, Springer-Verlag,, Berlin, Heidelberg, New York, 1995.
- Kraaijveld, M.A., Mao J., Jain, A.K. A nonlinear projection method based on Kohonen's topology preserving maps. *IEEE transactions on Neuronal Networks* 6, 548-558, 1995.
- Lee, J., Weger, R. C., Sengupta, S. K., Welch, R. M. A neural network approach to cloud classification, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing* 28, 846-55, 1990.
- Longhurst, A. Seasonal cycles of pelagic production and consumption. *Progress in Oceanography*. 36, 77-167, 1995.
- Longhurst, A. *Ecological geography of the sea*. Academic Press, London, 398pp, 1998.

- Olson, D.B., Podesta, G.P., Evans, R.H., Brown, O.B. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 35 (12), 1971-1990, 1988.
- Podestá, G.P., Brown, O.B., Evans, R.H. The annual cycle of satellite-derived sea surface temperature in the southwestern Atlantic Ocean. *J. Clim.*, 4, 457-467, 1991.
- Provost, C., Garçon, V., Falcon, L.M. Hydrographic conditions in the surface layers over the slope-open ocean transition area near the Brazil-Malvinas confluence during austral summer 1990. *Continental Shelf Research*, 16 (2), 215-236, 1996.
- Ripley, B. D. *Pattern Recognition and Neural networks*. Cambridge university press, 1996.
- Russ, J.C. *The image processing handbook*. CRC press, 2002.
- Saporta, G. *Probabilités, analyse des données et statistique*, Editions Technip, Paris, 1990. (In French)
- Saraceno, M., Provost C., Piola A. R., Bava J., Gagliardini A. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res.*, 109, C05027, doi:10.1029/2003JC002127, 2004.
- Saraceno, M., Provost, C., Piola, A.R. On the relationship between satellite retrieved surface temperature fronts and chlorophyll-a in the Western South Atlantic, submitted to *J. Geophys. Res.-Oceans*, 2005.

Tables

Table 1

This study	Saraceno et al 2004b
1	SSTC
2	SSTC/SATL
3	SATL
4	BRAZ
5	SANT
6	Overshoot
7 east	Zapiola Rise
7 west	West Overshoot
8	BM Collision
9	Patagonian Shelf
10	MC
11	PSB north
12	PSB south

Table 1: biophysical regions established by Saraceno et al (2004) and in this study in the SWA Ocean (see also Figure 7).

Table 2

	Chl-a (mg/m ³)		SST (°C)		SST gradient (°C/km)	
	Mean	Std	Mean	Std	Mean	std
Clas 1	0.41	0.07	15.79	1.26	0.10	0.01
Clas 2	0.31	0.07	18.75	1.04	0.09	0.01
Clas 3	0.18	0.05	21.18	1.29	0.07	0.01
Clas 4	3.78	1.21	18.85	1.06	0.07	0.01
Clas 5	0.37	0.06	6.96	1.48	0.13	0.01
Clas 6	0.55	0.07	12.37	1.54	0.10	0.01
Clas 7	0.46	0.07	9.94	1.35	0.08	0.01
Clas 8	0.67	0.20	16.45	2.16	0.15	0.02
Clas 9	1.27	0.28	14.62	2.64	0.07	0.02
Clas 10	0.34	0.08	5.53	1.42	0.08	0.02
Clas 11	1.63	0.27	10.93	1.44	0.10	0.02
Clas 12	1.07	0.39	7.83	1.08	0.06	0.01

Table 2: mean and standard deviation of chl-a, SST and SST gradient pixels affected by each of the 12 classes obtained considering the three means fields presented in Figure 3.

Table 3

	Chl-a (mg/m ³)		SST (°C)		SST gradient (°C/km)	
	mean	std	mean	std	mean	std
Clas 1	0.13	0.04	23.79	1.39	0.06	0.01
Clas 2	0.21	0.07	19.73	1.56	0.07	0.01
Clas 3	0.48	0.22	16.76	1.99	0.10	0.02
Clas 4	0.65	0.23	13.02	1.97	0.08	0.01
Clas 5	0.36	0.21	6.61	2.22	0.07	0.02
Clas 6	0.41	0.20	9.24	3.09	0.12	0.02
Clas 7	2.08	2.79	22.36	2.37	0.07	0.01
Clas 8	2.86	2.59	11.43	3.40	0.07	0.02

Table 3: mean and standard deviation of chl-a, SST and SST gradient pixels affected by each of the 8 classes obtained considering the ensemble of the monthly climatologies.

Figure Captions

Figure 1: Schematic diagram of major fronts and currents in the South Western Atlantic. The collision between the Malvinas Current (MC) and Brazil Current (BC) occurs near 38°S. After collision with the BC, the main flow of the MC describes a sharp cyclonic loop, forming the Malvinas Return Flow (MRF). The mean position of the Brazil Current Front (BCF, solid line) and the Subantarctic Front (SAF, dash-dotted line) are from Saraceno et al. (2004). The different gray shaded areas represent biophysical regions as retrieved by Saraceno et al. (2005): Patagonian Shelf Break (PSB), Overshoot and Zapiola Rise, and by Longhurst (1998): South Atlantic Gyral (SATL), Brazil Current Coastal (BRAZ), Southwest Atlantic Shelves (FKLD), South Subtropical Convergence (SSTC) and Subantarctic Water Ring (SANT). Isobaths at 300m, 3000m and 5000m are indicated (from Smith and Sandwell, 1994).

Figure 2: Diagram flow of the different steps considered for the classification method used. Top: the three variables considered are normalized separately and ranged in a single input matrix; middle: the input matrix is used by PRSOM to obtain a map of N classes of the dataset; bottom: HAC is used to reduce the number of classes and the interclass inertia is considered to choose the number of classes retained (Q).

Figure 3: a) six year means of chlorophyll-a, b) nine year means of SST (center) and c) SST gradient. All fields are normalized between -1 and 1.

Figure 4: results obtained from the methodology when retaining four and five classes in the HAC. Each color represents a different class.

Figure 5: comparison of the mean (red bar) and std (blue bar) values affected by each class when four (left column) and five (right column) classes are retained in the HAC.

Figure 6: interclass inertia (black line) and difference between consecutive interclass inertia levels (red line) for 1 to 60 HAC levels obtained considering the time average of SST, SST gradient and chl-a. Horizontal line is the convergence limit of the interclass inertia (0.4) minus 10% of its value. Considering 12 classes, 90.4% of the interclass inertia dispersion relative to the convergence limit is explained and differences between adjacent levels are lower than 0.005.

Figure 7: 12 class HAC. Each class is represented with a different color. Black lines are contours of biophysical regions as retrieved by Saraceno et al. (2004) using an histogram based method. Regions associated to class 1 to 12 are respectively: (1) SSTC; (2) SSTC/SATL, (3) SATL, (4) BRAZ, (5) SANT, (6) Overshoot, (7) west part: west overshoot, east part: Zapiola Rise; (8) BM Collision; (9) Patagonian shelf; (10) MC; (11) PSB (north); (12) PSB south.

Figure 8: mean (red bar) and std (blue bar) of chl-a (top), SST (middle), and SST gradient (bottom) values of the pixels associated to the 12 classes presented in Figure 7. Horizontal lines indicate

threshold used to describe values as high, intermediate or low. Data are described as *low* when respectively SST, chl-a or SST gradient values are lower than 8°C, 0.4 mg/m³ or 0.08 °C/km; *intermediate* when respectively chl-a is between 0.4 and 1 mg/m³ or SST is between 8 and 15 °C; and *high* when respectively SST, chl-a or SST gradient correspond to values higher than 15 °C, 1 mg/m³ and 0.08 °C/km. Region 4 presents mean chl-a values as high as 3.78 mg/m³.

Figure 9: interclass inertia (black line) and difference between consecutive interclass inertia levels (red line) for 1 to 60 HAC levels obtained considering the time average of SST, SST gradient and chl-a. Horizontal line is the convergence limit of the interclass inertia (0.28) minus 10% of its value. Considering 8 classes, 85.9% of the interclass inertia variability relative to the convergence limit is explained and differences between adjacent levels are lower than 0.003.

Figure 10: monthly climatologies of January, March, May, July, September and November of chlorophyll-a (first column), SST (second column) and SST gradient (third column). The fourth column is the result obtained by the application of the methodology presented (Section 2.3) to the ensemble of the twelve monthly climatologies and eight classes are retained in the HAC.

Figure 11: mean (red bar) and std (blue bar) of chl-a (top), SST (middle), and SST gradient (bottom) values of the pixels associated to the 12 classes HAC presented in Figure 7.

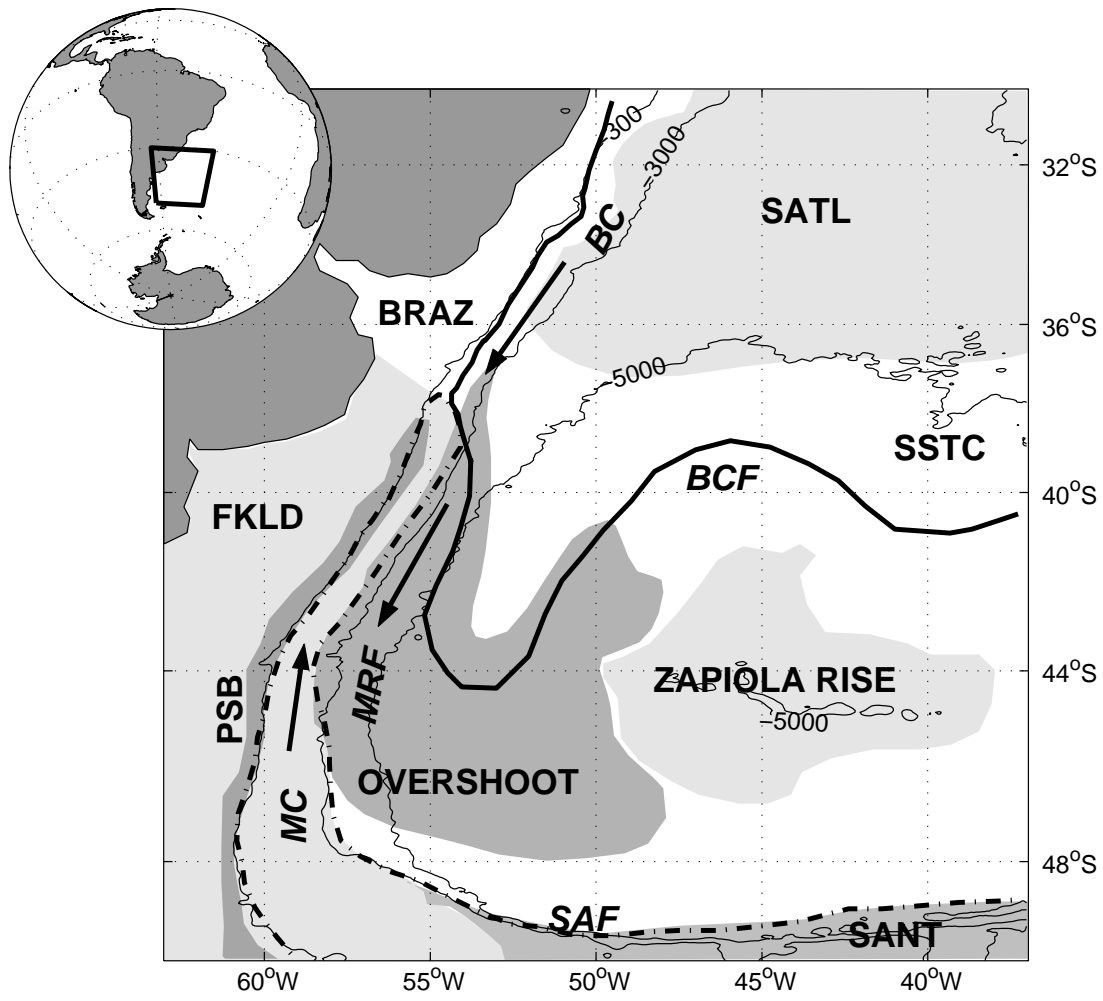


Figure 1

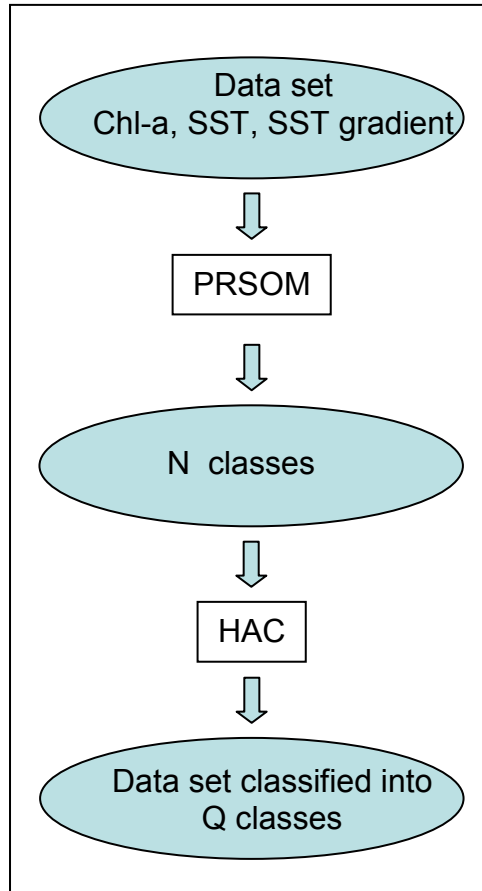


Figure 2

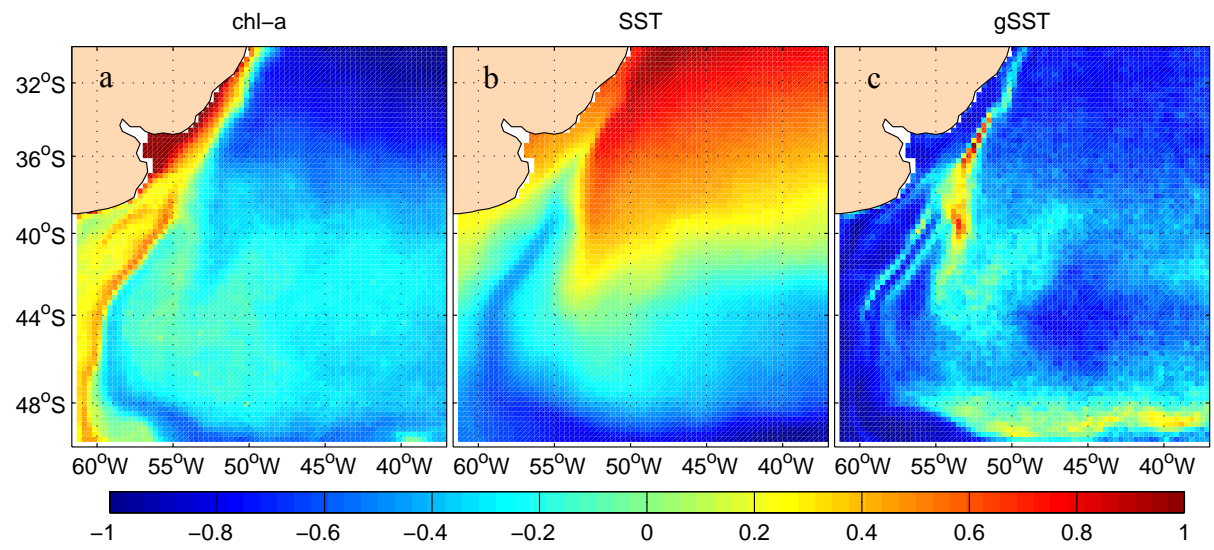


Figure 3

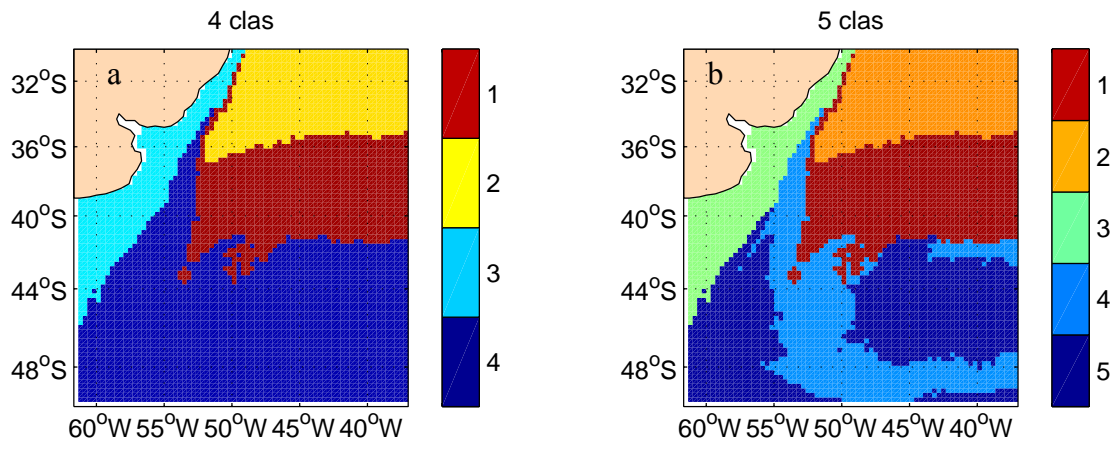


Figure 4

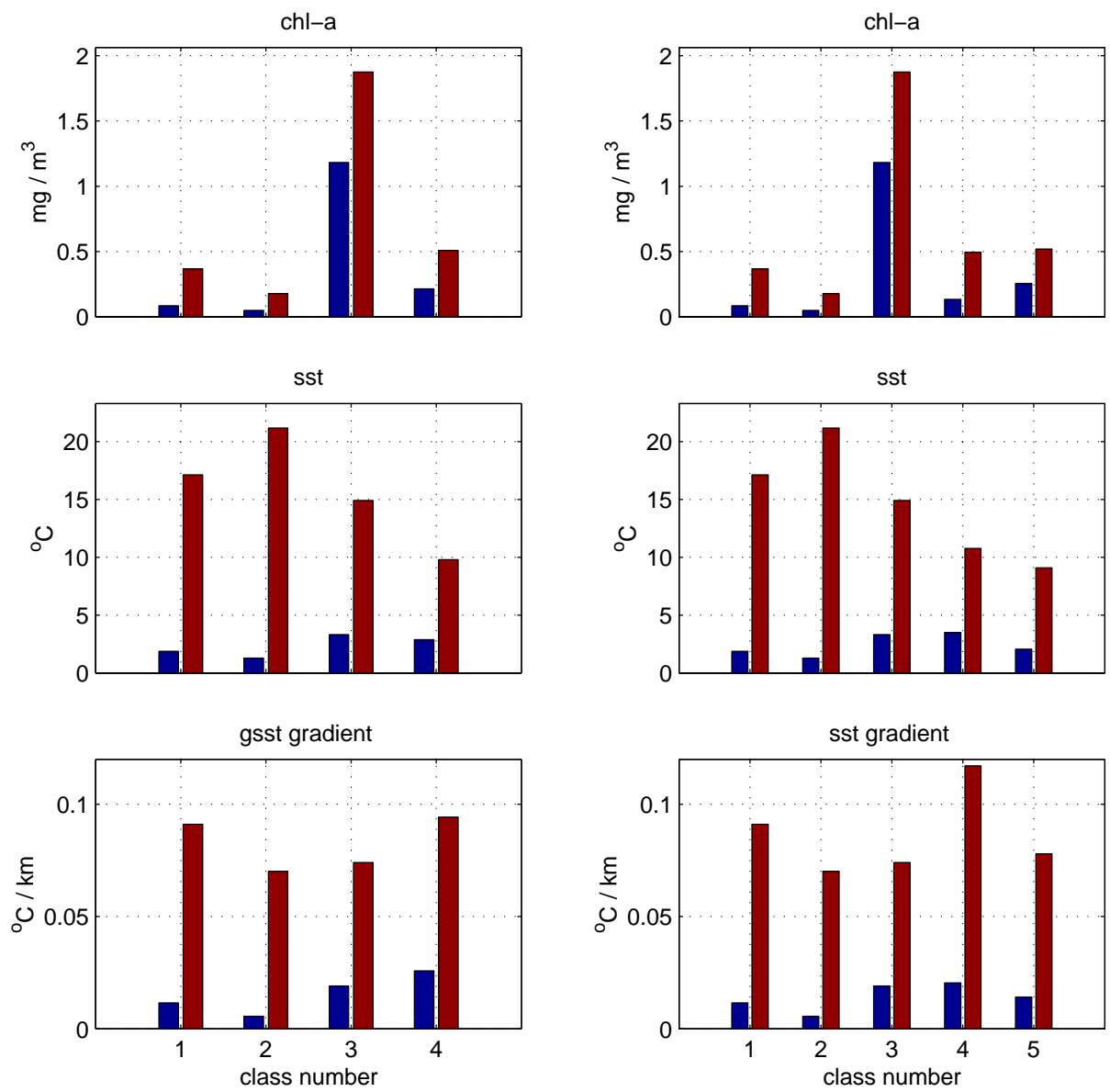


Figure 5

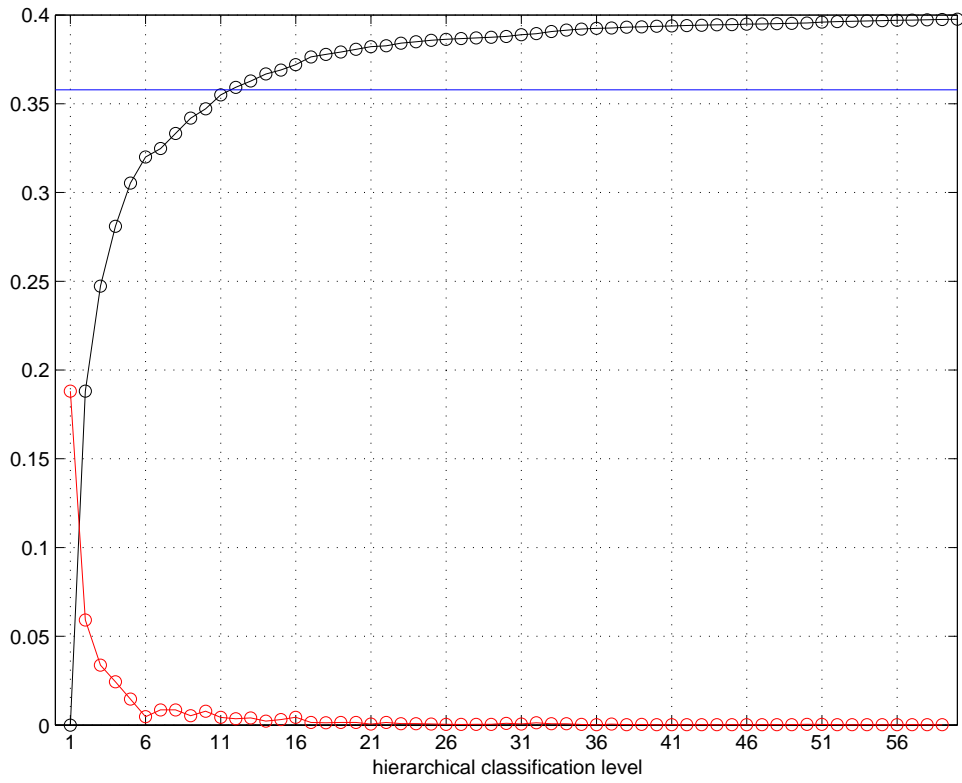


Figure 6

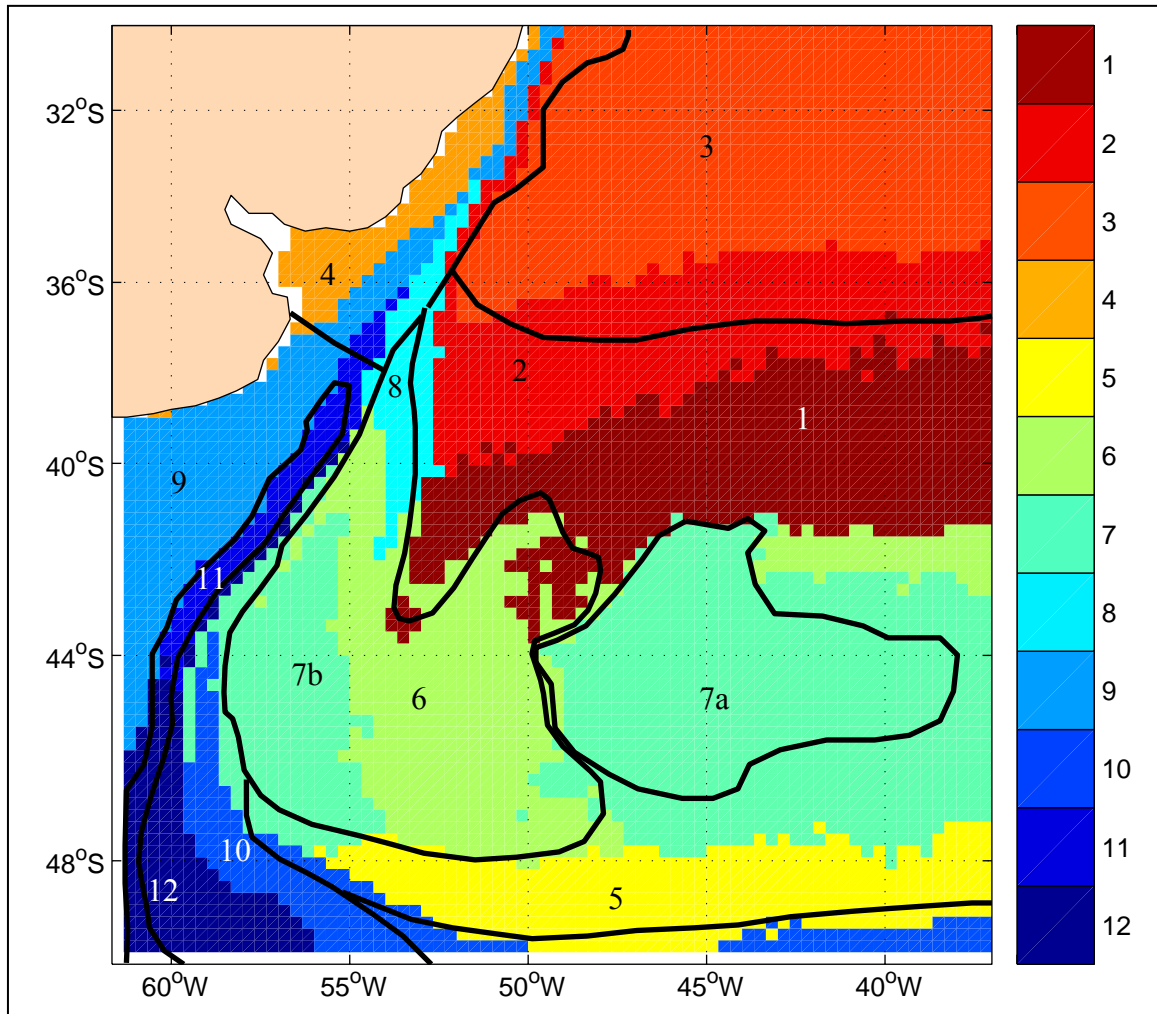


Figure 7

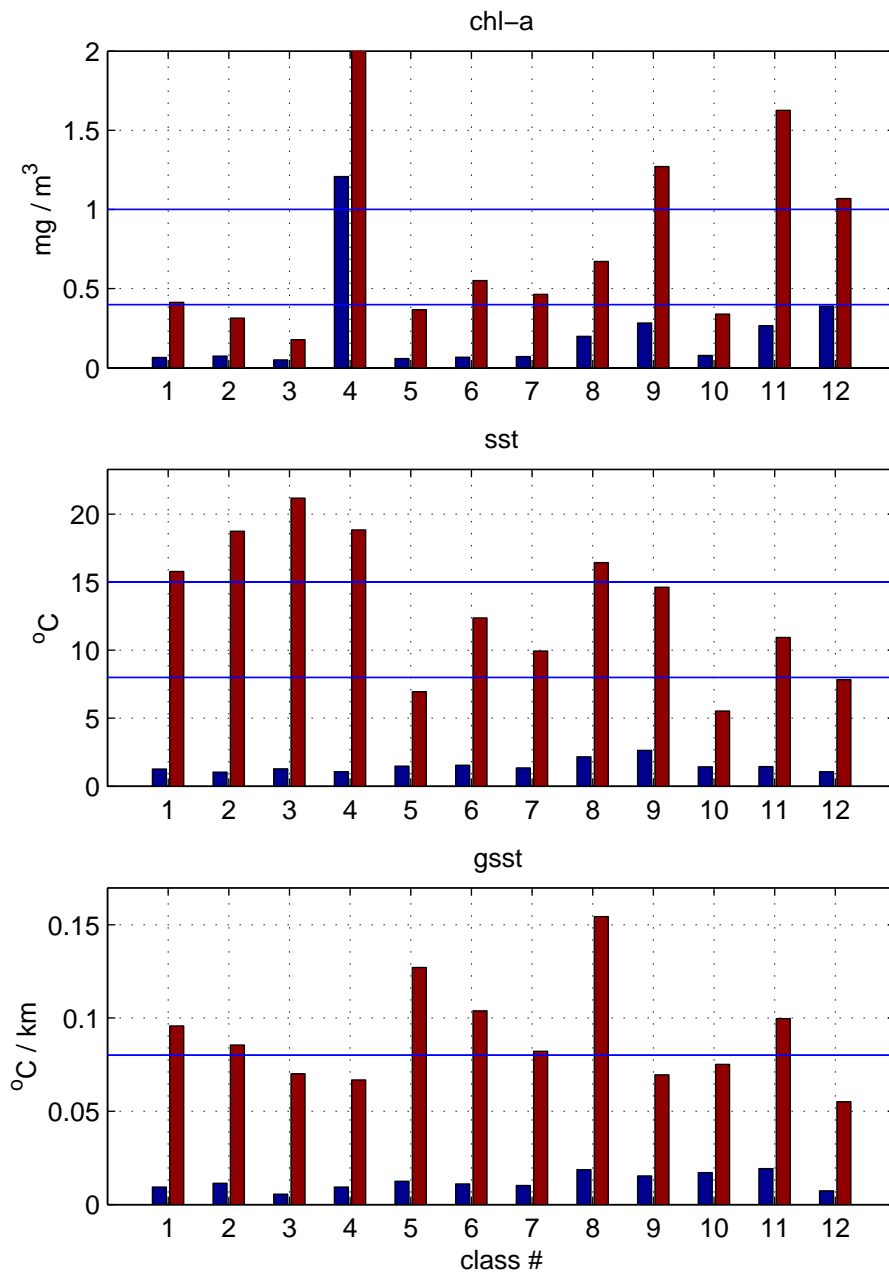


Figure 8

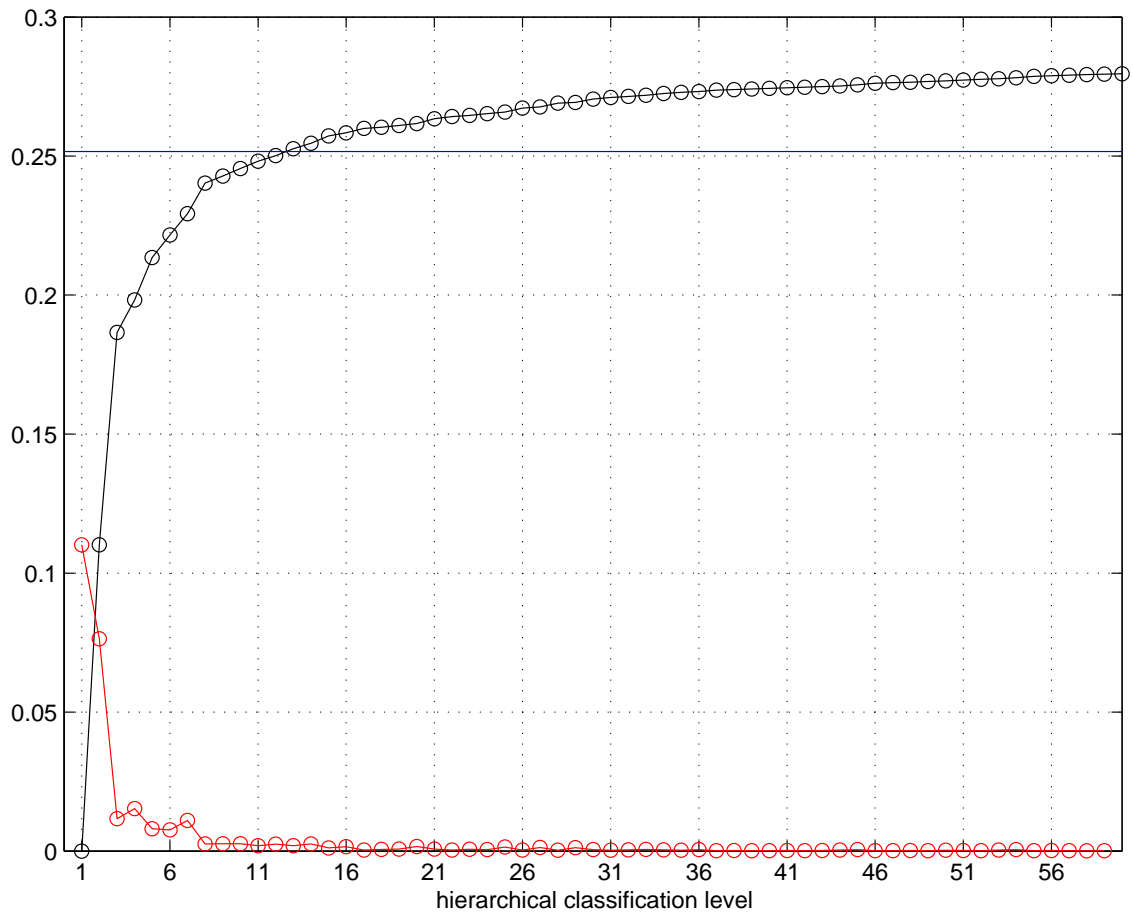


Figure 9

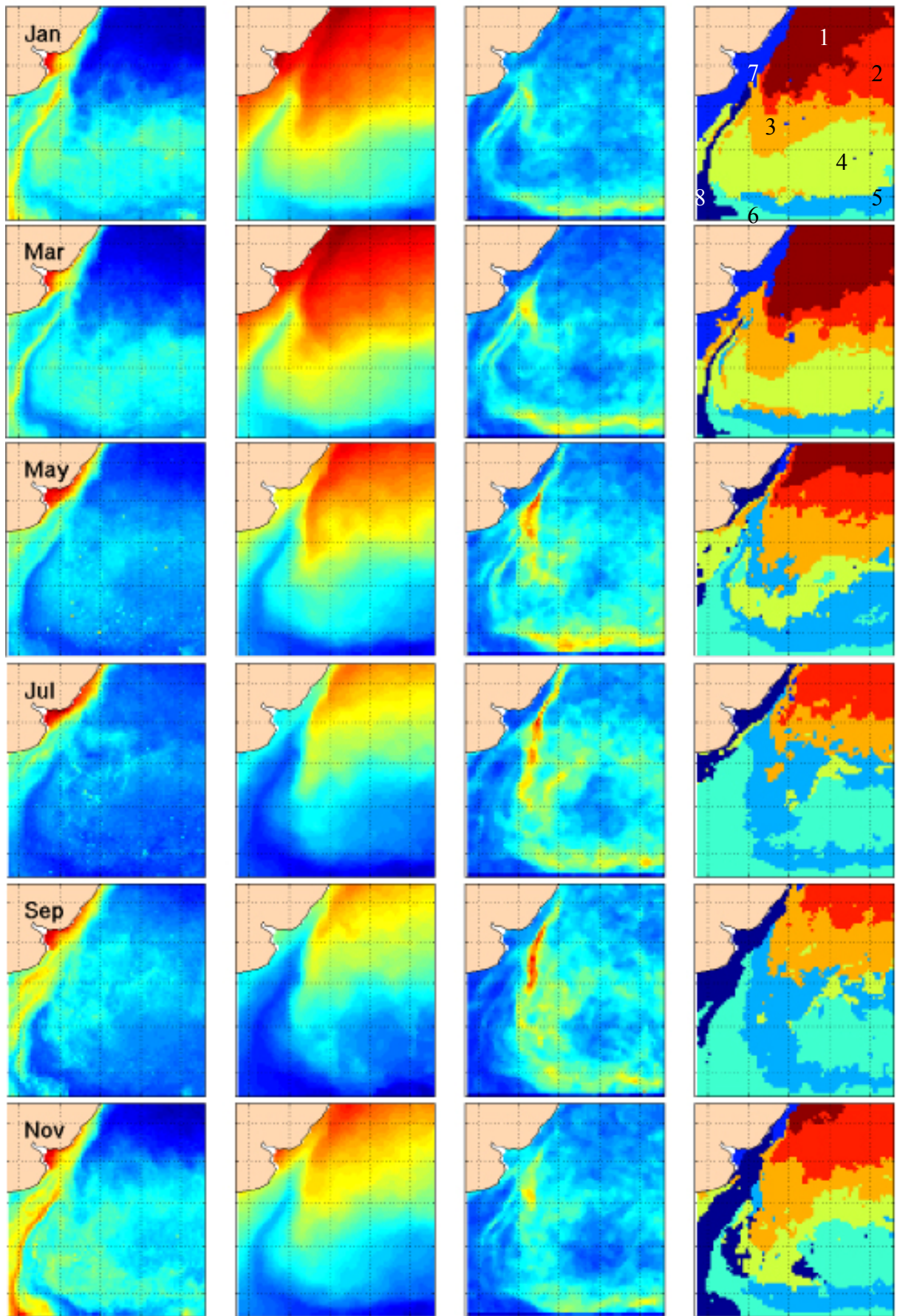


Figure 10

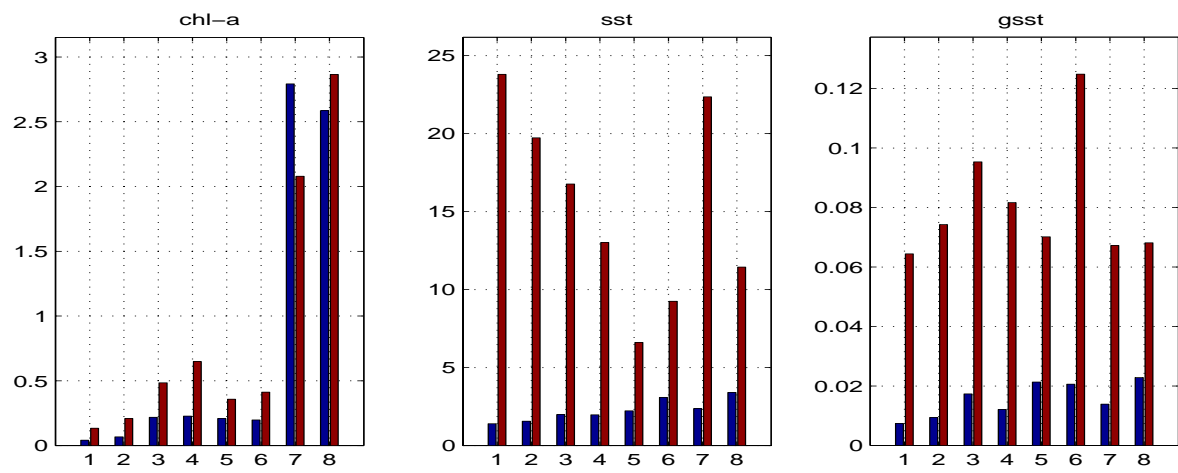


Figure 11

Chapitre 5

Circulation autour de l'élévation du Zapiola

Chapitre 5 : Circulation autour de l'élévation du Zapiola

5.1 Introduction

5.1.1 Les évidences des mesures

Flood and Shor [1988] découvrent un champ d'ondes d'une amplitude de 100 m environ et 5 km de largeur sur le fond marin du bassin Argentin entre 48° et 38°S, 50° et 35°W, à toutes les profondeurs supérieures à 5000 m. Dans cette région existe une arête sédimentaire, connue sous le nom de élévation du Zapiola (Zapiola Rise, ZR) aussi appelée Zapiola Drift. La crête de l'élévation a une orientation est-ouest le long de 45°S avec un sommet à 4900 m sous la surface de la mer approximativement à 45°S, 45°W sur un fond d'environ 5300 m au nord et de plus de 5500 m ailleurs (Fig. 5-1). A partir de l'orientation des ondes, *Flood and Shor* [1988] déduisent qu'une circulation anticyclonique permanente autour du ZR a dû exister pendant des milliers d'années et existe probablement encore.

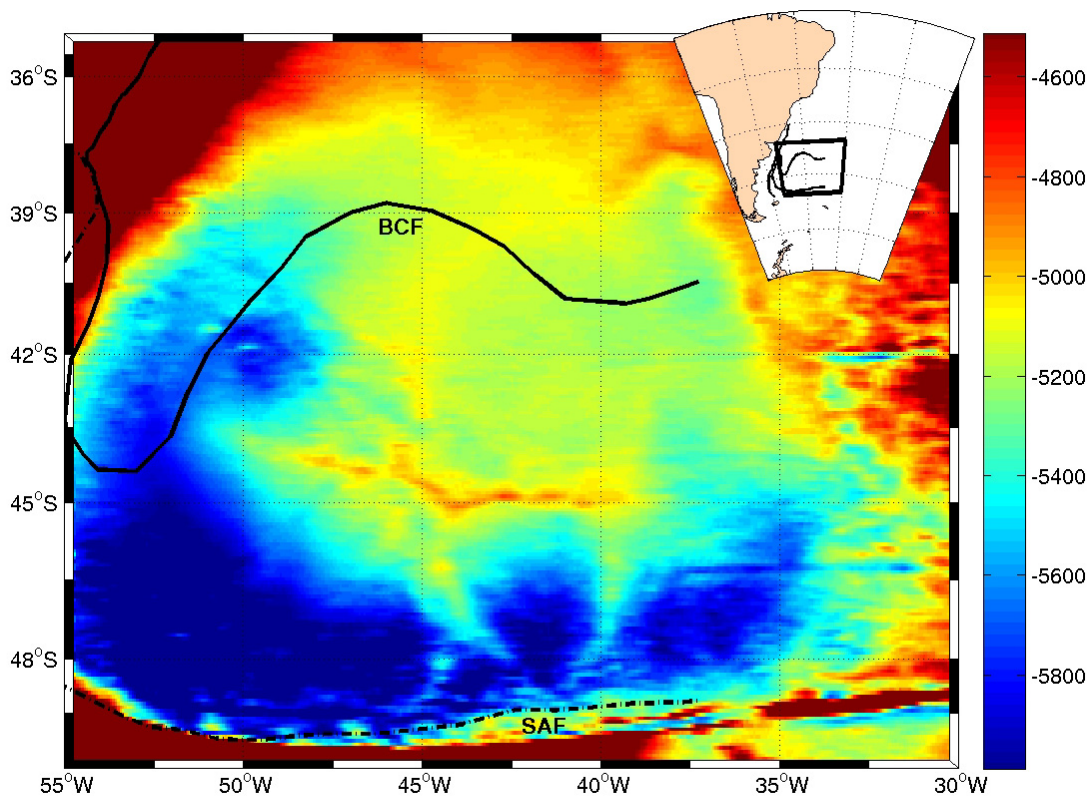


Fig. 5-1: Bathymétrie [Smith and Sandwell, 1994] dans la région du Zapiola Rise. Le sommet du Zapiola atteint une profondeur de 4900 m le long de 45°S par rapport aux environs où la profondeur est supérieure à 5300m.

Des mesures de courantomètres [Weatherly, 1993] semblent confirmer cette hypothèse: à 42°30' S, 45°W sur le côté nord du ZR, la moyenne d'un an de mesures de vitesse près du fond est de 10,5 cm/s en direction 284°, avec un écart type inférieur à 5 cm/s. Au sud du ZR, Whitworth *et al* [1991] ont obtenu une série de 14 mois de mesures de courant le long de 41°W. Près du fond, à 47°30'S ils ont observé un courant moyen avec une composante vers l'est de 5 cm/s.

Saunders and King [1995a] ont combiné les mesures de courant réalisées avec un profileur acoustique doppler de coque (S-ADCP) avec les données hydrographiques obtenues pendant la section WOCE A11 le long de 45°S. Ils déduisent un courant au fond, à l'ouest du ZR, vers le sud (13 cm/s) et, à l'est du ZR, vers le nord (8 cm/s); ils estiment une circulation barotrope associée de l'ordre de 100 Sv.

Toutes les mesures citées ci-dessus suggèrent l'existence d'un courant anticyclonique autour du ZR. Néanmoins, les mesures sont très dispersées et ne permettent pas de caractériser les dimensions ou la structure verticale de l'anticyclone associé au ZR.

5.1.2 Les explications des modèles

L'équation de mouvement pour un fluide barotrope en état stationnaire et en présence d'une topographie peut s'écrire :

$$J\left(P, \beta y - \frac{f_0 h_b}{H}\right) = \frac{f_0^2}{H} \left(w_e - \frac{\delta_e}{f_0} \nabla^2 P\right) \quad (1)$$

où β est le gradient méridien du paramètre de Coriolis f , w_e le pompage d'Ekman, P la pression, H la profondeur du fluide, h_b la topographie, J est l'opérateur Jacobien et δ_e est la profondeur de la couche d'Ekman profonde. La quantité

$$q = \beta y - \frac{f_0 h_b}{H} \quad (2)$$

est l'approximation quasi-géostrophique de $f/(H-h_b)$, la vorticité potentielle planétaire. Ainsi, pour un fluide barotrope, le mouvement est gouverné par le terme de vorticité potentielle planétaire. L'obtention de P par intégration de (1) pour un w_e donné est possible le long de contours de vorticité potentielle planétaire non fermés [Koblinsky, 1990; Welander, 1968]. Le long d'un contour fermé, on obtient :

$$\iint w_e dA = \frac{\delta_e}{f_0} \oint \nabla P \cdot \hat{n} dl \quad (3)$$

où l'intégration curviligne du terme de droite se fait sur le bord de la surface considérée dans le terme de gauche. L'équation (3) nous indique que la circulation se développe le long de contours fermés de vorticité potentielle planétaire et est déterminée par un équilibre entre le forçage du vent et la friction au fond. Il est ensuite possible de montrer qu'un anticyclone (cyclone) se développe au-dessus d'une anomalie de topographie dans les gyres subtropicaux (subpolaires) et l'intensité de l'écoulement associé est inversement proportionnelle à la friction du fond ([*Welander*, 1968; *Young*, 1981]).

L'océan n'étant pas barotrope, les modèles homogènes avec topographie prédisent des courants peu réalistes, car l'effet de la topographie est surévalué dans un océan sans stratification. *Dewar* [1998] a étendu les équations (1-3) aux fluides stratifiés : en présence d'une élévation comme celle du ZR, il obtient une circulation qui est plus sensible au forçage induit par les tourbillons qu'au forçage direct du vent. Il montre que le sens de la circulation induite dépend du signe de l'anomalie de topographie : une bosse (comme celle du ZR) induit une circulation anticyclonique et un creux induit une circulation cyclonique. La solution de *Dewar* [1998] prévoit une circulation barotrope au premier ordre, induit par les tourbillons, avec une amplitude inversement proportionnelle à la friction au fond. Des expériences numériques considérant un modèle quasi-géostrophique multicouche permettent ainsi à *Dewar* [1998] de rationaliser une circulation moyenne anticyclonique de 100 Sv autour du Zapiola Rise.

de Miranda et al [1999] ont reproduit avec un modèle numérique aux équations primitives une circulation autour du Zapiola Rise compatible avec les mesures citées ci-dessus : ils ont obtenu un transport barotrope moyen de l'ordre de 140 Sv et des vitesses au fond de 10 cm/s. En accord avec *Dewar* [1998], *de Miranda et al* [1999] suggèrent que l'écoulement moyen, à l'intérieur des contours fermés de vorticité potentielle qui entourent l'élévation du Zapiola (Fig. 5-2), est forcé par les tourbillons. *de Miranda et al* [1999] montrent également que l'énergie cinétique moyenne de surface modélisée présente un minimum local sur le ZR, en accord avec les observations faites avec les données d'altimétrie (Chapitre 3). A partir d'expériences numériques, ils observent que la circulation est sensible à l'intensité du champ tourbillonnaire et à la valeur de friction au fond utilisée.

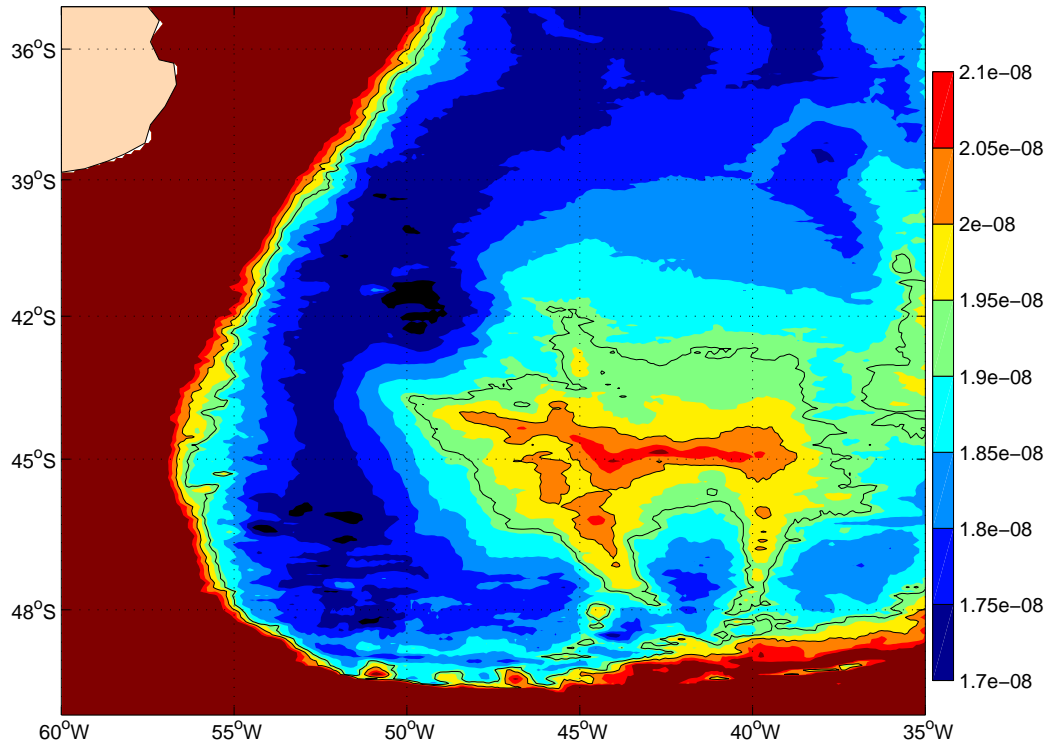


Fig. 5-2 : Valeurs de f/h entre 1.7 et $2.1 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ calculés à partir de la bathymétrie montrée dans la Fig. 5-1. Le contour fermé plus long qui entoure le ZR (indiqué en noir foncé) correspond à $1.92 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$.

Les résultats trouvés par *Dewar* [1998] et *de Miranda et al* [1999] sont compatibles avec les mesures associées à la circulation profonde autour du ZR. Néanmoins, le lien entre la circulation de surface et la circulation profonde n'est pas bien clair. En particulier, quelle est la relation entre le champ de tourbillons et la circulation associée au ZR ? Pourquoi y a-t-il un minimum local d'énergie cinétique turbulente de surface sur le ZR ? Quels tourbillons (cycloniques ou anticycloniques) pourraient contribuer à la circulation moyenne autour du ZR ? Quelle est la variabilité temporelle du courant associé au ZR ?

5.1.3 Les observations des mesures satellitaires

Fu et al.[2001] examinent la variabilité intra-saisonnière de hauteur d'eau dans l'Atlantique sud-ouest. Ils observent une oscillation de grande échelle avec une périodicité de 25 jours centrée sur le ZR. L'oscillation montre un dipôle centré à 45°S , 43°W qui tourne dans le sens anticyclonique. L'échelle du dipôle est de 1000 km et son amplitude de crête à creux est de 10 cm. *Fu et al.*[2001] expliquent que les contours fermés des isolignes de f/h fournissent un mécanisme pour le confinement des ondes autour du ZR. Ils montrent que les oscillations sont associées à un mode barotrope libre du bassin Argentin qui est solution de l'équation de vorticité barotrope linéarisée.

La principale limite au travail de *Fu et al.*[2001] est la proximité de la périodicité décrite (25 jours) avec la périodicité de Nyquist entre un passage et le suivant du satellite Topex/Poseidon (T/P) sur une même région (20 jours). Pour obtenir une fréquence plus grande entre les mesures ils interpolent les données recueillies sur des traces adjacentes. Cette interpolation implique une résolution spatiale inférieure aux données originales et pousse aux limites les données T/P dans la description des détails associés à la variabilité intrasaisonnière ([*Fu et al.*, 2001]). Ils serait fort intéressant de corroborer les résultats de *Fu et al.*[2001] avec les produits combinés des satellites T/P, ERS 1-2, ENVISAT et Jason, qui ont une périodicité de 3.5 jours (disponibles depuis août 2001).

Enfin, la relation entre l'onde dipolaire décrite par *Fu et al.* [2001] et l'écoulement moyen décrit par *de Miranda et al.* [1999] et *Dewar* [1998] n'est pas évidente, bien que les isocontours fermés de f/h autour du ZR soient l'explication invoquée pour les deux phénomènes. La relation est d'autant plus difficile à trouver car pour obtenir leurs résultats *Fu et al.* [2001] ont filtré la variabilité associée à la mésoéchelle.

Dans les chapitres précédents, la région du ZR se distingue dans les données satellitaires de SST et de chlorophylle. La région correspondant au ZR présente un minimum d'amplitude de gradient de SST [*Saraceno et al.*, 2004] pendant toute l'année. Le maximum en concentration de chl-a en surface est en retard de trois mois par rapport aux environs [*Saraceno et al.*, 2005b]. Les classifications faites à partir des climatologies de chl-a et du gradient de SST considèrent que la région du Zapiola est une région biophysique distincte de la région qui l'entoure [*Saraceno et al.*, 2005a, 2005b].

5.1.4 Analyse conjointe de la surface et la sub-surface autour de l'élévation du Zapiola

Quel est le lien entre les observations faites à partir des mesures satellitaires et les résultats des auteurs cités dans les paragraphes ci-dessus ? Pour essayer de répondre à cette question, nous allons analyser des données *in-situ* qui décrivent la sub-surface de l'océan. Cette analyse peut améliorer notre compréhension des mécanismes associés à la région du ZR.

L'organisation du chapitre est la suivante : les données utilisées -section A11 de WOCE, flotteurs ARGO et altimétrie, sont présentées dans la Section 5.2, les résultats obtenus dans la Section 5.3. Ils sont suivis d'une discussion et d'un résumé (Section 5.4).

5.2 Les données

La région est caractérisée par une très faible concentration de données: la région ne fait pas partie des routes typiques des bateaux marchands et elle se trouve très éloignée des continents (le continent le plus proche est le sud-américain, à 1500 km).

5.2.1 La section A11 de WOCE

La campagne A11 de WOCE a été réalisée entre le 22 Décembre 1992 et le 1er Février 1993 d'abord le long du parallèle 45°S, de 60° à 15°W (i.e. le long de l'arête du ZR) et ensuite en direction NE jusqu'à Cape Town [Saunders and Coauthors, 1993]. Les sections obtenues pour les différents paramètres mesurés entre la surface et le fond de l'océan sont présentées dans *Saunders and King* [1995b] pour étudier les flux océaniques dans l'Atlantique Sud. A partir des mesures faites avec un S-ADCP de coque, *Saunders and King* [1995a] estiment la vitesse des courants à 200 m de profondeur et, utilisant les données CTD, estiment la vitesse des courants transversaux à la trajectoire du bateau sur toute la colonne d'eau (Fig. 5-3 et Fig. 5-4). Les sections des données CTD de température (T), salinité (S) et oxygène dans la région du ZR sont présentées dans ce chapitre, avec un focus sur les premiers 500 m sous la surface. La relation de vent thermique est considérée pour étudier le cisaillement sur la verticale :

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{-g}{f\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (4)$$

où ρ est la densité, g la gravité terrestre, f le paramètre de coriolis et ρ_0 la densité à la surface.

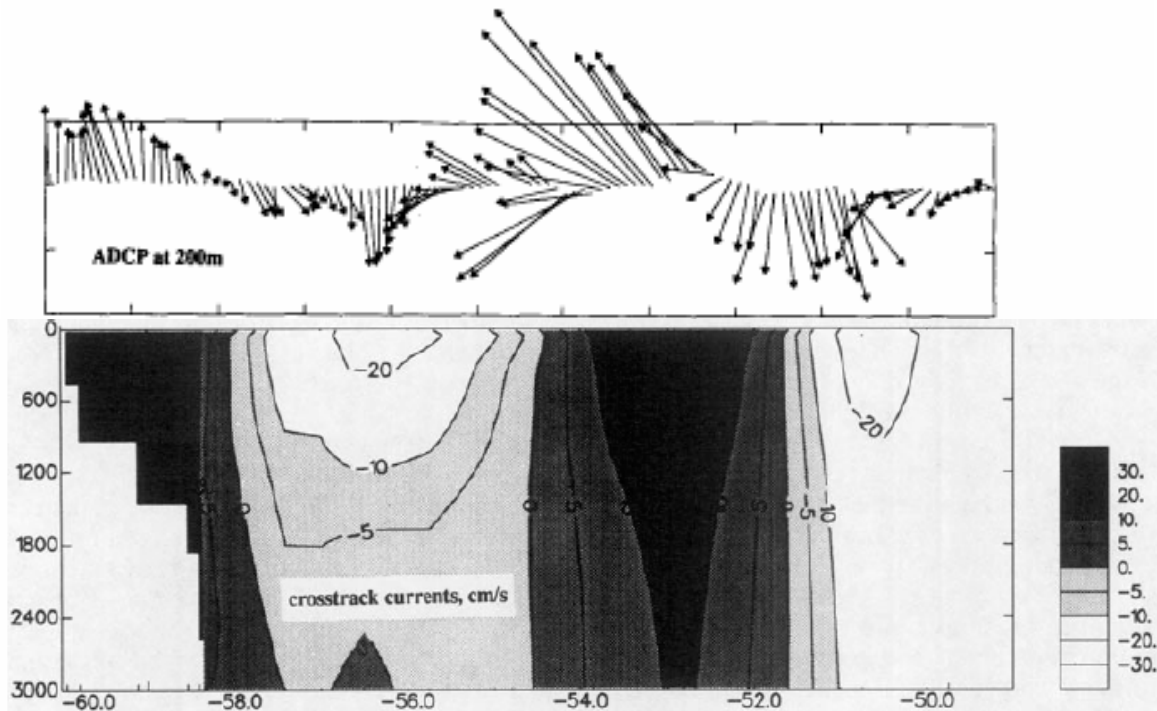


Fig. 5-3 : Figures extraites de *Saunders and King* [1995a]: vitesses à 200 m de profondeur mesurées à partir d'un ADCP (en haut) et courants géostrophiques estimés à partir de mesures CTD entre 60° à 50°W. Les courants vers le nord sont positifs.

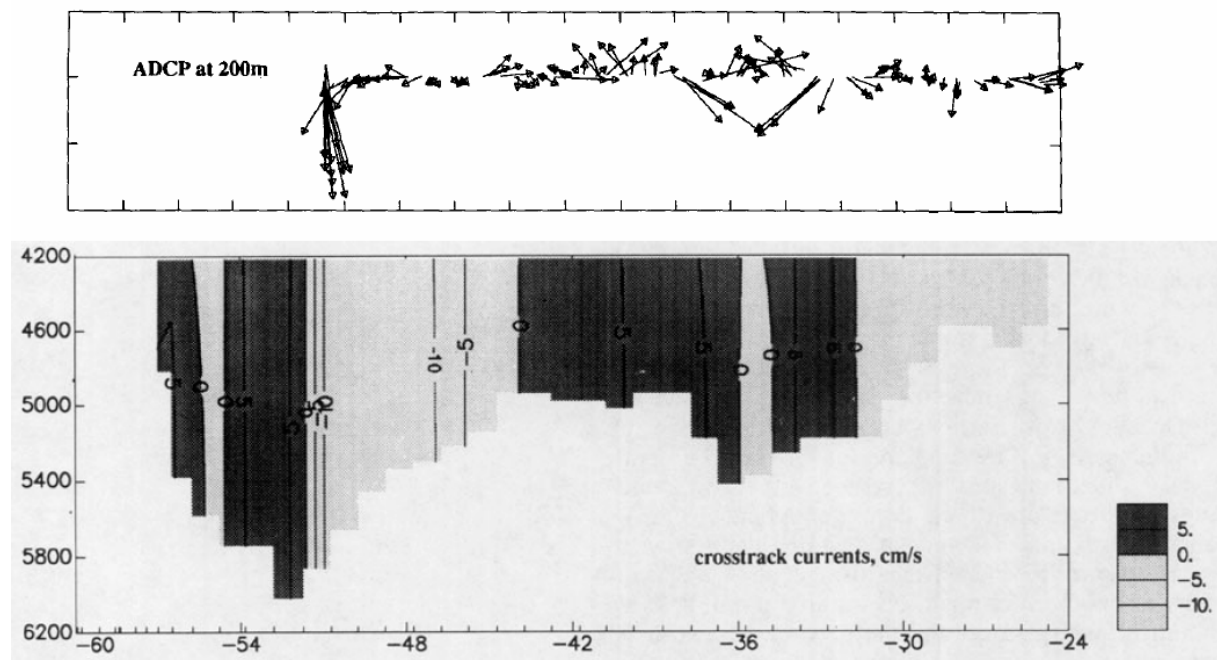


Fig. 5-4 : Figures extraites de *Saunders and King* [1995a]: vitesses à 200 m de profondeur mesurées à partir d'un ADCP (en haut) et courants géostrophiques profonds estimés à partir de mesures CTD. Les courants vers le nord sont positifs.

5.2.2 Les données ARGO

Le programme ARGO est une initiative commune des programmes CLIVAR et GODAE, dont l'objectif est d'obtenir des mesures à grande échelle de la température, de la salinité et de la circulation océanique pour des applications climatiques. Les mesures sont récoltées par des profileurs (actuellement plus de 1600), d'une durée de vie estimée à 5 ans. Le profileur est programmé pour faire des cycles de dix jours (Fig. 5-5) : il plonge jusqu'à une profondeur pré-établie et dérive à cette profondeur pendant dix jours. Avant d'émerger en surface, il plonge jusqu'à 2000 m (s'il n'était déjà à cette profondeur) et, pendant sa remontée de 2000 m à la surface, il mesure température, salinité et pression à 100 profondeurs préétablies. Le cycle s'achève par la transmission des données recueillies à un satellite. Les position, date et heure correspondant à la fin de chaque cycle sont aussi transmises. Les données en temps réel et différé sont soumises à des contrôles de qualité et disponibles ensuite à tous via l'internet (en particulier, les données utilisées ici ont été récupérées à partir du site www.ifremer.fr/coriolis/coriolis_fr).

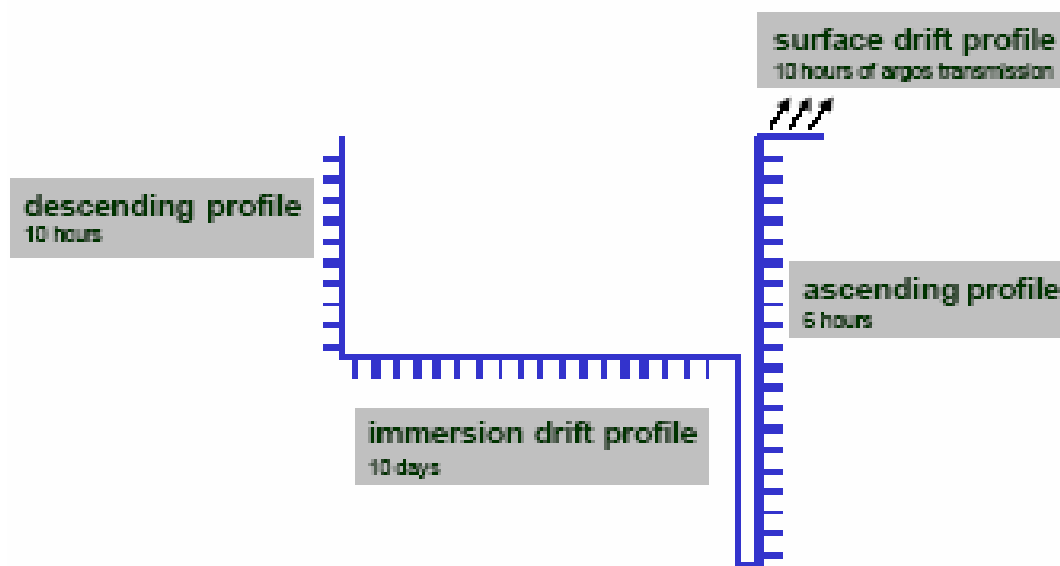


Fig. 5-5 : Schéma représentatif d'un cycle typique d'un profileur ARGO. Image extraite du manuel de l'utilisateur des données ARGO (www.usgodae.org/argodm/manuals/argo-dm-user-manual.pdf)

Ainsi, il est possible d'estimer la vitesse moyenne du courant sur 10 jours à la profondeur de dérive. La vitesse estimée est une vitesse minimale, puisque l'on considère la distance la plus courte (une ligne droite) entre deux positions successives de fin de cycle (la trajectoire du flotteur en immersion entre ces deux positions n'est pas connue). Une autre incertitude est

qu'on néglige le déplacement pendant la descente, la remontée et la transmission des données au satellite.

5.2.3 L'altimétrie et produits dérivés

Les données d'altimétrie de la mer sont largement utilisées par les océanographes depuis le lancement des satellites Topex/Poseidon (1992) et Jason (2001).

Le niveau des océans ou hauteur de la mer (Sea Surface Height - SSH) correspond à la mesure du niveau des océans à un instant donné par rapport à un ellipsoïde de référence (Fig. 5-6).

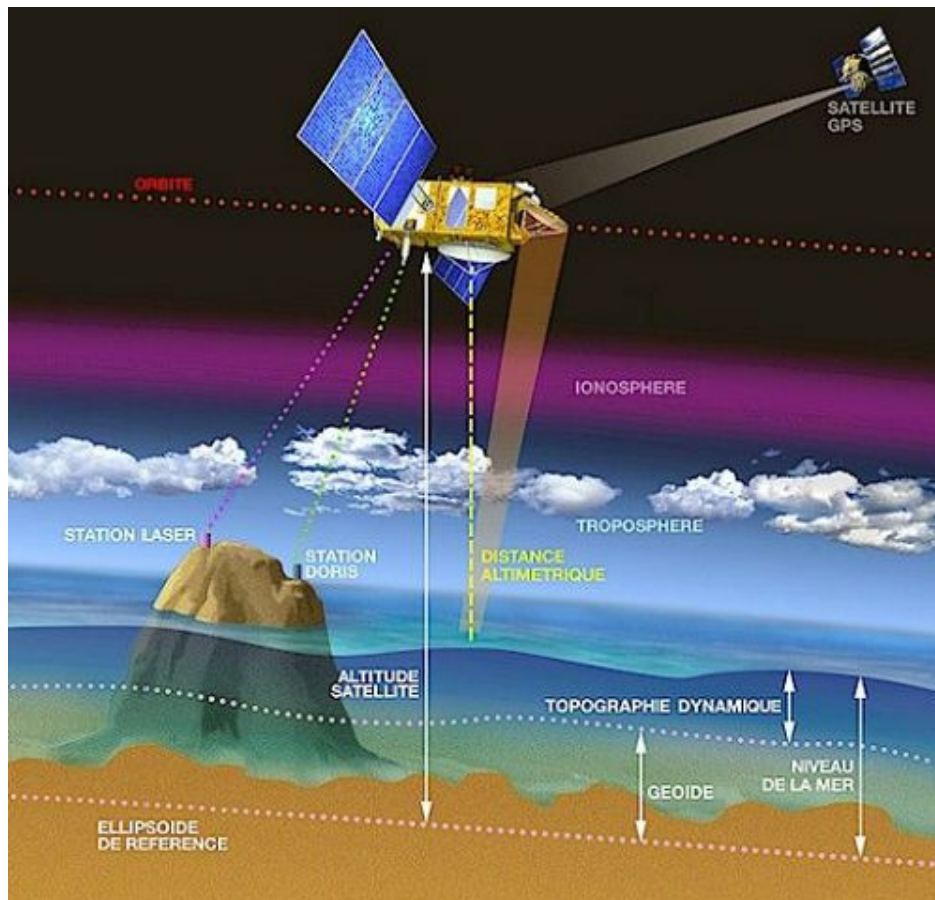


Fig. 5-6 : Principe de l'altimétrie. Figure extraite du site avis (<http://www.jason.oceanobs.com/>).

L'ellipsoïde utilisé normalement correspond à la forme élémentaire de la Terre, une 'sphère' aplatie aux deux pôles. Le niveau des océans s'obtient par simple différence entre l'orbite du satellite (S) et la distance altimétrique (R): $SSH = S - R$.

Le niveau des océans SSH représente la somme du géoïde et de la topographie dynamique (Fig. 5-6). Le premier reflète l'attraction terrestre liée aux différences de masses et de densité importantes du sous-sol marin. Le deuxième représente l'amplitude des bosses et des creux dus à la circulation océanique. A partir des pentes de la topographie dynamique il est possible

d'estimer les courants océaniques. La vitesse géostrophique de surface (v) orthogonale à la trace du satellite est donnée par :

$$v = - (g/f) (dn/ds) \quad (5)$$

où g est la gravité, f le paramètre de Coriolis, n la topographie dynamique et la dérivée est faite dans la direction s perpendiculaire à la direction de la trace. Pour obtenir la topographie dynamique il suffirait de faire la différence entre la hauteur SSH et le géoïde. Malheureusement, le géoïde n'est pas connu avec assez de précision (des avancées importantes sont attendues de la mission GOCE -Gravity Field and Steady state Ocean Circulation Explorer- programmée pour 2007), et c'est donc le niveau moyen de la mer (calculé entre 1993 et 1999, pour les données actuellement disponibles) qui est retranché à la SSH, donnant ainsi accès à la partie variable du signal océanique (i.e. aux anomalies de hauteur de mer ou Sea Level Anomaly - SLA).

La SLA montre ainsi la hauteur par rapport à la moyenne : les courants stables (qui ne varient pas beaucoup dans le temps) ne présentent pas d'anomalies, alors que les phénomènes transitoires, comme les tourbillons sont clairement mis en évidence. L'écart type de sept ans de SLA (Fig. 5-7) illustre bien ce résultat : les valeurs les plus importantes sont présentes là où l'activité mésoéchelle est la plus importante, i.e. dans la région de Confluence, alors que la région correspondant au courant des Malouines (plus stable) présente des valeurs plus faibles. La SLA considérée dans ce chapitre (données hebdomadaires de Janvier 1993 à Décembre 2003) ont été obtenues d'après un retraitement conjoint des données TOPEX/POSEIDON, ERS-1/2 et JASON (www.jason.oceanobs.com). La résolution spatiale et temporelle des cartes de SLA produite est de $1/3^\circ$ et sept jours respectivement.

Les vitesses géostrophiques estimées à partir de (5) et considérant la somme des anomalies de hauteur de la mer et d'une topographie dynamique moyenne (Mean Dynamic Topography - MDT, Fig. 5-8) construite par *Rio and Hernandez* [2004] sont aussi examinées dans ce chapitre. Les champs résultants de la somme de la SLA et la MDT sont nommés MADT (Maps of Absolute Dynamic Topography).

Le calcul de la topographie dynamique moyenne a été faite à partir de données altimétriques mais considérant aussi des données gravimétriques et *in situ* [*Rio and Hernandez*, 2004]. *Rio and Hernandez* [2004] estiment que les différences rms entre les vitesses géostrophiques estimées à partir des bouées dérivantes et les vitesses géostrophiques obtenues avec la topographie dynamique moyenne sont de 14,5 cm/s et 14,7 cm/s dans les composantes zonale et méridienne de vitesse dans la région de Confluence.

Les produits altimétriques ont été élaborés par Ssalto/Duacs dans le cadre du projet *Environment and Climate EU Enact project* (EVK2-CT2001-00117) et par la suite distribués par AVISO, avec le soutien du CNES.

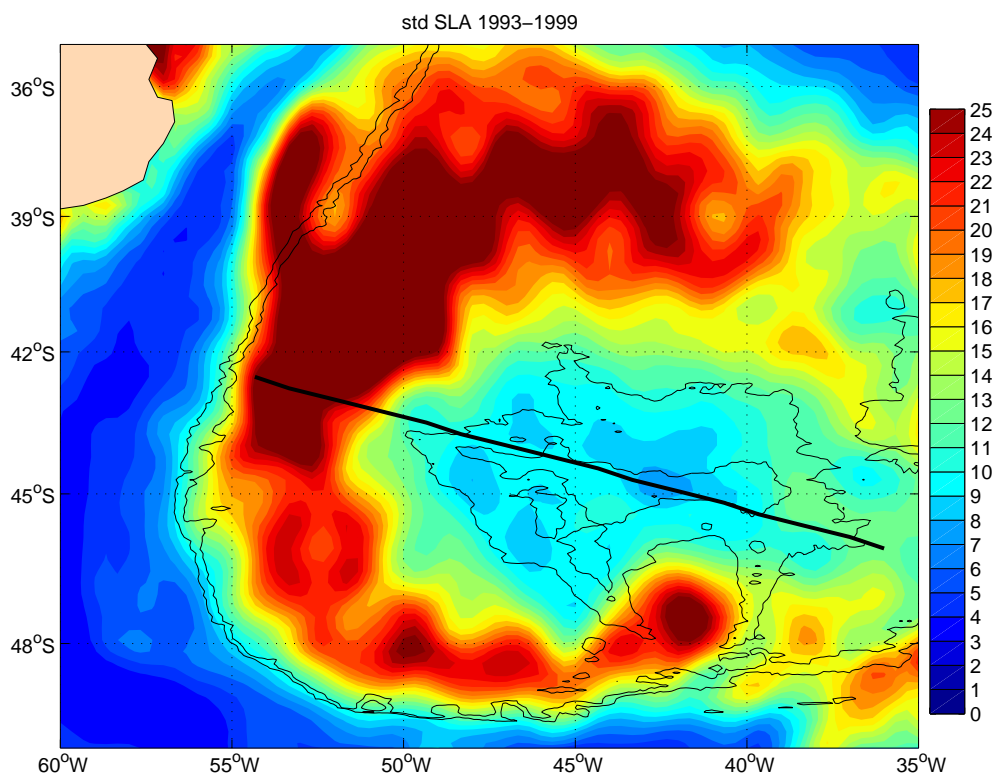


Fig. 5-7 : Ecart type des données hebdomadaires de SLA de Janvier 1993 à Décembre 1999 dans l'ASW. Les contours de f/h de 1.92 et $2 \times 10^{-9} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ (externe et interne au ZR, respectivement) sont indiqués avec un trait noir fin. Le segment à partir duquel la SLA a été extraite pour le calcul des EOF est indiqué avec une ligne noire épaisse.

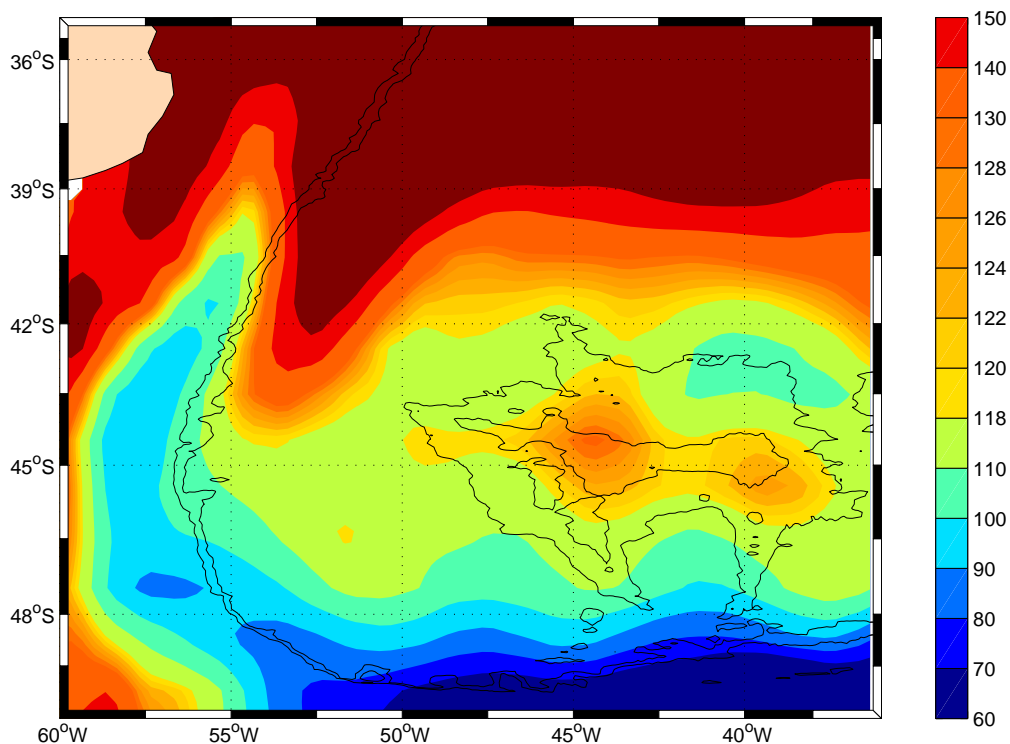


Fig. 5-8 : Topographie dynamique moyenne, calculée à partir de données altimétriques, gravimétriques et in situ [Rio and Hernandez, 2004] et distribuée par AVISO (www.jason.oceanobs.com). Unités : cm. Les contours de f/h de 1.92 et $2 \times 10^{-9} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (externe et interne au ZR, respectivement) sont indiqués en noir.

5.3 Observations et Résultats

5.3.1 Structure horizontale

Dimensions du ZR

Il est possible d'estimer les dimensions horizontales du ZR à partir de la Fig. 5-2 : considérant le contour fermé de vorticité potentielle le plus externe ($1.92 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) qui l'entoure, sa largeur maximale en direction NW-SE est de 1065 km, entre 49.8° et 36.7°W . La distance la plus courte est de 355 km dans la direction NS, à 41.8°W , entre 43° et 46.5°S . Sa surface est considérable : 265000 km^2 (environ la moitié de la France).

La trajectoire des flotteurs ARGO

Deux profileurs ARGO, le pf3900110 et le pf3900111, ont dérivé autour du ZR en 2003 et 2004. Leurs trajectoires suggèrent qu'ils ont été piégés par la circulation anticyclonique du ZR (Fig. 5-9). Les deux profileurs ont été mis à l'eau à deux jours d'intervalle : le pf3900110

le 15 Mai 2003 à 46.77°S, 43.45°W et le pf3900111 le 17 Mai 2003 à 43.02°S, 45.3°W. Tous les deux ont été programmés pour dériver à une profondeur correspondant à 1500 db.

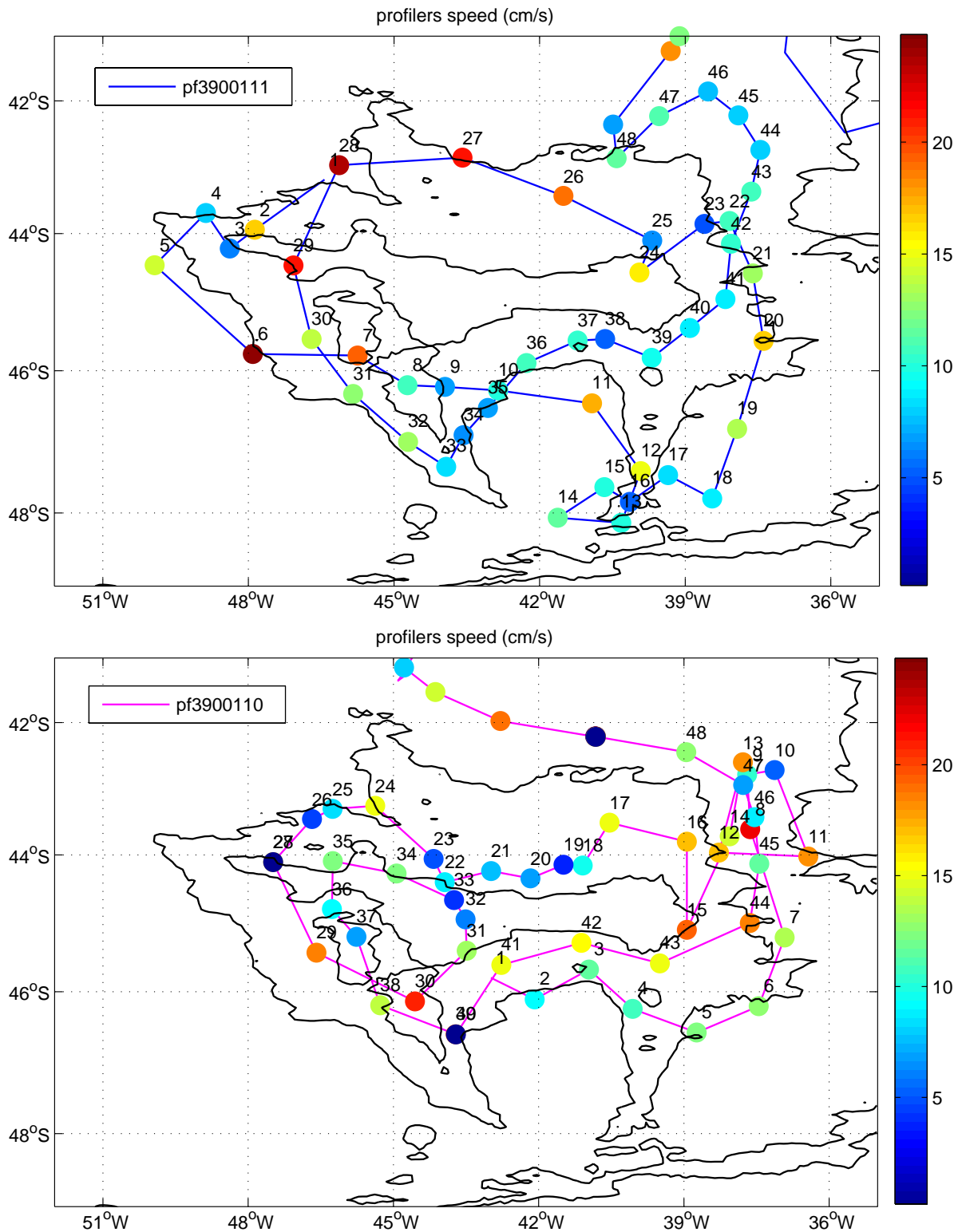


Fig. 5-9: Trajectoires du profileur pf3900111 (en haut) et pf3900110 (en bas). La position à partir de laquelle les données sont transmises au satellite est indiquée avec un rond. La couleur du rond indique la vitesse (en cm/s) estimée considérant la distance la plus courte entre deux points successifs. Les numéros au-dessus de chaque point indiquent l'ordre chronologique de la remontée du flotteur en surface. Les contours de vorticité potentielle (f/h) de $1.92 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ et $2 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ sont représentés.

Le profileur pf3900111 est revenu quasiment à sa position de départ au bout de 270 jours (~neuf mois) (voir positions 1 et 28 respectivement dans la Fig. 5-9). Il a continué à tourner autour du ZR pendant les 140 jours suivants (jusqu'à la position 43) et il a été finalement emporté par un courant vers le nord. Il a parcouru une distance de 4301 km entre les positions 1 et 43 (moyenne de 10.3 km par jour) à une vitesse moyenne de 11.9 cm/s (Tableau 5-1). Sa vitesse à 1500 m atteint des valeurs supérieures à 20 cm/s en deux occasions : entre les positions 6-7 et 27-29 (Fig. 5-9).

Tableau 5-1 : caractéristiques des flotteurs piégés dans la circulation anticyclonique du ZR.

Profileur	Positions / dates considérés	Distance totale parcourue (km)	Distance moyenne parcourue par jour (km)	Vitesse moyenne (cm/s)
Pf3900110	1- 25/5/2003 46- 17/8/2004	4589	10.2	11.7
Pf3900111	1- 27/5/2003 43- 20/7/2004	4301	10.3	11.9

Le flotteur pf3900110 fait un parcours un peu plus complexe. Il part vers l'ouest le long de 46°S et remonte vers le nord à 38°W jusqu'à 43°S (suivant le contour de f/h de $1.92 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Cette position (43°S, 38°W) est visiblement un point critique : les courants peuvent soit entraîner le flotteur vers le nord (pour finalement rejoindre le *Southern Ocean Current*, [Stramma and Peterson, 1990]) ou vers le sud-est (et retomber ainsi dans la circulation anticyclonique du Zapiola). C'est dans cette région que le flotteur pf3900111 « quitte » l'anticyclone du Zapiola pendant son deuxième tour. Le pf3900110 est pris par un tourbillon cyclonique dans lequel il fait une boucle complète (entre les positions 9 et 13, traversant les iso-contours de f/h) puis retourne résolument vers le sud et rejoint la circulation anticyclonique du Zapiola (station 15). La proximité (moins de 80 km à l'est) de contours de f/h de valeurs identiques peut expliquer ce point critique. Quand il revient de son excursion dans le tourbillon (position 15) le pf3900110 suit des contours fermés de f/h plus internes (de 1.97×10^{-8} à $2 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). A la position 29, il effectue une petite boucle anticyclonique jusqu'à la position 37. Cette boucle anticyclonique est centrée sur le sommet du ZR (4900 m). Le profileur 3900110 croise sa position initiale plus d'un an après (position 39) puis suit une trajectoire similaire au premier tour, mais cette fois il s'en va directement vers le nord-est quand il passe par le « point critique » décrit ci-dessus. Entre les positions 1 et 46, le flotteur

pf3900110 a parcouru une distance minimale de 4589 km avec une vitesse moyenne de 11.9 cm/s (Tableau 5-1).

Circulation moyenne autour du ZR

Le champ de vitesses géostrophiques dérivé à partir de la topographie dynamique moyenne est montré en Fig. 5-10. En théorie, ce champ prend en compte les seuls courants stationnaires. On observe la présence du courant de Malouines, du courant de retour des Malouines ainsi que la circulation complexe associée à l'overshoot du courant du Brésil. La position de ces courants, ainsi que la position moyenne de la collision entre les courants de Malouines et du Brésil (38.5°S le long de l'isobathe de 2000 m) est en très bon accord avec la position des fronts estimés à partir des images AVHRR par *Saraceno et al.*[2004] (Fig. 5-10). L'amplitude des vitesses estimées est aussi en bon accord avec les observations : en particulier, les vitesses moyennes du courant des Malouines sont de l'ordre de 30-40 cm/s, en accord avec les vitesses moyennes près de la surface mesurées avec des courantomètres [*Vivier and Provost, 1999*].

Les vitesses géostrophiques obtenues à partir de la MDT (Fig. 5-10) suggèrent une circulation anticyclonique avec des vitesses de l'ordre de ~ 5 cm/s autour du contour fermé de $f/h \approx 2 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Cette circulation semble composée par d'autres circulations présentes dans la région : deux circulations anticycloniques fermées, centrées respectivement à 44.5°S, 44.5°W (précisément sur le sommet du ZR, Fig. 5-1) et à 45.5°S, 39.2°W sont observées (Fig. 5-10). Le diamètre méridien de ces deux circulations anticycloniques est d'environ 300 km, bien inférieur à l'extension zonale du ZR (~ 1000 km). À 42°W, 41°S on observe un courant moyen vers le nord assez intense (perpendiculaire aux contours de f/h). Au sud et à l'est du contour plus externe au ZR on observe des courants plus intenses, avec des vitesses de l'ordre de 8-10 cm/s.

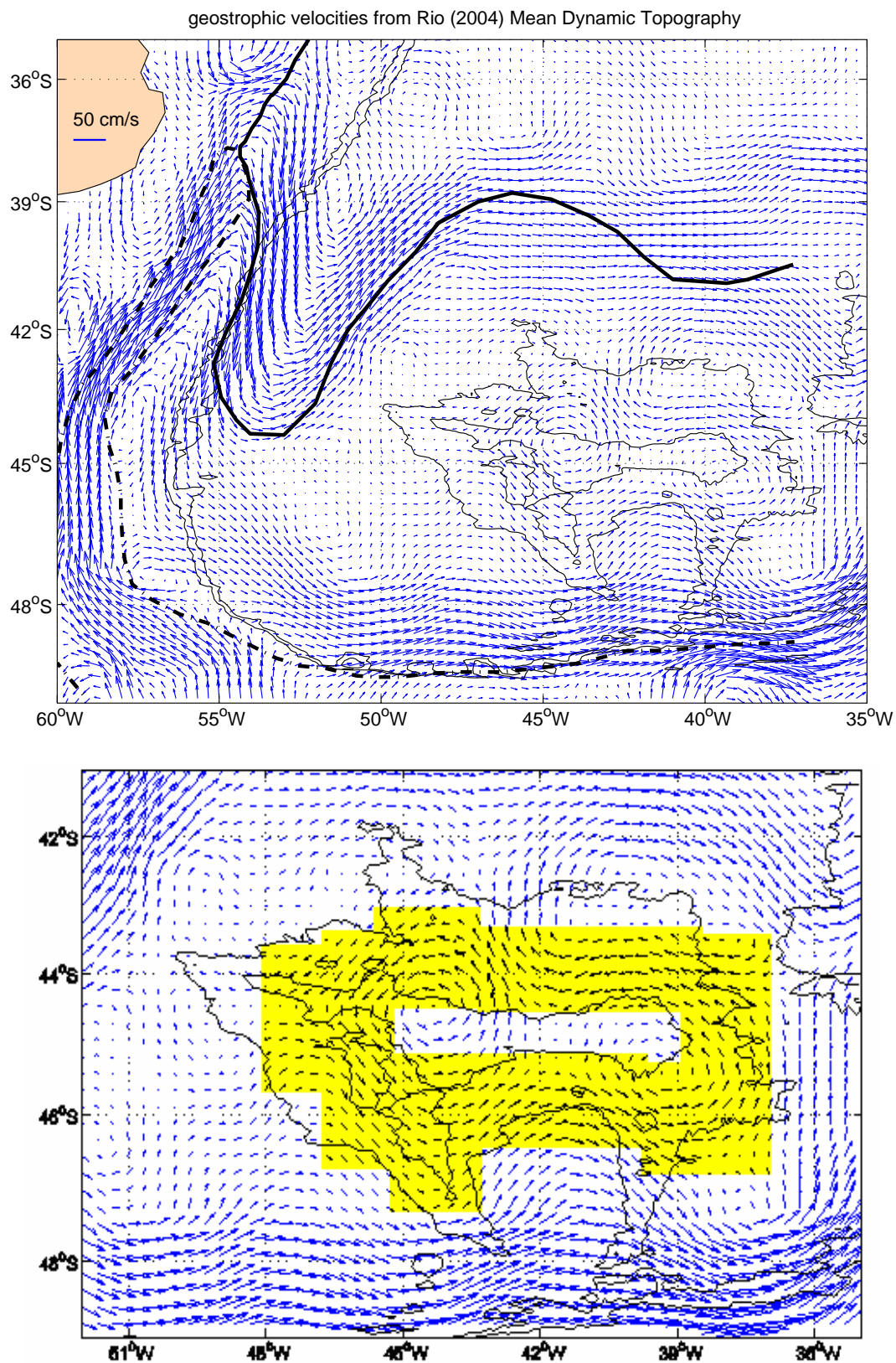


Fig. 5-10 : en haut : vitesses géostrophiques (vecteurs, cm /s) obtenues avec la topographie dynamique moyenne (en couleurs, cm) de *Rio and Hernandez* [2004]. Les contours de f/h (1.92×10^{-8} et $2 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) sont indiqués en noir. Les positions moyennes du SAF (trait-point noir) et du BCF (ligne noire solide) sont indiquées. En bas : zoom sur la région du ZR. Le surlignage jaune correspond aux vitesses associées au courant anticyclonique du ZR.

Comparaison des vitesses en surface : WOCE A11 vs MADT

Les vitesses géostrophiques déduites des MADT correspondant aux dates de la campagne WOCE A11 (30 Décembre 1992 au 6 Janvier 1993) ont été extraites le long de la section hydrographique, à 45°S (Fig. 5-11). On observe en général un bon accord avec les vitesses estimées par *Saunders and King*[1995a] à partir des mesures SADCP à 30 m de profondeur. Dans la région du ZR, entre 48.2°W et 37.5°W, les vitesses en surface des deux mesures ne montrent pas une indication claire de la présence d'une circulation anticyclonique, comme c'est le cas pour les vitesses au fond (Fig. 5-4). La composante perpendiculaire à la trajectoire du bateau de la vitesse estimée avec les MADT, le SADCP et par intégration de l'équation (4) en considérant une vitesse nulle au fond, sont comparées (Fig. 5-12). Les vitesses MADT montrent une bonne correspondance en général avec les vitesses SADCP, sauf à 59°W et 51°W, où les vitesses MADT sont inférieures de ~20 cm/s aux vitesses SADCP. Cette différence peut être due à la résolution spatiale différente (1/3° pour MADT et 0.1° en moyenne pour le SADCP) ou à une limitation de la MDT. Les différences entre les vitesses estimées avec les données CTD et le SADCP indiquent une estimation des vitesses au fond. Des différences de 70 cm/s et 55 cm/s sont observées respectivement à 53°W et 51°W. Des vitesses maximales au fond du même ordre de grandeur (66 cm/s) ont été reportées par *Weatherly* [1993] au nord de la section à partir de mesures de courantomètres. Dans la région du ZR, les différences entre les vitesses CTD et SADCP varient entre -15 cm/s et 10 cm/s.

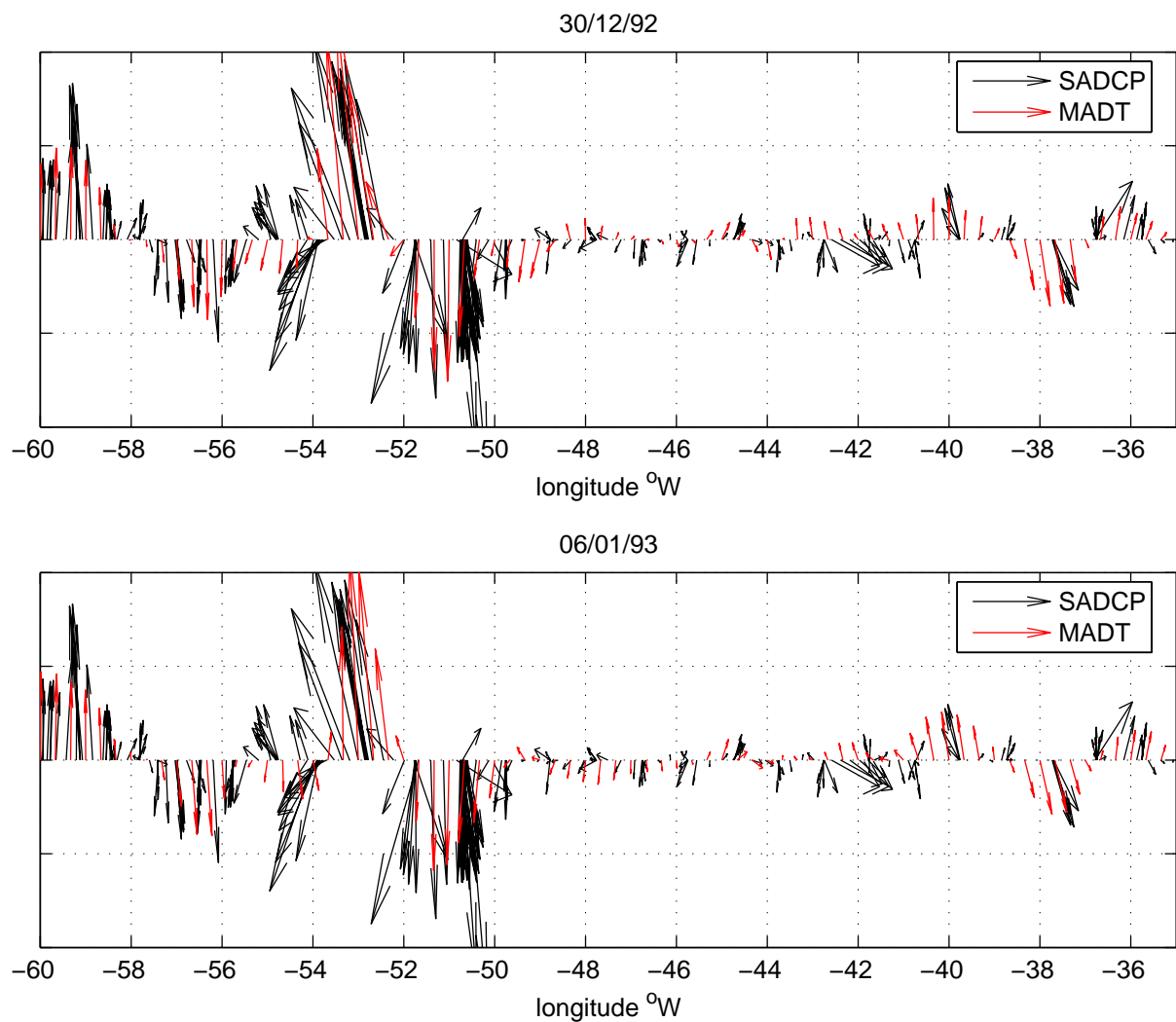


Fig. 5-11 : Comparaison entre les vitesses obtenues avec le SADC à 30 m de profondeur pendant la campagne A11 de WOCE (en noir) et les vitesses estimées à partir des cartes MADT le long de 45°S (en rouge) pour le 30/12/92 (en haut) et le 6/1/93 (en bas). L'amplitude maximale (minimale) des vecteurs est de 152 cm/s (1 cm/s).

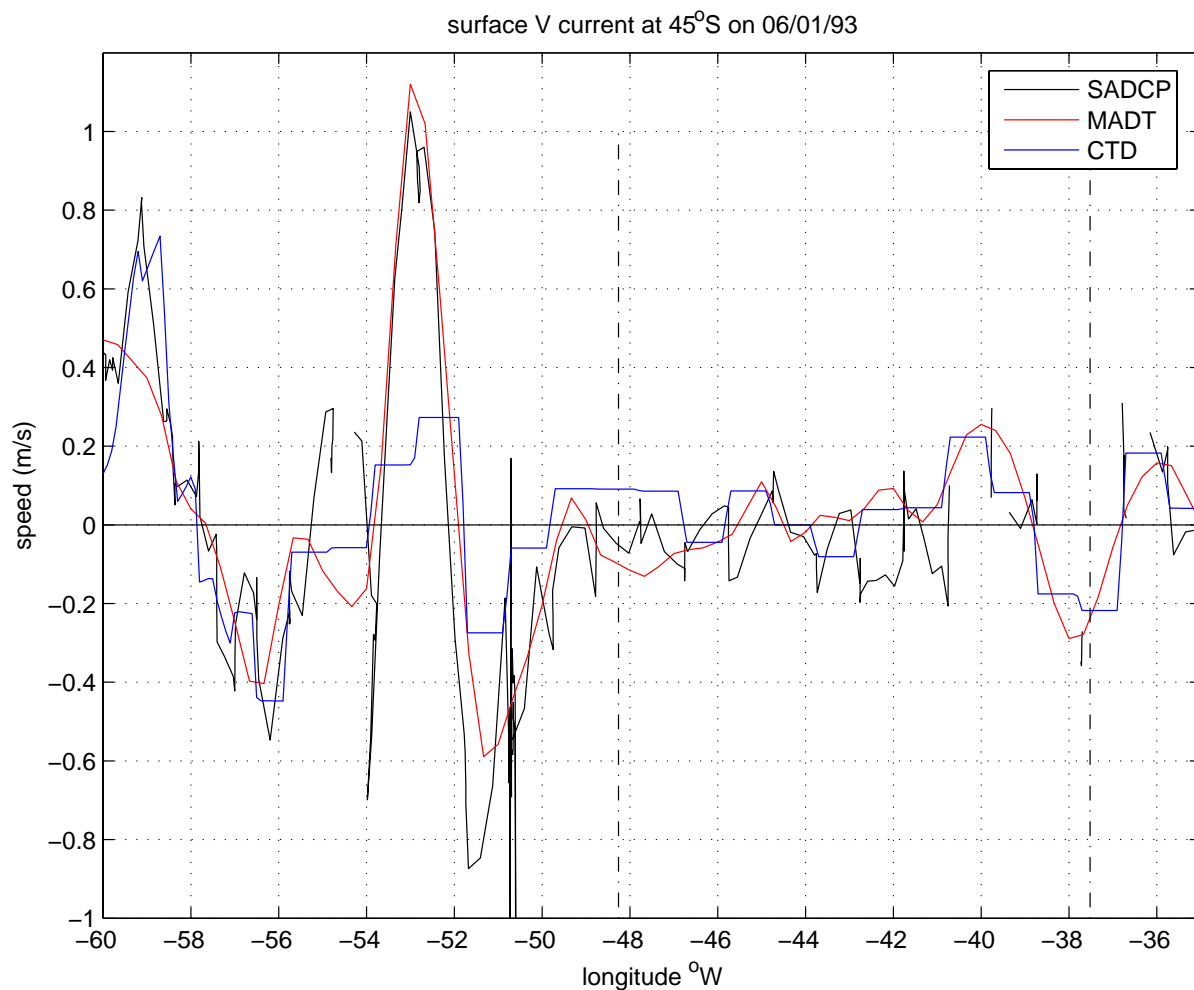


Fig. 5-12 : Comparaison entre les vitesses obtenues pendant la campagne A11 de WOCE : SADC à 30 m de profondeur (ligne noire), déduites des données CTD (ligne bleue, considérant une vitesse nulle au fond) et les vitesses estimées à partir des cartes MADT le long de 45°S (en rouge) pour le 6/1/93.

5.3.2 Structure verticale

Correspondance avec la surface

La section WOCE A11

Les mesures de température, salinité, oxygène et densité obtenues le long de la section A11 de WOCE sont montrées dans les Fig. 5-13 (premiers 500 m) et Fig. 5-14 (de la surface au fond). Le courant des Malouines est identifié par de l'eau froide peu salée et riche en oxygène entre 60° et 58°W (Fig. 5-13). Entre 58° et 50°W la forte variabilité des courants de surface correspond à la région de confluence Brésil-Malouines : la région est peuplée de tourbillons qui majoritairement transportent de l'eau chaude et salée vers le sud mais peuvent aussi transporter de l'eau froide et peu salée vers le nord. La masse d'eau superficielle (présente jusqu'à 300 m de profondeur) très chaude et salée centrée à 54°W est associée à un tourbillon

provenant de l'overshoot du courant du Brésil. La Fig. 5-4 indique des vitesses en surface vers le nord (sud) à l'est (ouest) de 54°W : il s'agit d'un tourbillon anticyclonique. Cette observation est corroborée par les cartes de SLA correspondant aux dates de la campagne A11 (Fig. 5-15) : entre 57° et 53°W on observe une élévation avec un sommet à 54°W de plus de 30 cm.

Entre 53° et 50°W la SLA le long de la section A11 (Fig. 5-15) présente une forte dépression (~60 cm) centrée à 52°W, indiquant une circulation cyclonique intense. Les vitesses en surface estimées par *Saunders and King* [1995a] sont en accord avec cette observation et montrent une vitesse maximale (jusqu'à 150 cm/s à 200 m de profondeur) vers le nord à 53°W, à la frontière entre le tourbillon anticyclonique centré à 54°W (décrit ci-dessus) et le tourbillon cyclonique centré à 52°W.

Dans la région correspondant au ZR, les profils de T et S le long de la section montrent un approfondissement des isolignes entre ~50° et 40°W. La SLA dans cette région montre des valeurs positives mais inférieures à 10 cm en général (Fig. 5-15).

Un cyclone, avec les mêmes caractéristiques que le cyclone centré à 52°W (remontée des isolignes de T et S et dépression de la SLA) est observé entre 41° et 38°W, centré à 39°W.

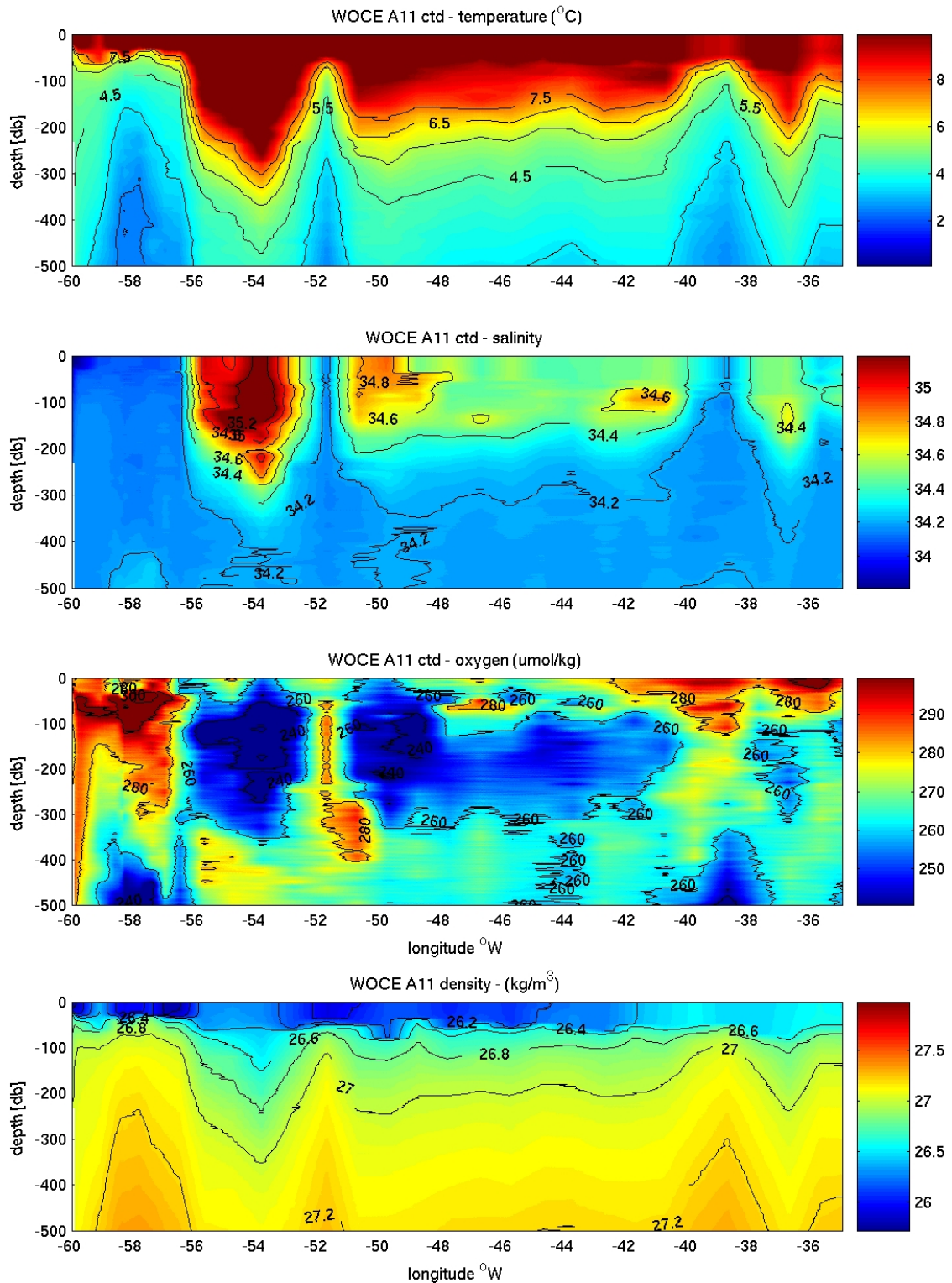


Fig. 5-13 : Température (a), salinité (b), oxygène (c) et densité (d) à partir des données CTD pour la section A11 de WOCE entre 60° et 35W pour les premiers 500 m de la colonne d'eau. La position de la section (45°S) est indiquée sur la Fig. 5-15.

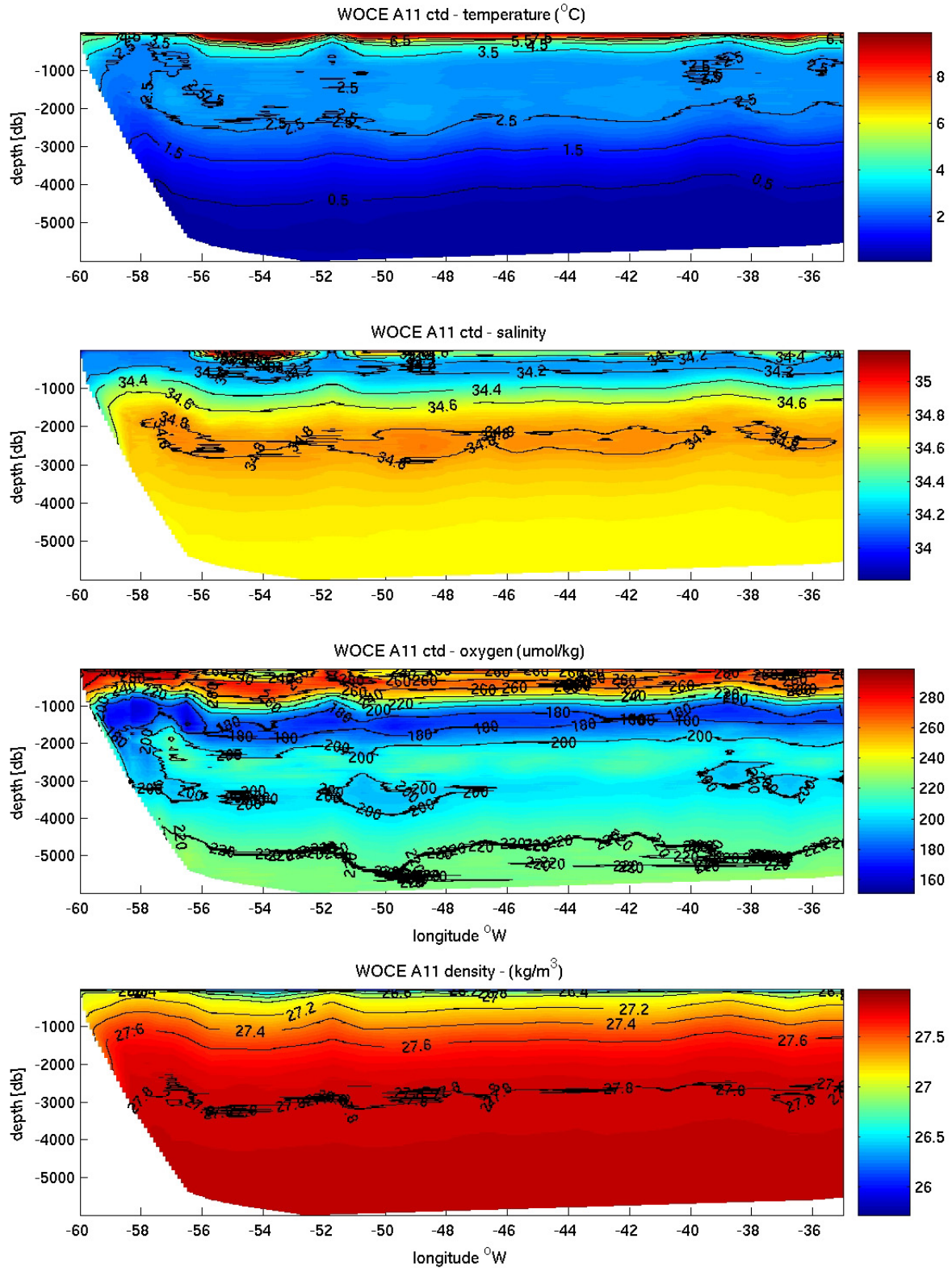


Fig. 5-14 : Température (a) , salinité (b), oxygène (c) et densité (d) à partir des données CTD pour la section A11 de WOCE entre 60° et 35°W sur toute la colonne d'eau. La position de la section (45°S) est indiquée sur la Fig. 5-15.

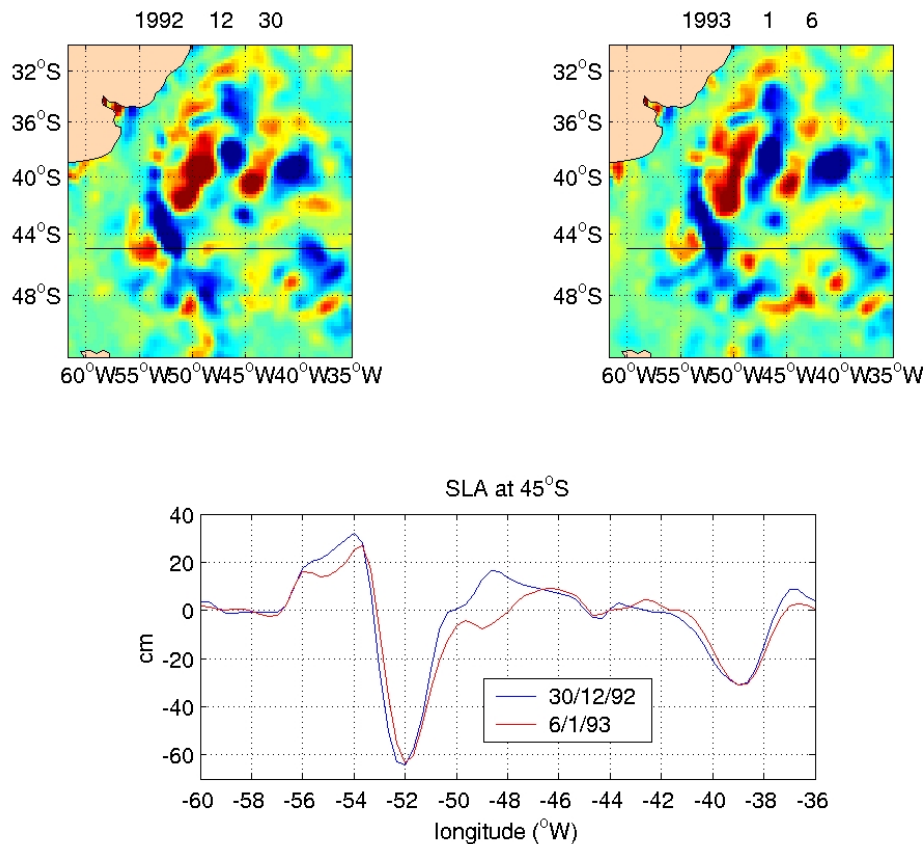


Fig. 5-15: Anomalie de la hauteur de la mer (en cm) moyennée sur sept jours pour les dates correspondant au passage de la campagne WOCE A11 sur le Zapiola (ie entre le 30/12/1992 et le 6/1/1993).

Les profileurs ARGO

Entre les positions 12 et 16, le profileur pf3900111 effectue une petite boucle cyclonique d'un diamètre de ~ 80 km. Les mesures de T et S recueillies pendant ces stations (Fig. 5-19) montrent une remontée des isolignes importante (~ 90 m à la position 14) suggérant que le profileur a été piégé dans un tourbillon cyclonique. Les images de SLA correspondantes (Fig. 5-16) indiquent la présence de ce tourbillon cyclonique qui affecte la trajectoire du profileur probablement à partir de la position 11 (3 septembre 2003). La présence d'une couche d'eau chaude, peu salée et de faible densité est observée en surface entre les stations 1-4 (fin de l'automne 2003) et 22-38 (été et début de l'automne 2004) (Fig. 5-19).

Les profils verticaux du pf3900110 (Fig. 5-18) sont similaires à ceux du profileur pf3900111 : on observe un maximum de température et salinité probablement lié à un événement de fort mélange vertical au printemps (position 11). Comme pour les positions 13 à 15 du flotteur

pf3900111, une remontée des isolignes de T et S est associé à une boucle cyclonique que le flotteur pf3900110 effectue entre les positions 8 et 13 (Fig. 5-24 et Fig. 5-18). Un maximum de salinité est observé à la base de la thermocline saisonnière, entre les positions 20 et 38 par le flotteur pf3900111 et entre les positions 16 à 42 par le flotteur pf3900110.

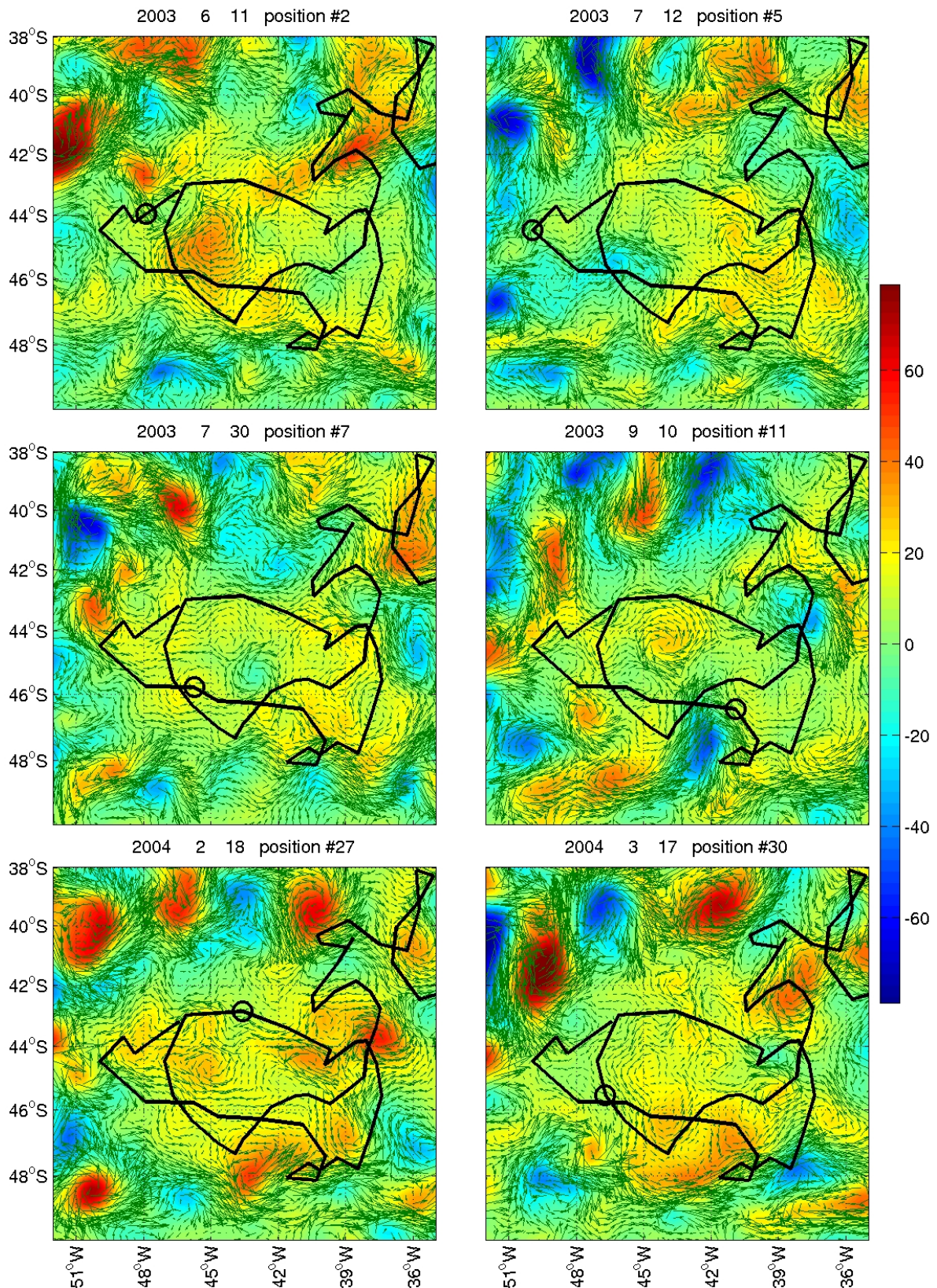


Fig. 5-16 : Champs de vitesses géostrophiques estimées à partir des MADT (vecteurs en vert, même échelle que dans Fig. 5-10) superposés aux champs correspondant de SLA (en cm). La trajectoire du profiler pf3900111 est indiquée avec une ligne noire. La position du flotteur correspondant aux champs montrés est indiquée avec un cercle.

Couche de mélange

Les profileurs documentent la formation et l'érosion annuelle de la thermocline saisonnière (Fig. 5-18 et Fig. 5-19) : à la fin du printemps (positions 20-22) une thermocline saisonnière peu profonde (~50m) se forme suite à l'augmentation de l'insolation et la diminution du vent (Fig. 5-17). La thermocline saisonnière devient très marquée (fort gradient thermique) au cours de l'été puis s'approfondit progressivement en automne (jusqu'à 100m) avec le refroidissement des couches superficielles et l'intensification du vent (Fig. 5-17).

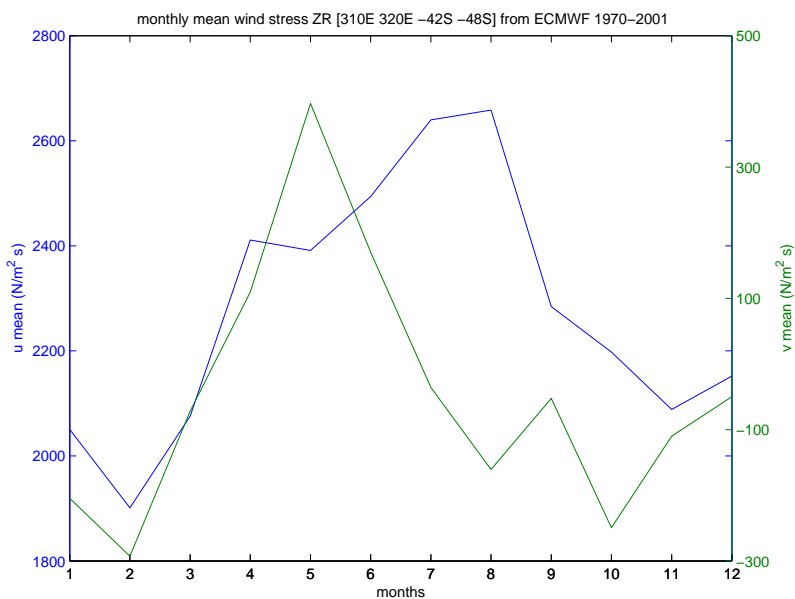


Fig. 5-17 : Climatologie des flux cumulés des moyennes mensuelles de la tension de vent zonale (ligne bleue) et méridienne (ligne verte) dans la région du Zapiola Rise. Unités : $N/m^2.s$. La climatologie a été faite à partir des moyennes mensuelles produites par ECMWF entre 1970 et 2001.

La section A11 de WOCE (Fig. 5-13) montre une profondeur constante (~60 m) de la couche de mélange.

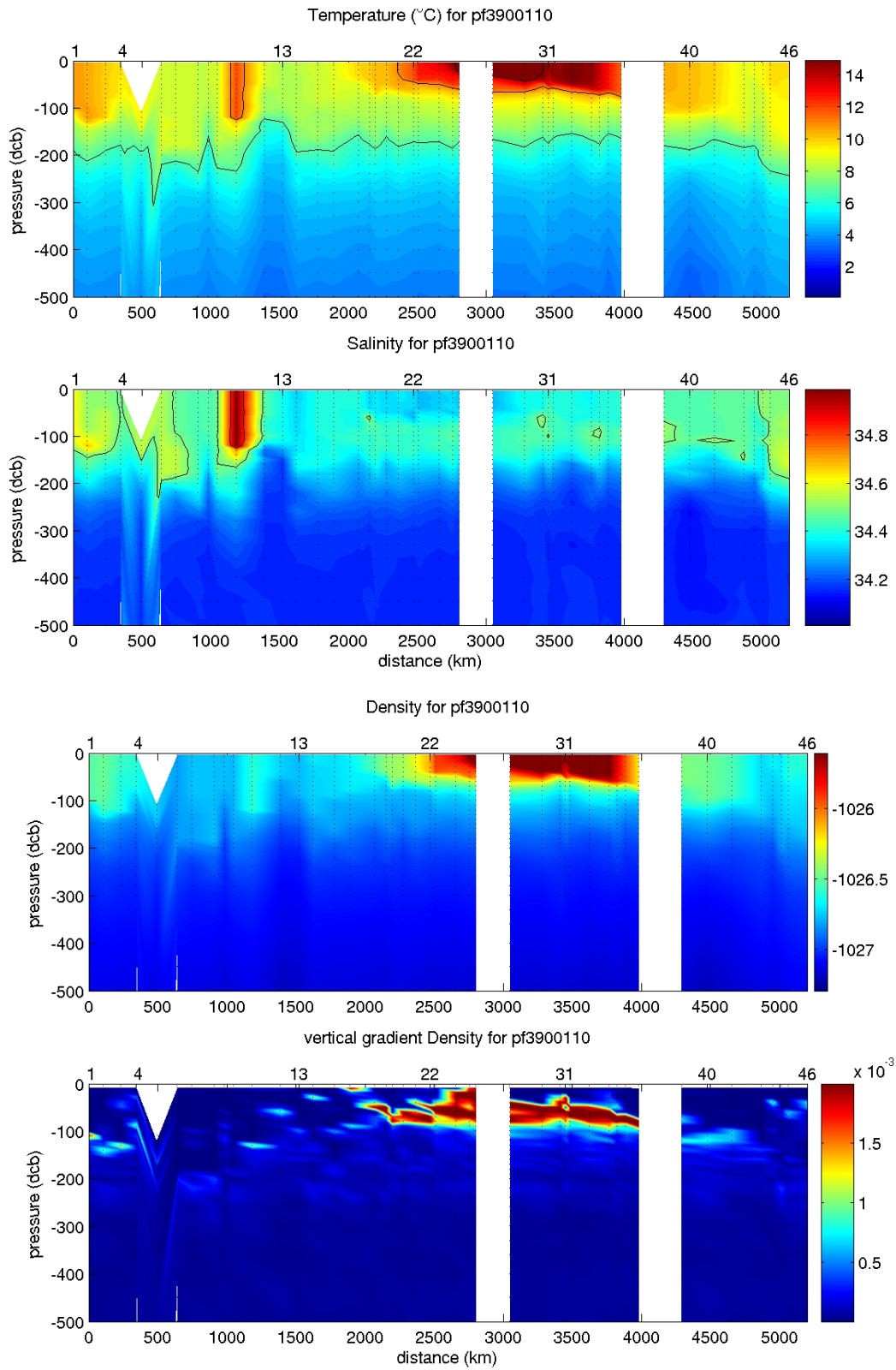


Fig. 5-18 : De haut en bas : température ($^{\circ}\text{C}$), salinité, densité (en haut, kg/m^3) et gradient verticale de densité en fonction de la distance (km) parcourue et de la profondeur mesurée par la bouée pf3900110. Voir aussi légende Fig. 5-19.

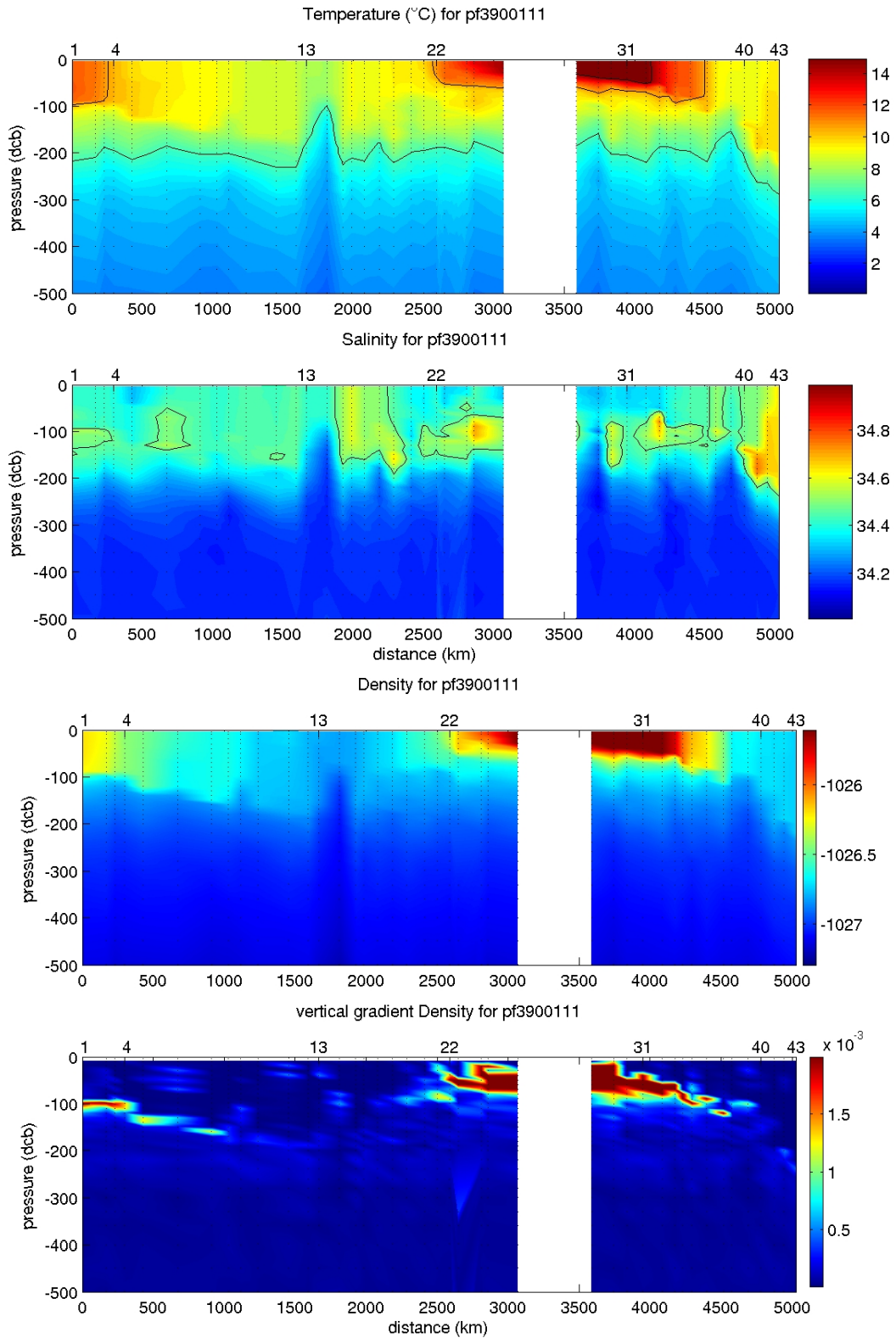


Fig. 5-19: De haut en bas : Température (°C), salinité, densité (kg/m^3) et gradient vertical de densité en fonction de la distance (km) parcourue et de la profondeur mesurée par la bouée pf3900111. Les numéros des stations sont indiqués en haut de chaque graphique. Les petits points noirs indiquent la profondeur à laquelle la mesure a été effectuée. Une interpolation linéaire considérant seuls les premiers voisins a été faite. Les espaces blancs à la position 27 correspondant à une défaillance du profileur : position et date ont été transmises, mais pas les données correspondant à la section (C. Coatanoan, Ifremer, communication personnelle).

Cisaillement vertical de vitesse

WOCE A11

A partir du champ de densité déduit des données CTD de la campagne WOCE A11, les vitesses perpendiculaires à la section sont estimées via l'équation (4), considérant une vitesse de référence nulle au fond (Fig. 5-20 et Fig. 5-21). Bien que cette considération (vitesse nulle au fond) ne corresponde pas à la réalité [Weatherly, 1993], cela nous permet d'analyser le cisaillement vertical le long de la section A11 dans la région du ZR.

Les cisaillements les plus importants le long de la section WOCE A11 sont observés dans les premiers 1500 m de profondeur de l'océan, correspondant aux tourbillons observés le long de la section (Fig. 5-15). Entre 41°W et 50°W (dans la région du ZR) on observe des faibles valeurs de cisaillement (moins de 5 cm/s entre la surface et 1500 m de profondeur). Pour les tourbillons centrés à 39°W et 52°W, une différence de respectivement 15 cm/s et 20 cm/s est observée entre la surface et 1500 m de profondeur (Fig. 5-21).

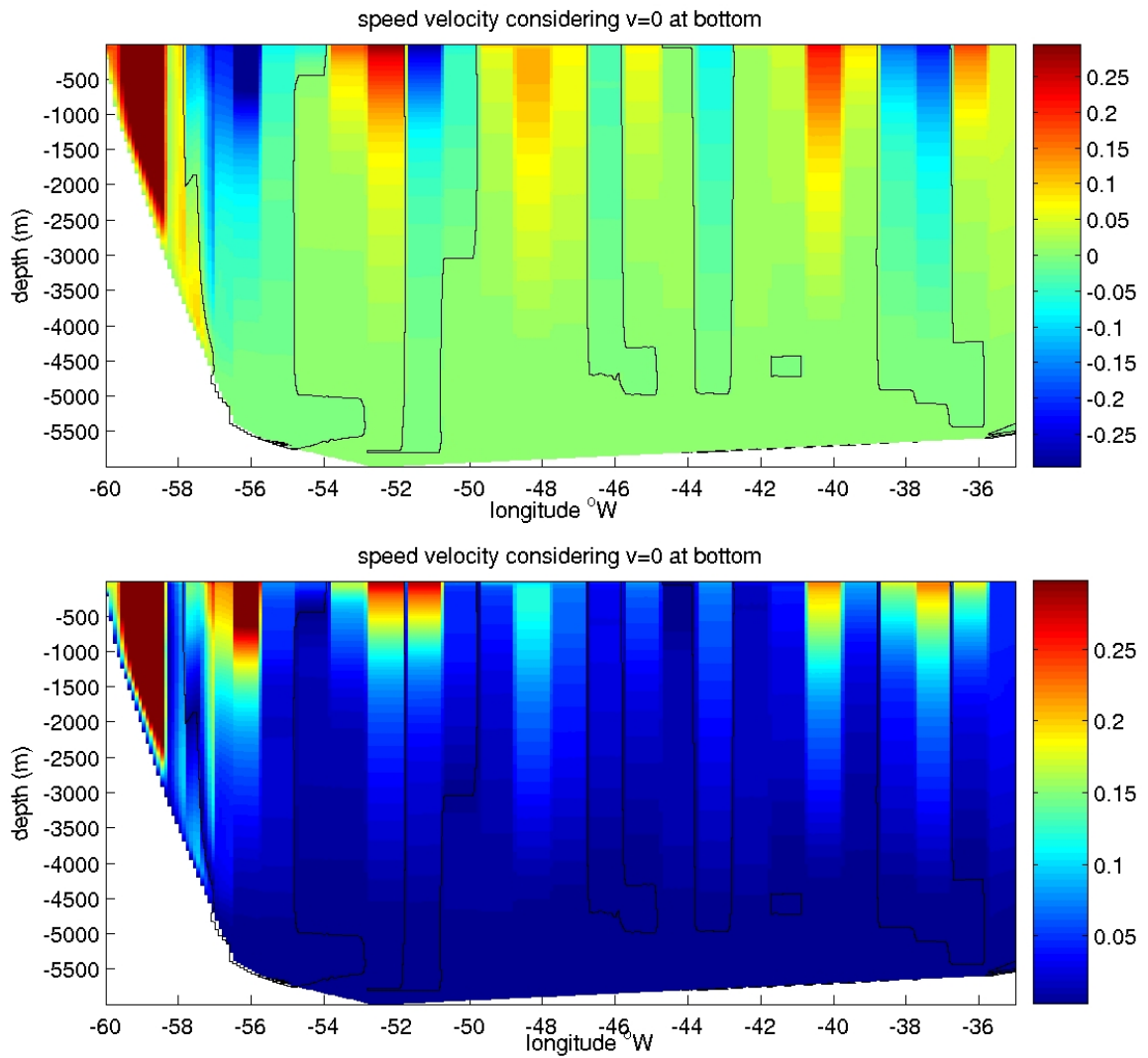


Fig. 5-20 : Vitesses (m/s) perpendiculaires à la section WOCE A11 obtenues à partir des données CTD et considérant une vitesse nulle au fond. En haut, les valeurs positives (négatives) indiquent des vitesses vers le nord (sud); en bas, amplitude de vitesse; le contour de vitesse zéro est indiqué en noir dans les deux cas.

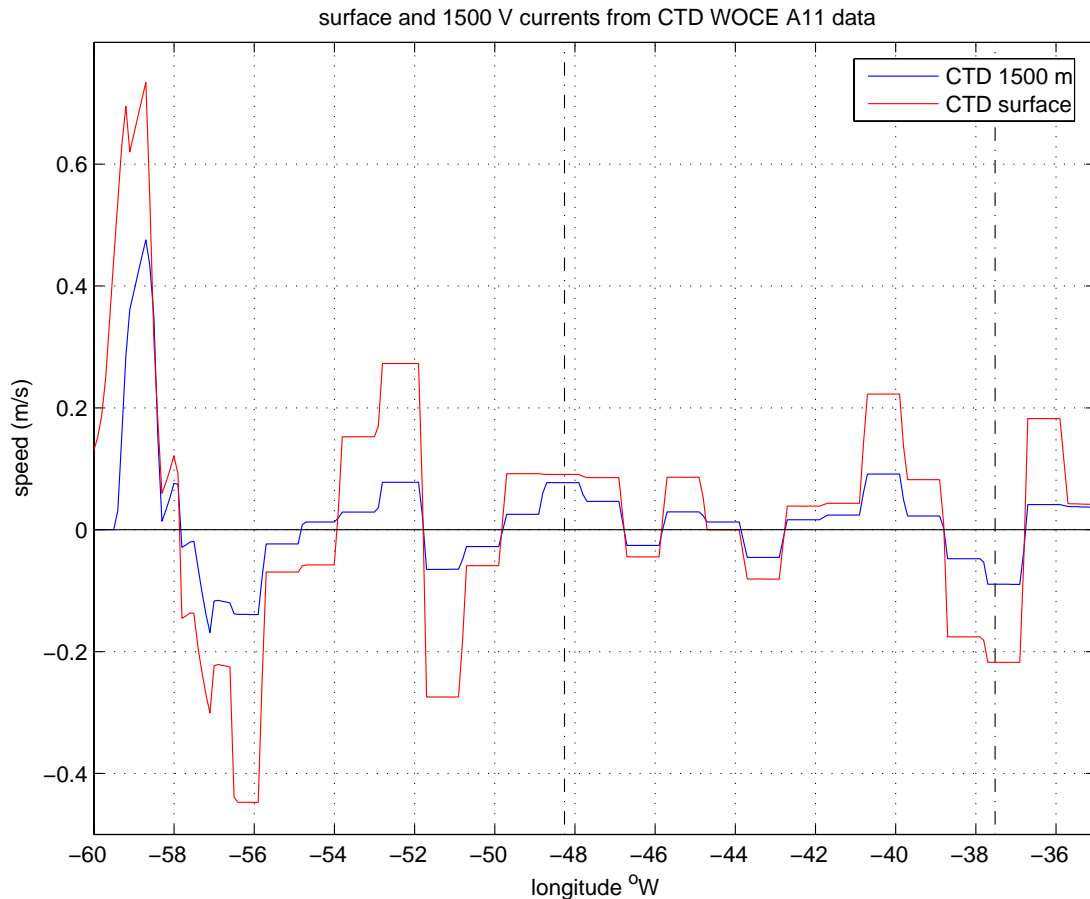


Fig. 5-21 : Vitesses (m/s) perpendiculaires à la section WOCE A11 en surface (courbe rouge), et à 1500 m (courbe noire) obtenues à partir des données CTD et considérant une vitesse nulle au fond. La courbe bleue correspond à la vitesse en surface estimée d'après la somme de la MDT et la SLA aux dates de la campagne. Les valeurs positives (négatives) indiquent des vitesses vers le nord (sud).

MADT vs flotteurs

La Fig. 5-16 montre différents instantanés de la SLA et des vitesses géostrophiques correspondants à quelques dates du parcours du flotteur pf3900111. D'une façon générale, sur les six images montrées, les courants sont plus intenses autour du ZR qu'à l'intérieur du ZR. Un film composé de toutes les images de SLA correspondant à la période pendant laquelle le flotteur était autour du ZR montre une forte activité tourbillonnaire autour du ZR tandis qu'à l'intérieur du contour de $f/h \ 1.92 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (Fig. 5-10), la présence de tourbillons est plus rare et de moindre amplitude. Cette observation est bien en accord avec le minimum de déviation standard de SLA observé sur le ZR (Fig. 5-7).

La direction et sens des vecteurs vitesse près de la position du flotteur (indiquée par un cercle dans la Fig. 5-16) correspond à la direction et sens du flotteur estimée par la distance la plus courte entre deux positions successives. La vitesse moyenne relevée à partir des cartes de

MADT (15.8 cm/s) est 3.6 cm/s supérieure à la vitesse moyenne estimée à partir des positions du flotteur pf3900111 (Tableau 5-1, Fig. 5-22). Entre fin Septembre et début Octobre 2003 (positions 13, 14 et 15) les deux séries présentent des différences significatives, reflétant la présence d'un cisaillement vertical (Fig. 5-22) : le courant de surface est au moins 25 cm/s plus rapide que le courant à 1500 m. Cette différence est probablement due à la présence d'un tourbillon cyclonique centré à 48°S, 41°W (Fig. 5-24) suggéré aussi par la remontée des isolignes de T et S dans ces positions (Fig. 5-19). En mi-juillet 2003 (position 6), le flotteur pf3900111 montre une vitesse à 1500 m significativement supérieure à celle estimée en surface par la carte MADT correspondante. Cette différence est difficilement explicable, indiquant des limitations pour la validité de la MDT.

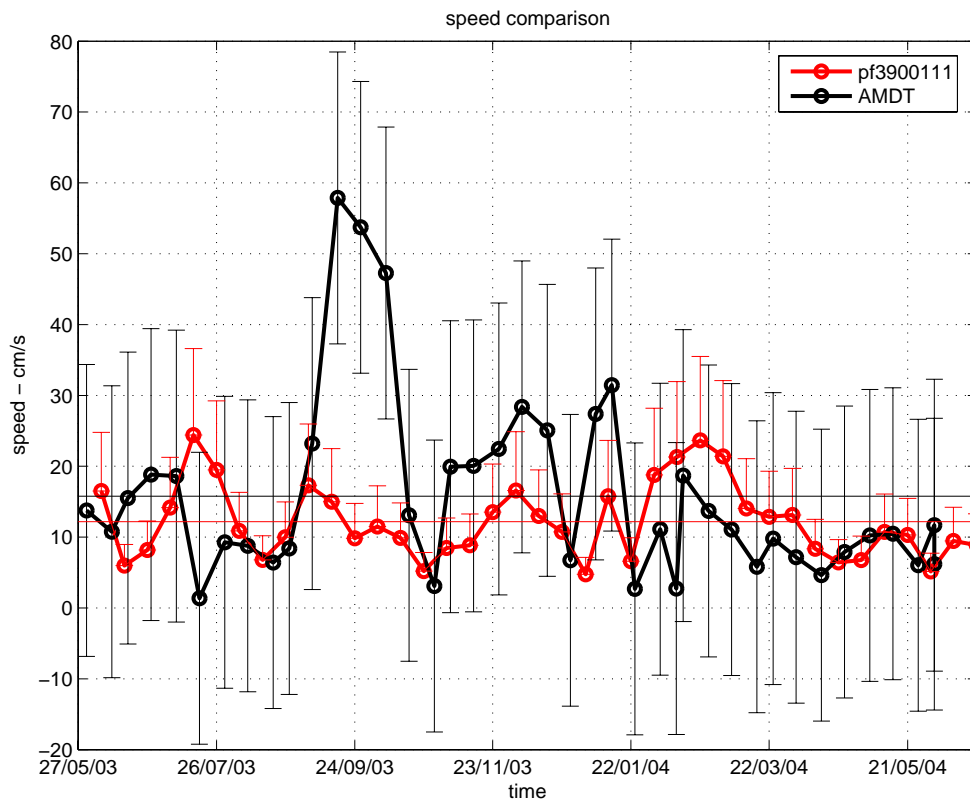


Fig. 5-22 : Amplitudes des vitesses estimées à partir des cartes de topographie dynamique absolue (MADT, en noir) et des positions du flotteur pf3900111 (en rouge). Les lignes horizontales indiquent la moyenne de chacune des estimations. Les barres d'erreurs pour les MADT correspondent aux différences rms entre les vitesses estimées à partir des bouées et les vitesses MADT dans la région de confluence ([Rio and Hernandez, 2004]). Les barres d'erreurs du flotteur estimées considèrent que le flotteur aurait pu parcourir jusqu'à 50% de trajectoire en plus par rapport à la distance la plus courte entre deux stations.

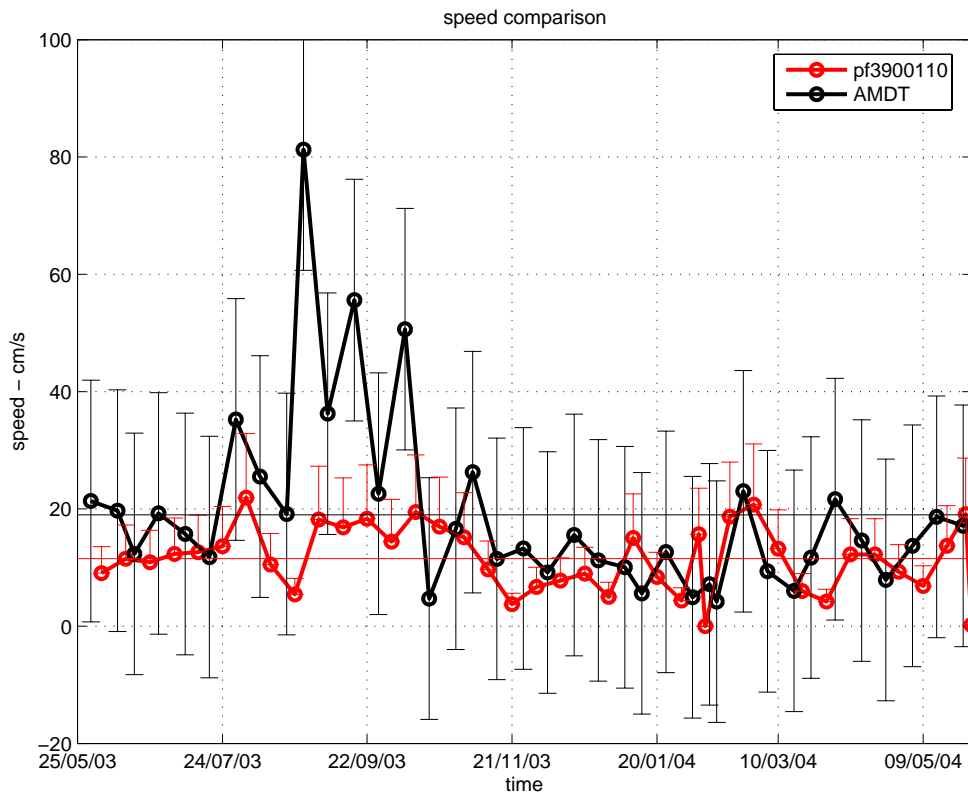


Fig. 5-23 : Amplitudes des vitesses et erreurs estimées à partir des cartes de topographie dynamique absolue (MADT) et des positions du flotteur pf3900110. Les lignes horizontales indiquent la moyenne de chacune des estimations. Voir légende Fig. 5-22 pour les estimations des erreurs.

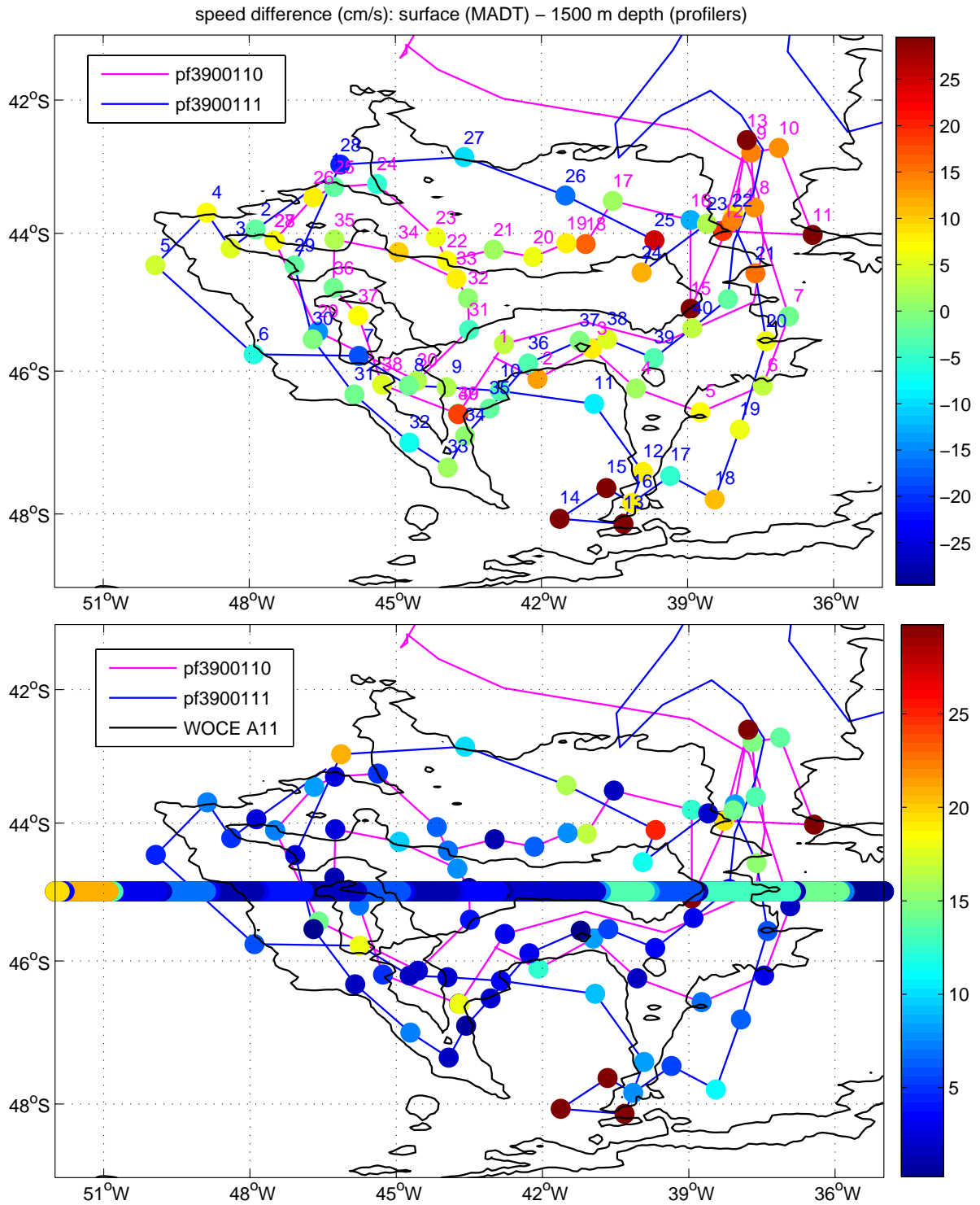


Fig. 5-24 : En haut: différence entre les amplitudes des vitesses estimées en surface (via les cartes MADT) et à 1500 m de profondeur (via le profileur pf3900111). En bas: amplitude des différences; l'amplitude des différences entre la surface et 1500 m pour la section WOCE A11 y est ajoutée. Dans les deux figures les unités sont cm/s.

Une analyse analogue pour le flotteur pf3900110 (Fig. 5-23 et Fig. 5-24) montre des différences significatives dans les positions 11, 13 et 15. Les positions 11 et 13 se situent à

l'extrémité NE du ZR, où le flotteur effectue une boucle cyclonique d'un diamètre d'environ 130 km (Fig. 5-24). Une remontée des isolignes a été observée pour ces positions (Fig. 5-18).

Ainsi, les deux flotteurs et la section WOCE A11 nous indiquent la présence d'un cisaillement significatif (plus de 25 cm/s entre la surface et 1500 m de profondeur) dû à la présence de tourbillons. Les tourbillons responsables d'un tel cisaillement se trouvent à l'extérieur du contour fermé plus externe au ZR ($1.92 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), comme l'indique la Fig. 5-24. A l'intérieur du ZR, le cisaillement est majoritairement inférieur à 8 cm/s.

Les valeurs ponctuelles plus élevées (8 – 20 cm/s) suggèrent la présence de tourbillons moins énergétiques à l'intérieur du ZR. Un de ces tourbillons internes au ZR a été observé pendant la section A11 de WOCE. Les images combinées de SLA et vitesses MADT (Fig. 5-16), montrent aussi la présence de tourbillons de moindre amplitude à l'intérieur du ZR qu'à l'extérieur.

5.3.3 Transport

Moyen

Le calcul du transport géostrophique associé à la MDT est montré dans la Fig. 5-25. Pour faire ce calcul, on a considéré une région qui comprend la côte du continent sud-américain, de façon à pouvoir intégrer le transport méridien pour chaque latitude à partir d'un transport zonal nul. A chaque point de grille la profondeur locale est considérée. Ce calcul ne considère pas la stratification, il estime donc un transport barotrope. Ainsi, les valeurs de transport obtenues pour l'overshoot du courant du Brésil (supérieurs à 200 Sv) sont surestimées, car ce dernier a une forte composante barocline. Des résultats plus réalistes sont attendus dans la région du ZR, compte tenu de la forte composante barotrope du courant associé (Section 5.3.2).

Dans la région du ZR (délimitée par le contour fermé de f/h de $1.92 \times 10^{-9} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) on observe deux circulations fermées, centrées à 44.5°W et 39.5°W , avec un transport d'environ 40 Sv (Fig. 5-25). On observe également un contour fermé (qui inclut les deux circulations fermées à 44.5°W et 39.5°W), qui peut être associé au courant anticyclonique du ZR. Le transport de ce dernier est de 60 Sv, bien inférieur aux moyennes estimées par le modèle de *de Miranda et al.* [1999] (140 Sv) ou de *Dewar* [1998] (100 Sv).

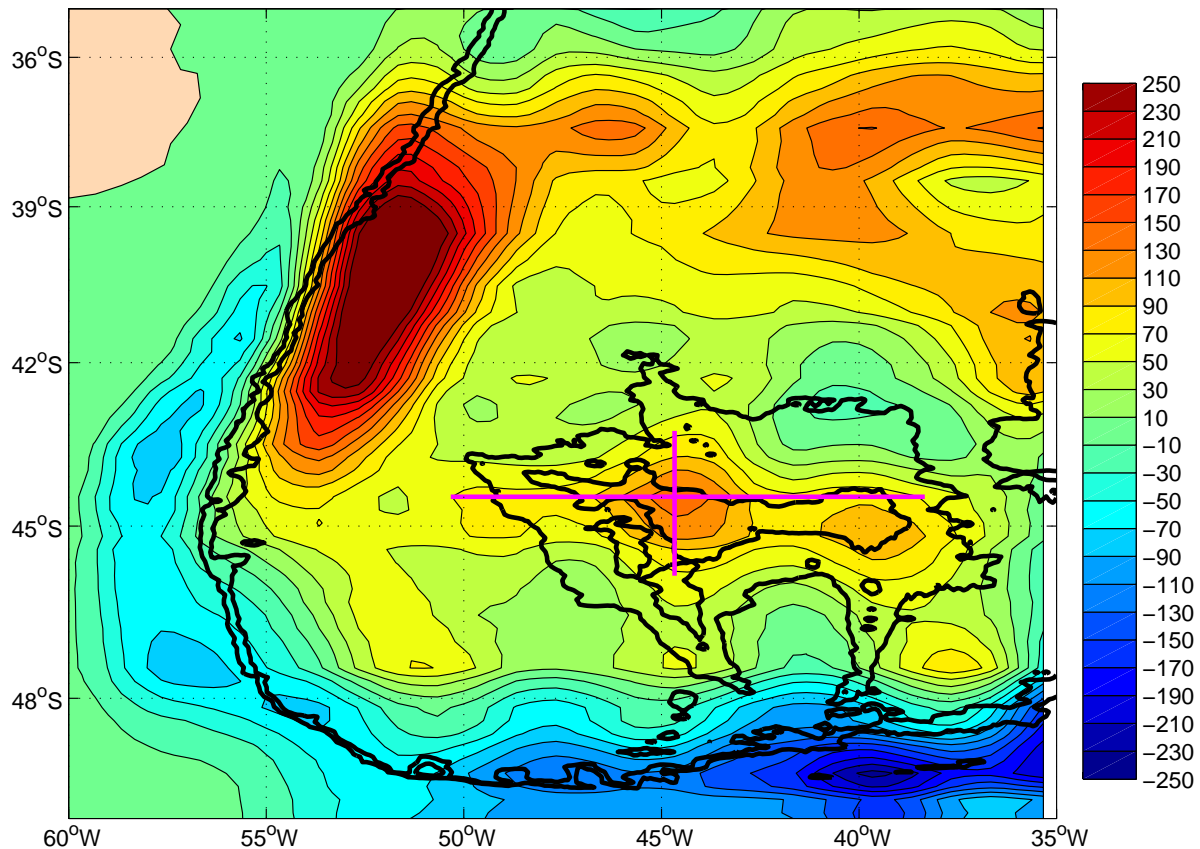


Fig. 5-25 : Transport obtenu à partir des vitesses géostrophiques correspondant à la topographie dynamique moyenne de *Rio and Hernandez*, [2004]. Les contours de vorticité potentielle de 1.92 et $2 \times 10^{-9} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ sont indiqués avec une ligne noire, les sections à partir desquelles le transport en fonction du temps a été calculé sont en magenta.

Variabilité temporelle

Pour estimer les variations dans le temps du courant anticyclonique associé au ZR, on a estimé le transport à partir des vitesses géostrophiques obtenues des MADT entre Janvier 1993 et Décembre 2003 le long de quatre sections contenues dans le contour de f/h de $1.92 \times 10^{-9} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ (indiqués dans la Fig. 5-25). Deux sections sont orientées en direction EW à 44.4°S , le long de l'arête du ZR. Les deux autres sections sont orientées en direction NS à 44.5°W . Les quatre sections ont comme point commun le sommet du ZR (4900 m de profondeur, à 44.4°S , 44.5°W). Les résultats correspondants sont présentés dans les Fig. 5-26 et Fig. 5-27, les transports moyens sont résumés dans les Tableau 5-2 et 5-3.

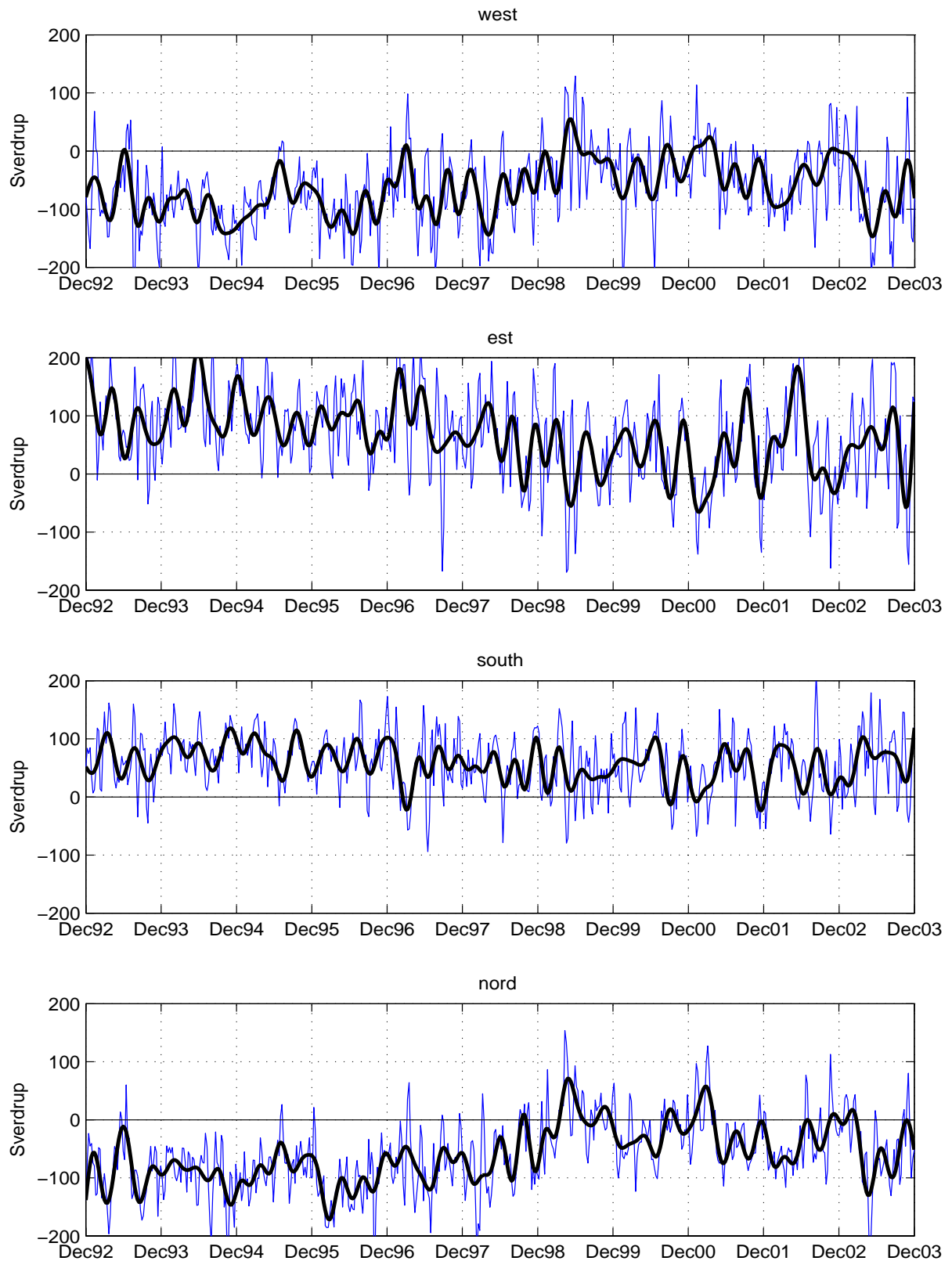


Fig. 5-26 : Série temporelle du transport géostrophique (en Sv) au travers des différentes sections autour de ZR (en bleu série hebdomadaire; en noir, série filtrée à 90 jours). Les vitesses géostrophiques pour le calcul du transport ont été obtenues à partir des cartes de SLA+MDT.

Tableau 5-2 : Transport estimé pour le courant du ZR, sections NS à 44.1°W. Le signe positif dénote un courant vers l'est.

Latitudes considérées (°S)	Nom de la section	Profondeur moyenne (km)	Transport moyen (Sv)
44.5 – 43	nord	5.1	-59.5
46 – 44.5	sud	5.1	+58

Tableau 5-3 : Transport estimé pour le courant du ZR, sections EW à 44.5°S. Le signe positif dénote un courant vers le nord.

Longitudes considérées (°W)	Nom de la section	Profondeur moyenne (km)	Transport moyen (Sv)
46 - 44.5	ouest	5.3	-63.6
44.5 – 43	est	5.1	66.5

Le transport moyen au travers des quatre sections suggère des résultats cohérents avec la présence du courant anticyclonique autour du ZR avec un transport entre 58 et 66.5 Sv (Tableau 5-3 et Tableau 5-2).

Les séries temporelles du transport associé au courant sont montrées en Fig. 5-26. Pour les analyser plus simplement on inverse le signe du transport des sections est et nord de façon à ce qu'un signe positif du transport signifie un courant anticyclonique dans toutes les sections (Fig. 5-27). On observe alors que les quatre séries :

- a) sont majoritairement en phase (la corrélation entre paires de séries est maximale à lag 0 avec une valeur supérieure à 0.51, significatif à 99.9%),
- b) présentent au moins deux régimes différents : entre Janvier 1993 et Décembre 1997, la circulation est anticyclonique (transport moyen 85.6 Sv); en 1998 le transport diminue et en automne-hiver austral 1999 il est probablement inversé (transport négatif de 110 Sv en Mai 1999). Puis le transport augmente, i.e. la circulation redevient anticyclonique, avec des périodes où elle se renverse (i.e. Janvier 2001),
- c) présentent des pics significatifs d'énergie à des périodes de temps autour de 150 et 55 jours (Fig. 5-28).

Ces observations suggèrent la présence d'un courant assez homogène, en "rotation solide", autour du ZR et l'existence d'une variabilité énorme (les valeurs maximales et minimales des

quatre séries confondues est de +240 Sv et -185 Sv respectivement) jusqu'à présent méconnue.

En Janvier 1993, le transport le long de la section est et ouest est de respectivement 190 et 70 Sv. Ces valeurs sont comparables à celles discutées par *Saunders and King* [1995a] pendant la section A11 de WOCE (100-175 Sv). Néanmoins, ces résultats sont à considérer avec précaution : le calcul du transport considère un courant barotrope, hors il a été montré que cela n'est pas le cas, surtout quand des tourbillons importants se trouvent en surface. En outre, les limitations associées à la MDT dans la région du ZR (i.e. les courants associés à la MDT qui «traversent» les contours de f/h ou encore les vitesses associées à la MDT significativement plus faibles qu'à 1500 m) ajoutent une importante incertitude au résultat. Ces incertitudes sur la MDT peuvent atténuer l'amplitude du courant calculé et/ou changer sa valeur d'une constante. Néanmoins, les oscillations observées dépendent uniquement de la SLA, et non de la MDT.

Les spectres des séries temporelles du transport (Fig. 5-28) montrent des fortes amplitudes aux basses fréquences, sans indiquer de pics significatifs. Cela est dû à la présence de la variabilité interannuelle déjà commentée ci-dessus, dont la période (6-7 ans, s'il s'agit d'une oscillation) nécessiterait une série de temporelle de transport d'au moins 30 ans pour être résolue par le spectre. Les autres pics sont associés à la variabilité mésoéchelle.

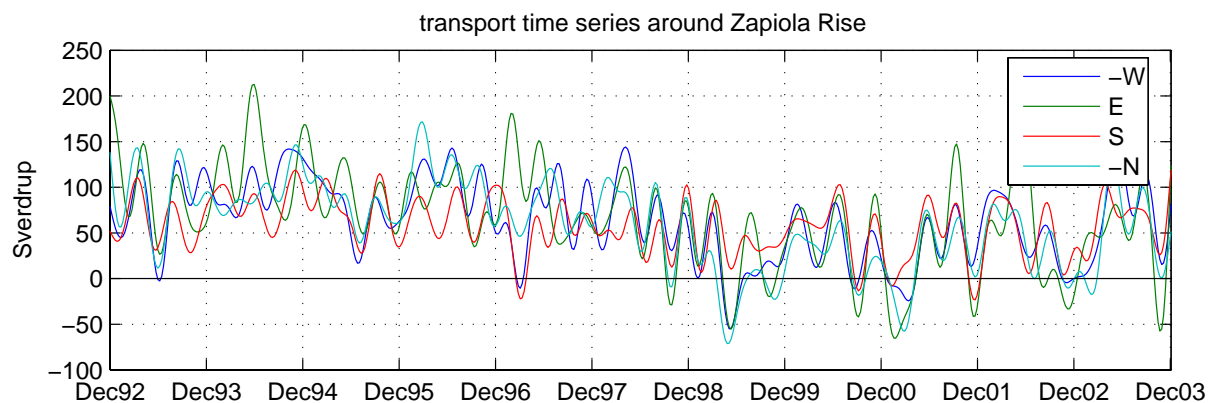


Fig. 5-27 : Séries temporelles du transport (filtrées à 90 jours) le long des sections indiqués dans la Fig. 5-25. Le transport associé aux sections ouest (W) et nord (N) a été multiplié par -1.

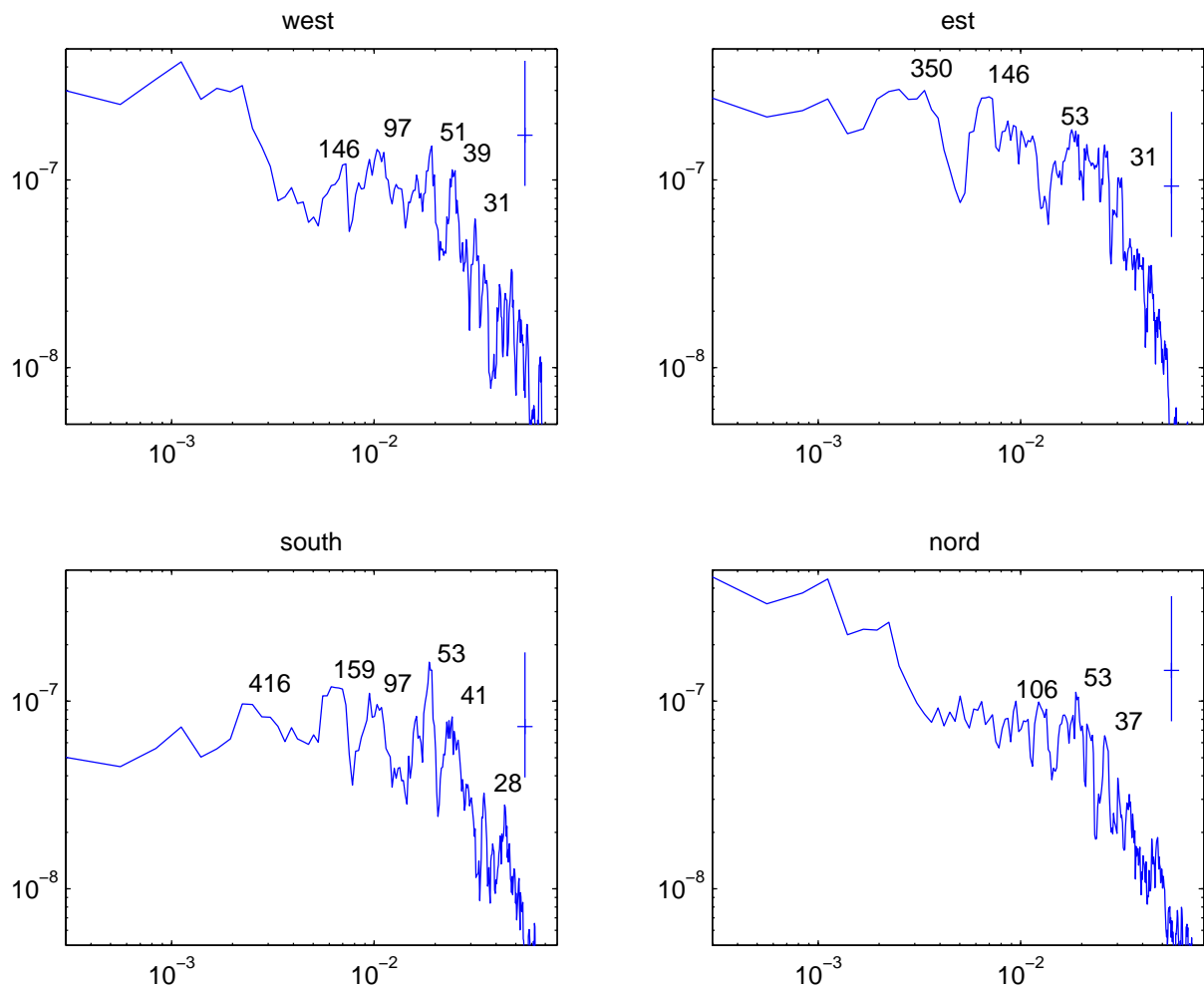


Fig. 5-28 : Amplitude spectrale (Sv^2/jour) en fonction de la fréquence (1/jour) des séries temporelles du transport. La croix en haut à droite indique le niveau de confiance à 95%.

5.3.4 Forçages possibles

Dans le but d'analyser les forçages potentiellement responsables de la variabilité observée sur les séries de transport, deux facteurs sont analysés : le forçage dû au vent et celui des tourbillons. Le rotationnel du vent ne montre pas de corrélation significative avec les séries de transport (Fig. 5-29), suggérant que le vent ne joue pas un rôle important sur les fluctuations du transport.

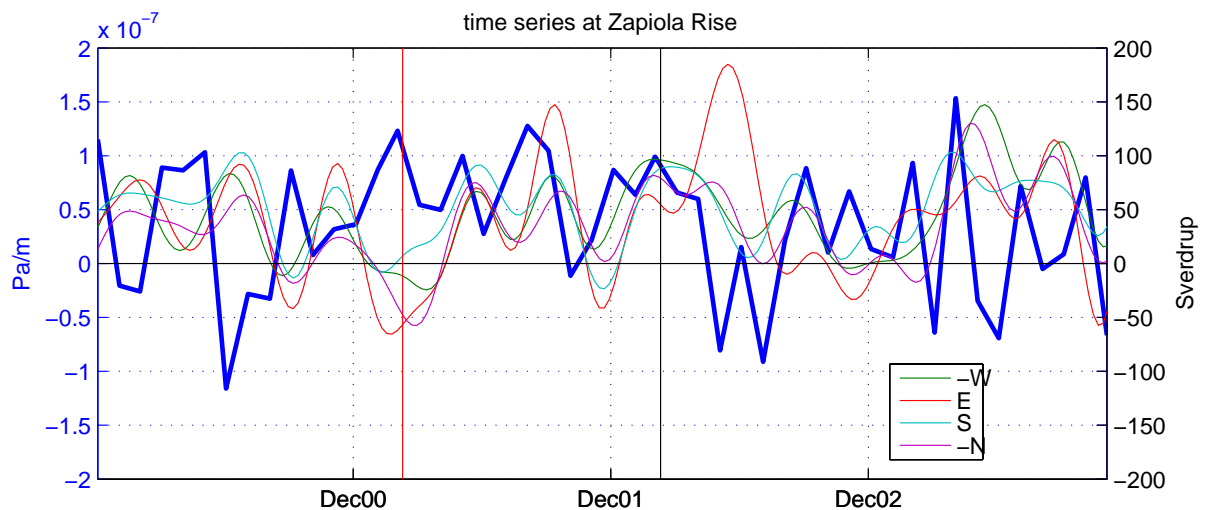


Fig. 5-29 : Séries temporelles du transport (Sv) le long des quatre sections représentées dans la Fig. 5-25. La ligne bleue correspond à la moyenne mensuelle du rotationnel de la tension de vent (pascal/m) dans la région du ZR. Les lignes verticales correspondent à une situation où le transport est maximal (7 Mars 2001) et minimal (6 Mars 2002). Les données QuickScat de tension de vent ($1/4^\circ$ de résolution spatiale, moyennes journalières) ont été utilisées.

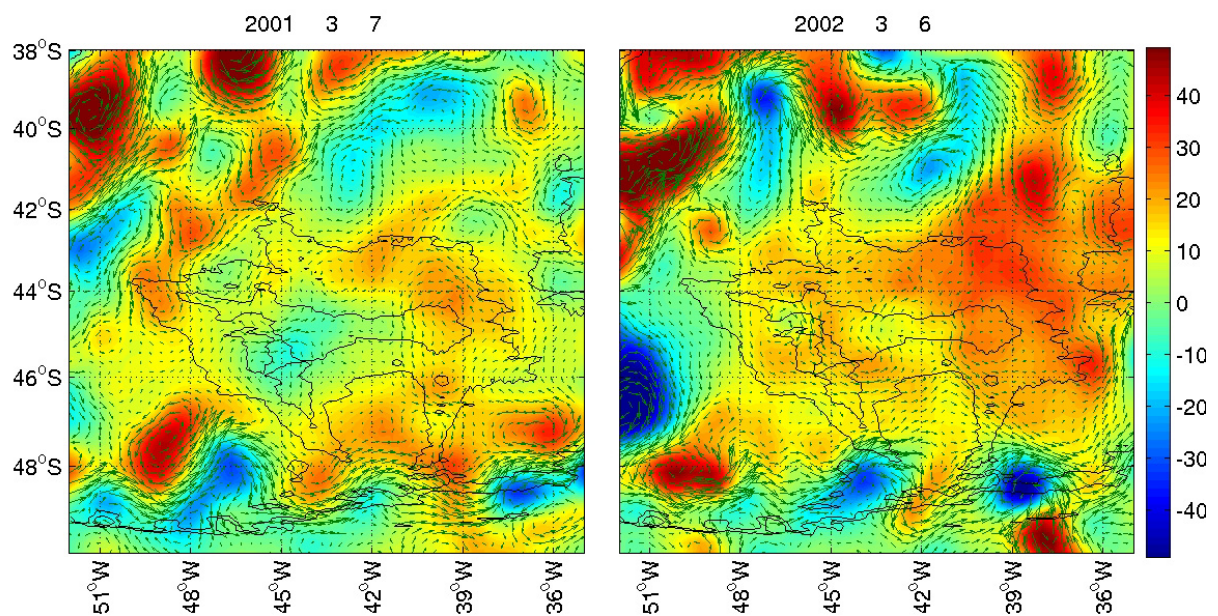


Fig. 5-30: Vitesses géostrophiques déduites des MADT (vecteurs verts) et SLA (cm) correspondant à une situation de transport minimal (7 Mars 2001) et maximal (6 Mars 2002) du courant associé au ZR.

La distribution des tourbillons aux deux dates où le transport associé au ZR est respectivement maximal et minimal est montrée en Fig. 5-30. La différence principale entre les deux situations est la présence d'un gros tourbillon cyclonique centré à 52°W , 46°S , près du contour externe du ZR, dans le cas où le transport est maximal. A l'intérieur du ZR, on observe des SLA uniquement positives quand le transport est maximal et la présence de SLA négatives dans le cas où le transport est minimal. Un tourbillon cyclonique important

(dépression de plus de 60 cm) à 52°W a été observé aussi lors de la campagne WOCE A11 (Fig. 5-15) où les mesures CTD ont permis de mettre en évidence un courant anticyclonique associé au ZR (Fig. 5-4).

Cette configuration de SLA suggère un mécanisme pour expliquer la circulation autour du ZR: les tourbillons plus énergétiques sont piégés par les contours fermés de f/h qui entourent le ZR et, selon leur sens de rotation, accélèrent ou décélèrent l'écoulement anticyclonique autour du Zapiola (Fig. 5-31). Ainsi, le tourbillon cyclonique présent à 52°W pour les dates correspondant à la campagne WOCE A11 ou lors du transport maximal en Mars 2002 (Fig. 5-30) suggère qu'on est dans une situation où les tourbillons accélèrent l'écoulement autour du ZR.

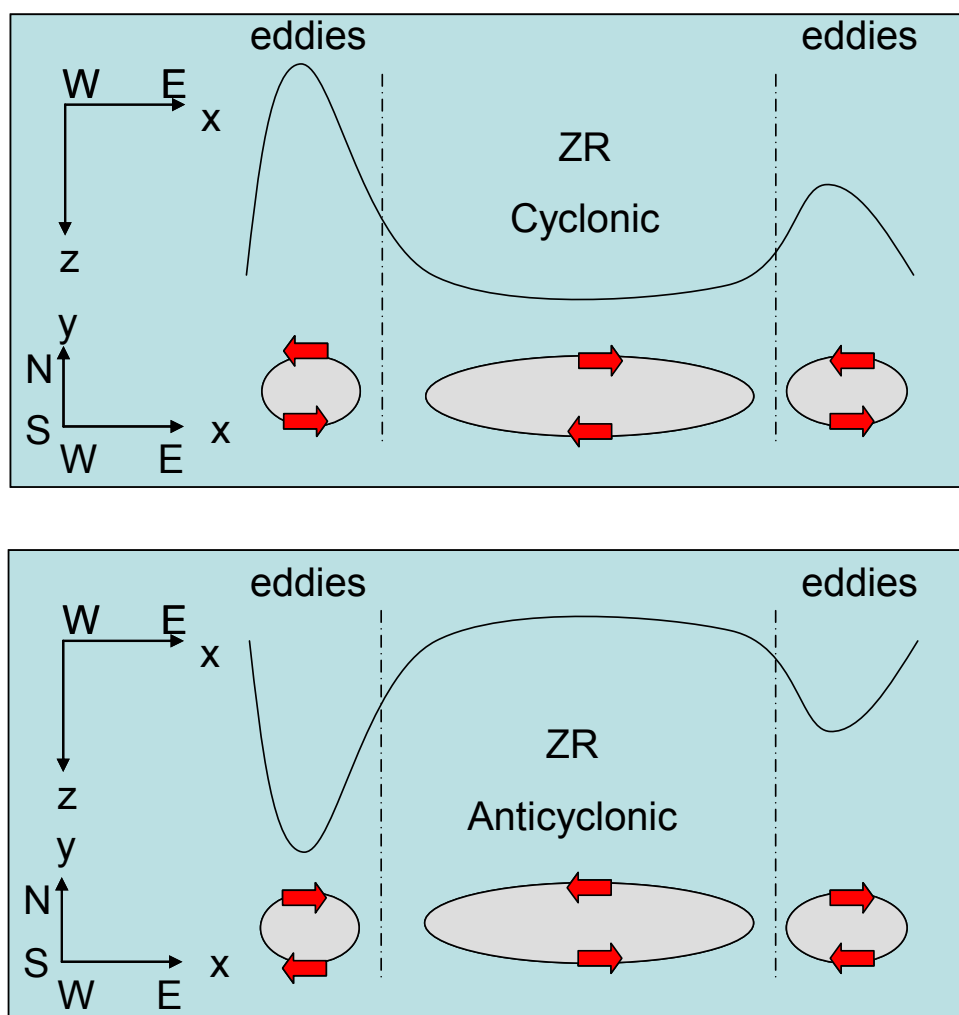


Fig. 5-31 : Forçage par les tourbillons d'une circulation cyclonique (au-dessus) et anticyclonique (au-dessous) associée au Zapiola Rise (ZR). Les flèches rouges indiquent le sens de la circulation ; la ligne noire pleine représente la SLA (le zéro de la SLA est au milieu du ZR). Des tourbillons cycloniques (anticycloniques) aux bords du ZR induisent une circulation anticyclonique (cyclonique) au ZR.

Le forçage le plus important doit probablement être provoqué par les plus puissants tourbillons en provenance de la région de l'overshoot du courant du Brésil. Pour mieux caractériser ce type de forçage, on a extrait la SLA (données hebdomadaires de Janvier 1993 à Décembre 1999) le long d'une section qui passe par l'extrême bord ouest du ZR (où on s'attend à un forçage maximal par les tourbillons) qui traverse la région du ZR (Fig. 5-7) et nous avons calculé les EOF (Empirical Orthogonal Function) correspondantes. Les premier et deuxième modes (Fig. 5-32) expliquent respectivement 41.1% et 19% de la variance totale. Leur structure montre une importante variabilité entre 53°S et 52°S et peu de variabilité dans la région du ZR. Cela est en bon accord avec le minimum local de déviation standard de SLA observé sur la région du ZR (chapitre 3, [*de Miranda et al.*, 1999]). Le troisième mode (11.7% de variance expliquée) comporte une dépression centrée à 52°S et une anomalie positive au dessus du ZR. Ce mode suggère un rapport entre les deux régions : les tourbillons cycloniques à l'ouest du ZR peuvent accélérer (ou maintenir) le courant anticyclonique associé au ZR (Fig. 5-31). Une situation inverse (un tourbillon anticyclonique) devrait décélérer le courant anticyclonique du ZR et, éventuellement, le faire tourner dans le sens inverse. Cette situation n'est pas représentée dans les premiers six modes EOF, ce qui confirme qu'il s'agit d'une situation très rare, en accord également avec les séries temporelles du transport (Fig. 5-27).

Le spectre associé à la série temporelle du troisième mode EOF (Fig. 5-33 et Fig. 5-34) montre des pics significatifs centrés à 90 et 50 jours. Ces périodicités sont typiques des tourbillons mésoéchelle. Analysant six ans d'images AVHRR, *Lentini et al.*[2002] trouvent que l'overshoot du courant du Brésil "relâche" sept tourbillons anticycloniques par an dans son extension vers le sud (i.e. tous les ~50 jours). Considérant que ces tourbillons rejoignent la région du ZR, ils contribuent à freiner le courant anticyclonique du ZR (en accord avec le mécanisme proposé dans cette section) et ne correspondent donc pas à la situation représentée par le troisième mode EOF.

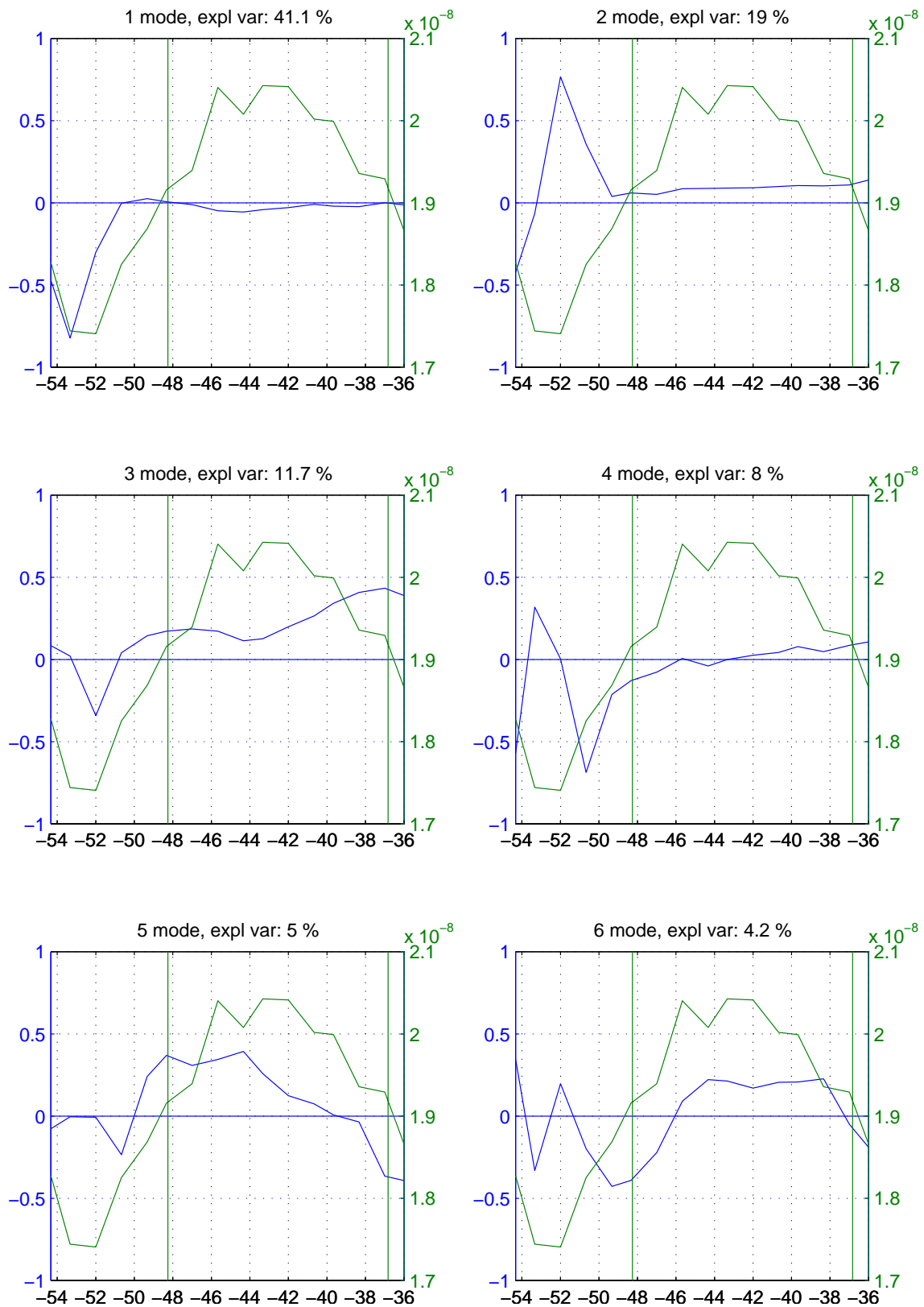


Fig. 5-32: Premiers six modes EOF (courbe bleue) de la série temporelle de la SLA le long de la section indiquée dans la Fig. 5-7. La courbe verte représente les valeurs de f/h le long de la même section (unités : $\text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$). Les limites externes du ZR ($1.92 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) sont indiquées par les lignes verticales en vert.

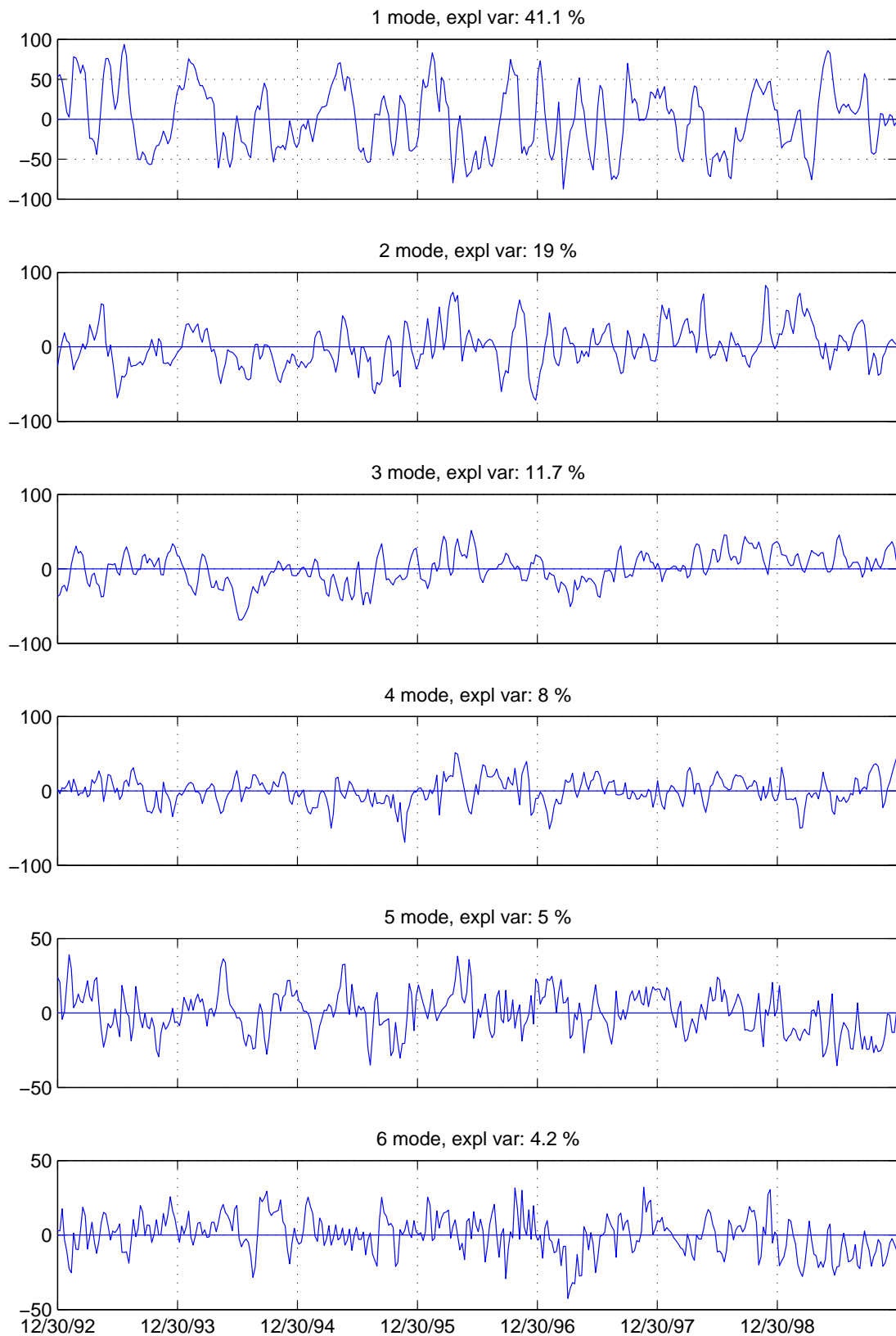


Fig. 5-33 : Séries temporelles associées aux premiers six modes EOF.

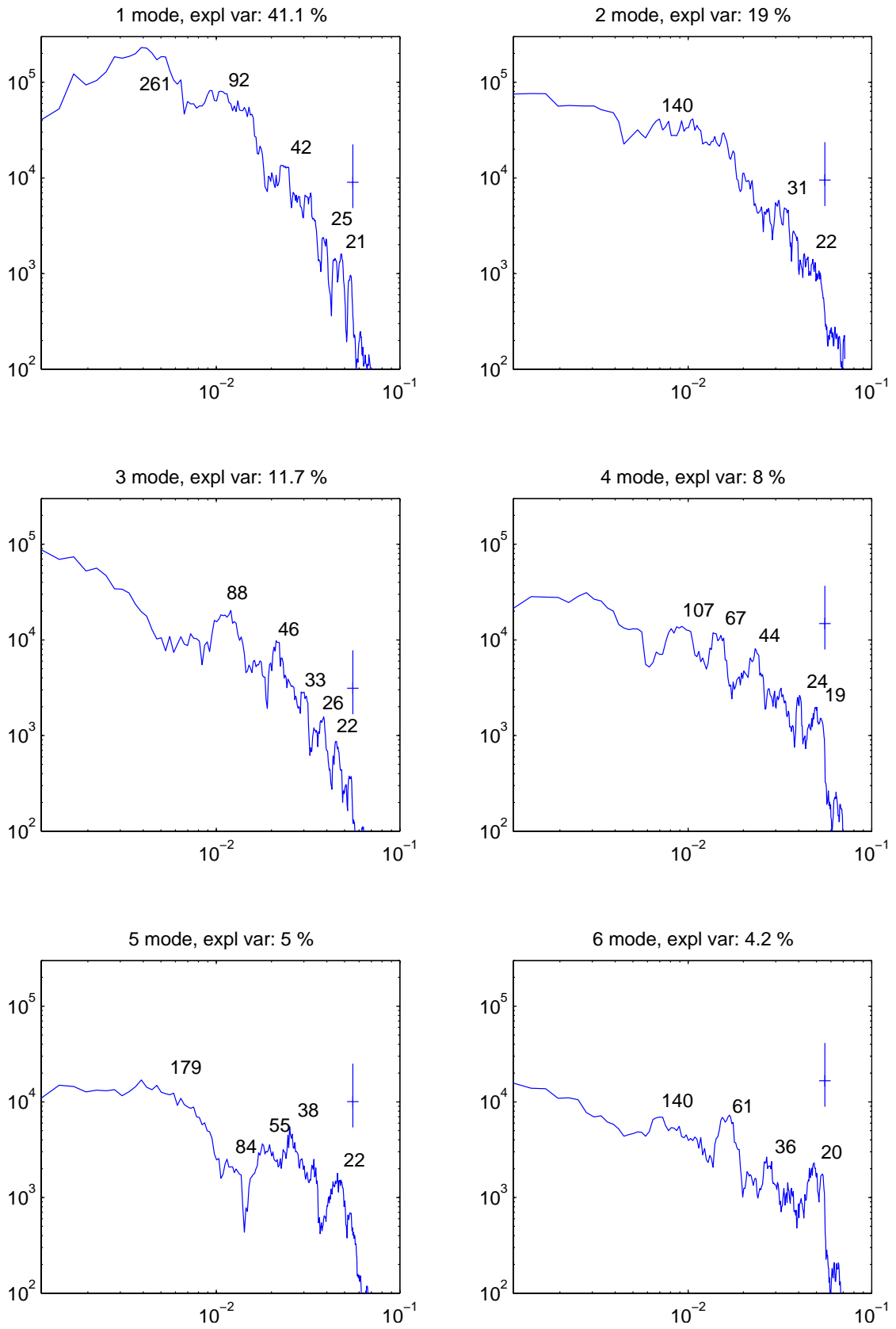


Fig. 5-34 : Amplitudes spectrales associées aux séries temporelles des premiers six EOF de SLA le long d'une section diagonale au ZR.

5.4 Discussion et résumé des résultats

5.4.1 Résumé des résultats

Le courant associé au ZR a été documenté à partir des données *in situ* et différentes mesures satellitales.

Les dimensions de la région associée au ZR - centré à 45°S, 43°W - sont de ~800 km en direction EW et de ~400 km en direction NS. Ces dimensions ont été estimées par le contour fermé de vorticité potentielle le plus externe au ZR ($1.92 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Elles sont confirmées par la trajectoire de deux flotteurs ARGO qui ont été piégés par la circulation anticyclonique autour du ZR en 2003 et 2004, suivant différents contours fermés de f/h autour du ZR.

La vitesse moyenne du courant à 1500 m de profondeur estimée par les deux flotteurs ARGO est de $\sim 12 \pm 5$ cm/s. Ce résultat est en bon accord avec les vitesses au fond estimées par *Saunders and King* [1995a], ce qui suggère une forte composante barotrope en subsurface dans la région du ZR. Les vitesses transversales à la section WOCE A11 confirment le caractère barotrope tel qu'observé lors de la campagne WOCE A11 (Fig. 5-20).

En surface, le champ des vitesses géostrophiques dérivé uniquement à partir de la topographie dynamique moyenne de *Rio and Hernandez* [2004] ne montre pas clairement une circulation moyenne autour du ZR. La MDT présente quelques sérieuses limitations dans la région du ZR: les vitesses obtenues montrent, à 42°W, 44°S un courant moyen perpendiculaire aux contours de f/h associés aux ZR.

La comparaison des vitesses estimées par les flotteurs et par les cartes MADT révèle un cisaillement important quand les flotteurs sont pris par des tourbillons externes au ZR. Dans ces cas, les vitesses estimées par les MADT sont supérieures à celles de sub-surface estimées par les flotteurs. Un cisaillement plus important entre la sub-surface et la surface est montré aussi par les vitesses transversales à la section WOCE A11 lorsque celle ci traverse des tourbillons (Fig. 5-20). Un cisaillement moins important est observé à l'intérieur du ZR, probablement dû à des tourbillons de moindre intensité. Ces résultats suggèrent que les contours de f/h sont une barrière effective pour les tourbillons plus énergétiques, les tourbillons moins puissants peuvent pénétrer à l'intérieur du ZR. D'autre part, les résultats nous indiquent que le courant anticyclonique associé au ZR présente une forte composante barotrope.

Le transport moyen associé au courant du ZR à partir de la MDT de *Rio and Hernandez* [2004] est de 60 Sv. Le calcul du transport en fonction du temps révèle un courant loin d'être stationnaire. Bien qu'en moyenne sur les onze ans considérés le courant soit anticyclonique, les séries temporelles suggèrent une décélération et possiblement, une inversion du sens de circulation du courant pour certaines périodes de temps (e.g. hiver austral 1999, été austral 2001). La possibilité que le courant puisse tourner dans le sens cyclonique mettrait en cause la théorie de *Dewar* [1998].

Un mécanisme capable de forcer le courant du ZR dans les deux sens a été proposé : il est suggéré que les tourbillons cycloniques piégés par les contours de f/h fermés qui entourent le ZR peuvent accélérer le courant anticyclonique autour du ZR (Fig. 5-31). Les tourbillons anticycloniques pourraient alors décélérer le courant anticyclonique du ZR et, éventuellement, le faire tourner dans le sens inverse (Fig. 5-30).

5.4.2 Lien avec les observations satellites

Gradient de SST

Les contours fermés de f/h fournissent un mécanisme d'une certaine isolation pour la région du ZR, où on retrouve en moyenne moins de tourbillons. Cela pourrait expliquer les gradients de SST plus faibles dans la région du ZR (c.f. chapitres 2 et 3) : si on considère qu'il existe un gradient de SST (même si faible) aux limites des tourbillons, un moindre nombre de tourbillons se traduit, en moyenne, par des amplitudes de gradient plus faibles sur la région du ZR.

Couleur de l'eau

Considérant que les tourbillons favorisent la concentration de chlorophylle en surface, un nombre inférieur de tourbillons dans la région du ZR signifie moins de chlorophylle dans cette région. Or, la climatologie mensuelle de chlorophylle nous montre qu'un minimum local sur le ZR n'est présent qu'entre les mois de Septembre et Décembre (chapitre 3). Entre Janvier et Mars on observe des amplitudes comparables aux alentours, avec un maximum local suggéré en Février (chapitre 3). Compte tenu que l'isolement de la région du ZR est constant dans le temps (comme suggéré par une climatologie de l'écart type de la SLA, Fig. 5-35) le fait d'avoir moins de tourbillons ne peut pas expliquer les concentrations maximales de chlorophylle entre Janvier et Mars. La profondeur de la couche de mélange peut jouer un rôle dominant sur la production de chlorophylle en surface : si elle est plus profonde sur le ZR et qu'elle remonte seulement entre Janvier et Mars elle pourrait créer des conditions

favorables pour la production de chlorophylle, et donc expliquer le comportement de la chlorophylle observée.

La tension de vent local est anti-corrélée avec la concentration de chlorophylle : les composantes méridienne et zonale du vent présentent un minimum absolu en Février et sont minimales de Janvier à Mars (Fig. 5-17). Cela peut signifier que la couche de mélange est moins profonde pendant ces mois de l'été austral. Cependant la tension de vent présente un comportement identique aux alentours du ZR et ne peut donc expliquer le comportement local de chlorophylle sur le ZR.

Dans la section A11 du programme WOCE (réalisé en été austral) la profondeur de la couche de mélange estimée par le maximum de gradient vertical de densité (non montré), n'a pas de signature particulière : elle est à une profondeur constante (~60 m) sur toute la section (entre 55° et 35°W). D'autres estimations de la profondeur de la couche de mélange ([*de Boyer Montégut et al.*, 2004; *Monterey and Levitus*, 1997]) ne révèlent pas non plus de signature particulière sur le ZR.

Les profils verticaux des T et S recueillis par les profileurs ARGO s'avèrent précieux pour extraire la profondeur de la couche de mélange. Cependant, moyennés par saison et sur plusieurs sub-régions (au centre, nord, sud, est et ouest du ZR), ils ne montrent pas non plus de différences significatives. Ainsi, la profondeur de la couche de mélange ne semble pas expliquer le bloom tardif de chlorophylle sur le ZR.

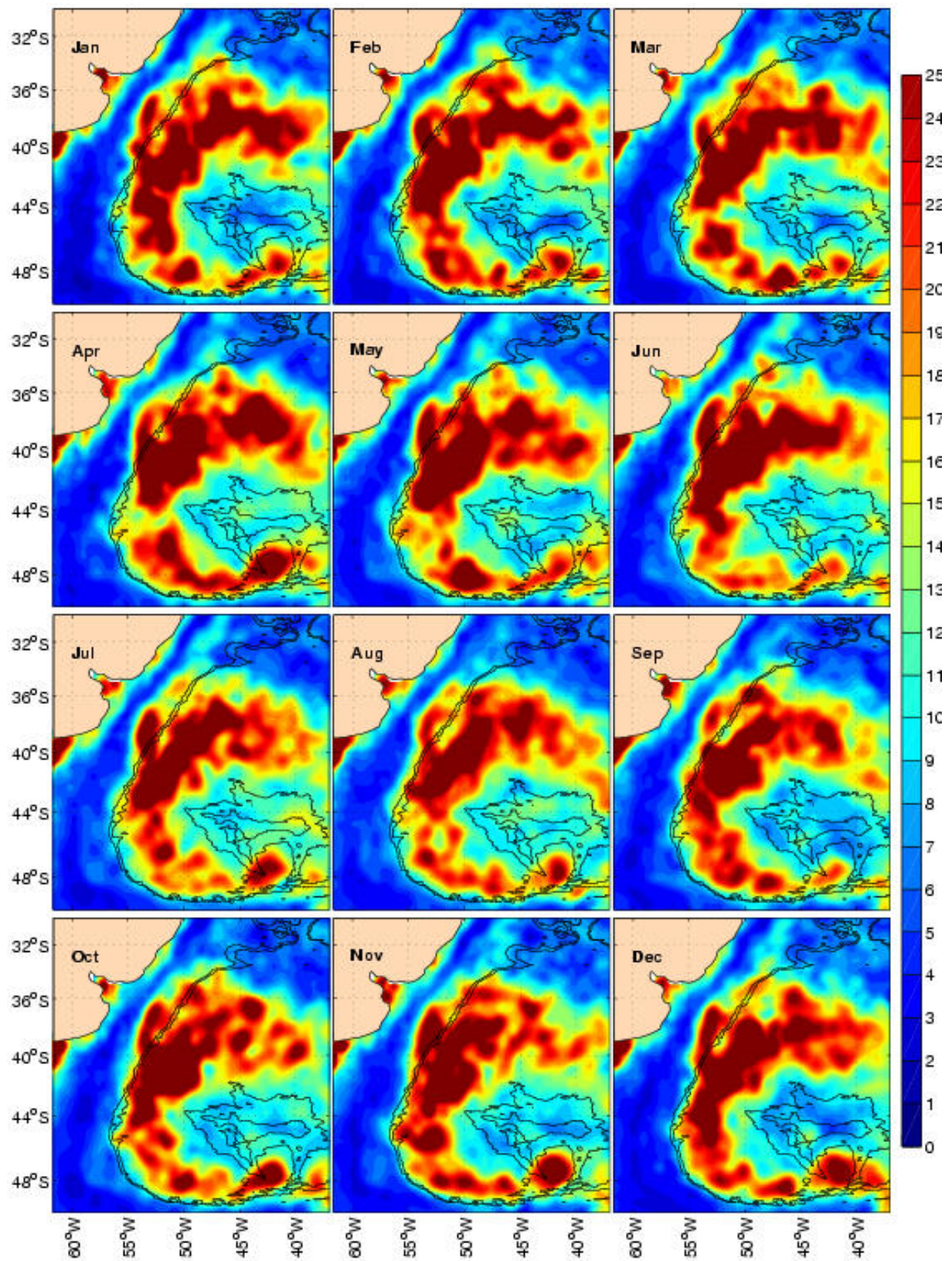


Fig. 5-35 : climatologie de la déviation standard de SLA (unités: cm). Les contours de f/h de 1.92 et $2 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ sont indiqués.

Chapitre 6

Conclusion et perspectives

Chapitre 6 : Conclusion et perspectives

Les recherches menées dans cette thèse ont abouti à plusieurs observations qui contribuent à une meilleure description de l'ASW. Certaines de ces observations soulèvent plusieurs questions sur les mécanismes en jeu. Dans la plupart des cas, et suivant l'esprit « observation des mesures » de cette thèse, la réponse a été cherchée avec d'autres observations et l'utilisation de quelques hypothèses. Deux observations ont attiré notre attention en particulier : le mouvement du front de collision Brésil-Malouines et la réponse biologique dans la région du Zapiola Rise.

Dans ce dernier chapitre, les trois principaux résultats obtenus, le mouvement du front de collision Brésil-Malouines, l'identification des régions biophysiques et la circulation autour de l'élévation du Zapiola, sont résumés et des perspectives en sont dégagées.

6.1 Le front de collision Brésil - Malouines

Suite à la rencontre du courant de Malouines avec le courant du Brésil, une intense région frontale est créée. Dans la littérature [*Legeckis and Gordon, 1982; Olson et al., 1988*] deux fronts séparés correspondant à chacun des courants sont décrits. *Olson et al.* [1988] estiment que la séparation de ces fronts de l'isobathe de 1000 m varie saisonnièrement (vers le nord en hiver austral et vers le sud en été austral) sur une distance, mesurée le long de la côte, de 930 et 850 km respectivement pour le BCF et le SAF. L'utilisation de neuf ans de données AVHRR (résolution spatio-temporelle de 4x4 km et 5 jours respectivement) et d'une méthode objective pour détecter les fronts thermiques, nous a montré que, à l'échelle saisonnière, un seul et unique front existe dans la région de collision [*Saraceno et al., 2004*]. Ce front de collision pivote autour d'une position fixe (39.5°S, 53.5°O) et a une orientation NS en hiver et NW-SE en été [*Saraceno et al., 2004*]. Ce pivot engendre un déplacement le long de l'isobathe de 1000 m qui ne dépasse pas les 300 km.

La variabilité à l'échelle saisonnière de la position du front de collision est examinée avec les images satellitaires de couleur de l'eau (résolutions spatiales et temporelles de 9x9 km et 8 jours respectivement) : un maximum local de chlorophylle est présent le long du front thermique de surface pendant deux ans de données concomitantes [*Saraceno et al., 2005*].

On tient à souligner l'importance de ce front :

- du fait que ce front représente la limite sud des eaux subtropicales dans l'hémisphère sud, il est une source significative d'eau modale. La subduction d'eau modale est importante pour la ventilation de la thermocline et pour l'absorption des propriétés de surface dans l'océan de sub-surface, y compris le CO₂ et autres gaz à effet de serre.
- Les excursions méridionales du front créent des importantes variations des flux de surface air-mer, qui sont estimées être capables de moduler les anomalies de précipitation sur les très productives régions agricoles du sud-est de l'Amérique du Sud.

Ainsi, les résultats concernant la position du front de collision peuvent aider à la compréhension de la variabilité du climat régional. Néanmoins, les résultats obtenus sont contraints par la résolution spatio-temporelle des données utilisées et ne sont valides qu' à l'échelle temporelle étudiée, ce qui laisse la place aux questions suivantes : comment se comporte le front à des échelles temporaires différentes de la saison ? A très haute résolution, existe-t-il toujours un seul front ?

Les images instantanées du satellite MODIS peuvent nous aider à répondre à ces questions. Dans la Figure 1-3, on observe un maximum local de chlorophylle le long du front de collision et du BCF, suggérant que les courants intenses le long du front transportent la chlorophylle vers le large. Ainsi, la richesse des régions qui sont au large du plateau continental dépend fortement du front de collision. Une étude approfondissant ce sujet en s'appuyant sur des images de haute résolution MODIS (images LAC instantanées de chlorophylle et température de surface à 1 km de résolution) a été menée récemment par *Barré et al.* [2005]. Le rôle de la dynamique méso et sub-mésoéchelle sur la distribution de chlorophylle dans la région de Confluence y est mis en évidence. En particulier, l'utilisation des images de 1 km de résolution spatiale permet de distinguer l'existence d'une séparation de jusqu'à 50 km entre le SAF et le BCF dans la région de collision pour certaines dates [*Barré et al.*, 2005]. Les forts courants présents entre les deux fronts entraînent l'eau du Rio de La Plata (distinguée par des très fortes valeurs de chlorophylle) vers le large [*Barré et al.*, 2005].

Perspectives

La question qui ressort naturellement après l'analyse des résultats obtenus sur la variabilité de la position du front de collision Brésil-Malouines est l'origine de la variabilité elle-même. L'utilisation de modèles numériques pourrait apporter des informations pour étudier la sensibilité aux différents candidats potentiels (rotation du vent, transport du MC et BC)

responsables de la variabilité observée. La première condition, pour analyser les possibles sources de variabilité avec un modèle, est que le modèle reproduise la variabilité observée du front de collision. Les deux sorties de modèles numériques analysées (Section 2.3) n'atteignent pas cet objectif. Cela met en évidence que le résultat sur le front de collision constitue un diagnostic rigoureux d'évaluation de la performance des modèles de circulation dans cette zone. On espère, dans un futur proche, analyser des sorties de modèles qui atteignent le benchmark sur la position du front de collision obtenu avec les images AVHRR

L'analyse d'images de très haute résolution MODIS s'avère également important pour connaître la variabilité de la position du front de collision (et des autres fronts en général dans l'ASO) à d'autres échelles temporaires que la saisonnière. Cependant, une analyse statistique comme celle faite dans le deuxième chapitre de cette thèse n'est pas envisageable : d'une part la couverture nuageuse présente dans cette région ne laisse que très peu d'images claires [Barré *et al.*, 2005] ; d'autre part, à cause de la longueur même de la série de données (les données MODIS ne sont disponibles qu'à partir de mai 2002). La série de données idéales pour ce genre d'études serait des données haute résolution, sans nuages et avec la majeure extension temporelle possible.

6.2 Les régions biophysiques dans l'ASO

Les provinces océaniques fournissent un cadre utile pour décrire les mécanismes qui contrôlent l'activité biologique, physique et chimique ainsi que leurs interactions. Longhurst [1995] a montré l'utilité des provinces biophysiques pour évaluer la production primaire dans l'océan mondial. Néanmoins, la détermination des provinces est un problème loin d'être résolu. La référence pour la détermination des provinces à l'échelle de la planète est l'ouvrage de Longhurst [1998]. Ici dans cette thèse, deux méthodes différentes utilisant les images satellitaires ont été développées et appliquées pour déterminer les provinces biophysiques dans l'ASW.

Une analyse simple, basée sur les histogrammes des moyennes de SST, gradients de SST et chlorophylle, suggère que huit régions biophysiques sont présentes dans cette partie de l'océan. Par rapport au travail de Longhurst [1998] cela fait trois régions de plus : le talus de Patagonie (PSB), l'overshoot du courant du Brésil et le Zapiola Rise (ZR) sont associés respectivement à des provinces biophysiques indépendantes.

Une méthode de classification plus complexe, basée sur un réseau neuronal, a été ensuite employée pour identifier les régions biophysiques dans l'ASW (chapitre 4). Cette méthode, qui est capable de définir objectivement le nombre optimal de classes et les frontières entre les classes, comporte une version probabiliste des cartes auto-organisatrices de Kohonen (PRSOM ; [Anouar *et al.*, 1998]) et un algorithme de classification hiérarchique ascendant [Saporta, 1990]. L'application de cette méthode aux champs moyens de chlorophylle, SST et gradient de SST identifie les huit régions déjà obtenues dans le troisième chapitre et quatre nouvelles régions, qui fournissent une description plus précise des caractéristiques physiques de l'ASW. L'application de la méthode aux climatologies mensuelles de chlorophylle, SST et gradient de SST définit huit classes. Les huit classes ne sont pas présentes chaque mois: en hiver austral, les trois variables d'entrée sont plus homogènes par rapport aux autres saisons et seulement cinq classes sont suffisantes pour représenter les structures de surface de l'hiver austral.

Perspectives

Une perspective intéressante serait d'utiliser d'autres bases de données pour améliorer la méthode développée dans le chapitre 4. En particulier, les champs de vent et d'altimétrie pourraient facilement être incorporés. Les données *in situ* sont indispensables pour établir les provinces biophysiques mais leur faible densité de présence dans l'ASW pose de sérieux problèmes. Le nombre croissant de flotteurs ARGO va fournir une base de données importante. Interpolées correctement, les données ARGO peuvent permettre une estimation de la couche de mélange, information clé pour déterminer les provinces biophysiques. Observons finalement que la méthode basée sur le réseau de neurones peut s'adapter pour étudier la variabilité interannuelle des provinces biophysiques ainsi que pour étudier les provinces qu'on obtient dans d'autres régions de l'océan. L'application à l'ensemble des océans peut être aussi envisagée, mais des études régionales dans d'autres parties de l'océan sont nécessaires pour tester l'efficacité de la méthode avant de l'utiliser pour une étude globale. En effet, l'ASW est un cas optimal pour ce type d'études, compte tenu du fait que les données utilisées sont très contrastées. Dans des régions où les données utilisées sont moins contrastées, l'efficacité de la méthode est à vérifier.

6.3 L'anticyclone du Zapiola

L'observation d'un champ d'ondes dans le fond marin du bassin Argentin [*Flood and Shor*, 1988], les diverses mesures issues de courantomètres [*Weatherly*, 1993; *Whitworth et al.*, 1991] et les campagnes hydrographiques [*Saunders and King*, 1995] montrent l'existence d'un courant profond anticyclonique autour d'une arête sédimentaire (ZR) centrée à 45°S, 45°W.

Les études basées sur les mesures satellitaires de SST et de chlorophylle menées dans cette thèse montrent que la région correspondant au ZR :

- (i) présente un minimum d'amplitude de gradient de SST (chapitre 2) et de déviation standard de SLA (chapitre 3),
- (ii) se distingue par un retard d'environ trois mois dans la floraison printanière (chapitre 3),
- (iii) est classifiée comme une région biophysique indépendante (chapitres 3 et 4).

Dans le cinquième chapitre de cette thèse on a étudié les données hydrologiques de la section A11 de WOCE et de deux profileurs ARGO de façon conjointe avec les données altimétriques (SLA) et les produits dérivés (MADT).

Les trajectoires des deux profileurs considérés montrent que les profileurs ont été piégés par la circulation anticyclonique du ZR. Leurs vitesses moyennes estimées (12 cm/s) sont en bonne correspondance avec les amplitudes estimées dans la littérature à partir de courantomètres pour la vitesse du courant au fond, suggérant une forte composante barotrope du courant du ZR (le cisaillement entre les moyennes à 1500 m et au fond varie entre 1 cm/s et 7 cm/s, selon les mesures au fond considérées). La comparaison entre les vitesses à 1500 m (estimées par les flotteurs) et en surface (estimées par les MADT) le long de la trajectoire des flotteurs, montre l'existence d'un cisaillement vertical significatif (plus de 25 cm/s entre la surface et 1500 m) quand les profileurs sont piégés par des tourbillons qui se trouvent aux abords du contour f/h le plus grand qui entoure le ZR ($1.92 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$).

Le transport associé au courant du ZR a été estimé le long de quatre sections qui traversent le ZR, en faisant la forte hypothèse que le courant associé est barotrope. L'analyse du transport barotrope associé au courant du ZR montre la présence d'une variabilité associée énorme entre janvier 1993 et décembre 2003. A basse fréquence, le transport suggère que le courant a été majoritairement anticyclonique dans cette période de temps, et qu'il a pu circuler dans le

sens inverse (i.e. cyclonique) pendant de brèves périodes de temps. A haute fréquence, des pics dans la série de temps du transport suggèrent une circulation qui oscille entre -185 Sv (circulation cyclonique) et $+240$ Sv (circulation anticyclonique). L'hypothèse barotrope n'est certainement pas correcte quand des structures baroclines traversent le ZR. Considérant un cisaillement de 25 cm/s entre la surface et 1500 m, on obtient un transport qui est diminué de 20% par rapport au transport obtenu considérant un courant uniquement barotrope.

Les contours fermés de f/h fournissent un mécanisme d'isolation relative pour la région du ZR, où on retrouve en moyenne moins de tourbillons. Considérant cette observation, un mécanisme capable de forcer le courant du ZR dans les deux sens a été proposé : il est suggéré que les tourbillons cycloniques (anticycloniques) piégés par les contours de f/h fermés qui entourent le ZR peuvent accélérer (décélérer) le courant anticyclonique autour du ZR. D'autre part, la rotation du vent local ne montre pas de corrélation significative avec la série du transport barotrope.

L'isolation relative de la région du ZR peut expliquer les gradients de SST plus faibles observés, mais ne suffit pas à expliquer le minimum local qu'on observe sur le ZR sur la climatologie mensuelle de chlorophylle entre octobre et décembre. D'autre part, la profondeur de la couche de mélange ne révèle pas de signature particulière sur le ZR, ni à partir des données de la section A11 de WOCE ni à partir des données des profileurs ARGO.

Perspectives

De nombreuses questions restent ouvertes sur les sources de la variabilité observée dans la région de l'élévation du Zapiola :

- Quel est le rôle des tourbillons sur la distribution de la chlorophylle ?
- Quel est le rôle des tourbillons baroclines et barotropes sur le transport autour de l'élévation du ZR?
- Y a-t-il un lien entre la variabilité interannuelle de chlorophylle-a et les tourbillons?

L'analyse conjointe de la SLA et de la chlorophylle peut aider à répondre à ces questions. Les autres variables essentiels d'analyse sont la profondeur de la couche de mélange et de la couche euphotique ainsi que la disponibilité de nutriments. Un modèle couplé physique-biologie pourrait probablement aider beaucoup à comprendre la dynamique de la région du ZR et la variabilité de chlorophylle observée.

Bibliographie

- Acha, E.M., H.W. Mianzan, R.A. Guerrero, M. Favero, and J. Bava, Marine fronts at the continental shelves of austral South America - Physical and ecological processes, *Journal of Marine Systems*, 44, 83-105, 2004.
- Agra, C., and D. Nof, Collision and separation of boundary currents, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 40 (11-12), 2259-2282, 1993.
- Anouar, F., F. Badran, and S. Thiria, Probabilistic self-organizing map and radial basis function networks, *Neurocomputing*, 20, 83-96, 1998.
- Bard, E., Climate Shock: Abrupt Changes over Millennial Time Scales, *Physics Today*, 32, 2002.
- Barré, N., C. Provost, and M. Saraceno, Spatial and temporal scales of the Brazil-Malvinas Confluence region documented by MODIS high resolution simultaneous SST and color images, *submitted to Advances in Space Research*, 2005.
- Bianchi, A.A., C.F. Giulivi, and A.R. Piola, Mixing in the Brazil-Malvinas confluence, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 40 (7), 1345-1358, 1993.
- Bianchi, A.A., A.R. Piola, and G.J. Collino, Evidence of double diffusion in the Brazil-Malvinas Confluence, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49 (1), 41-52, 2002.
- Biastoch, A., and W. Krauss, The Role of Mesoscale Eddies in the Source Regions of the Agulhas Current, *Journal of Physical Oceanography*, 29 (9), 2303-2317, 1999.
- Bisbal, G., The Southeast South American shelf large marine ecosystem, Evolution and components, *Marine Policy*, 19, 21-38, 1995.
- Brandini, F.P., D. Boltovskoy, A. Piola, S. Kocmur, R. Rottgers, P. Cesar Abreu, and R. Mendes Lopes, Multiannual trends in fronts and distribution of nutrients and chlorophyll in the southwestern Atlantic (30-62°S), *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47 (6), 1015-1033, 2000.
- Broecker, W.S., D.M. Peteet, and D. Rind, Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation?, *Nature*, 315, 21-26, 1985.
- Castro, B.M., and L.B. Miranda, Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S, in *The Sea*, edited by A.R. Robinson, and K.H. Brink, pp. 209-251, Chapter 8, John Wiley and Sons, Inc., New York, 1998.
- Cavazos, T., Large-scale circulation anomalies conducive to extreme events and simulation of daily precipitation in northeastern Mexico and southeastern Texas, *Journal of Climate*, 12, 1506-1523, 1999.
- Cavazos, T., Using self-organizing maps to investigate extreme climate events: An application to wintertime precipitation in the Balkans, *Journal of Climate*, 13, 1718-1732, 2000.
- Cayula, J.-F., and P.C. Cornillon, Edge detection algorithm for SST images, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 9 (1), 67-80, 1992.
- Chelton, D.B., M.G. Schlax, D.L. Witter, and J.G. Richman, GEOSAT altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, 95 (C), 17,877-17,903, 1990.
- Conkright, M.E., R.A. Locarnini, H.E. Garcia, T.D. O'Brien, T.P. Boyer, C. Stephens, and J.I. Antonov, World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation., in *National Oceanographic Data Center*, pp. 17, Silver Spring, MD, 2002.
- Dandonneau, Y., P.-Y. Deschamps, J.-M. Nicolas, H. Loisel, J. Blanchot, Y. Montel, F. Thieuleux, and G. Becu, Seasonal and interannual variability of ocean color and

- composition of phytoplankton communities in the North Atlantic, equatorial Pacific and South Pacific, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51 (1-3), 303-318, 2004.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A.S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone, Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *Journal of Geophysical Research*, 109 (C12003), 2004.
- de Miranda, A.P., B. Barnier, and W.K. Dewar, On the dynamics of the Zapiola Anticyclone, *Journal of Geophysical Research*, 104, 21137-21150, 1999.
- Dewar, W.K., Topography and barotropic transport control by bottom friction, *Journal of Marine Research*, 56 (2), 295-328, 1998.
- Erickson, D.J., III, J. L. Hernandez, P. Ginoux, W. W. Gregg, C. McClain, J. Christian, Atmospheric iron delivery and surface ocean biological activity in the Southern Ocean and Patagonian region, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (12), 1609, doi:10.1029/2003GL017241, 2003.
- Escoffier, C., and C. Provost, Surface forcing over the Southwest Atlantic from NCEP and ECMWF reanalyses on the period 1979-1990, *Phys. and Chem. of the Earth*, 23, 7-8, 1998.
- FAO, *Atlas of the living resources of the sea*, Rome, 1972.
- Flood, R.D., and A.N. Shor, Mud waves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 35 (6), 943-971, 1988.
- Framiñan, M.B., and O.B. Brown, Study of the Río de la Plata turbidity front. Part I: Spatial and temporal distribution, *Continental Shelf Research*, 16 (10), 1259-1282, 1996.
- Fratantoni, D.M., and D.A. Glickson, North Brazil Current Ring Generation and Evolution Observed with SeaWiFS, *Journal of Physical Oceanography*, 32 (3), 1058-1074, 2002.
- Froneman, P.W., R. Perissinotto, and E.A. Pakhomov, Biogeographical structure of the microphytoplankton assemblages in the region of the subtropical convergence and across a warm-core eddy during austral winter, *J. Plankton Res.*, 19, 519-531, 1997.
- Fu, L.-L., B. Cheng, and B. Qiu, 25-Day Period Large-Scale Oscillations in the Argentine Basin Revealed by the TOPEX/Poseidon Altimeter, *Journal of Physical Oceanography*, 31 (2), 506-517, 2001.
- Garcia, C.A.E., Y.V.B. Sarma, M.M. Mata, and V.M.T. Garcia, Chlorophyll variability and eddies in the Brazil-Malvinas Confluence region, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51 (1-3), 159-172, 2004.
- Garçon, V.C., A. Oschlies, S.C. Doney, D. McGillicuddy, and J. Waniek, The role of mesoscale variability on plankton dynamics in the North Atlantic, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 48 (10), 2199-2226, 2001.
- Garzoli, S.L., and Z. Garraffo, Transports, frontal motions and eddies at the Brazil-Malvinas currents confluence, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36 (5), 681-703, 1989.
- Garzoli, S.L., and C.F. Giulivi, What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents?, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 41 (10), 1527-1550, 1994.
- Ghil, M., R.M. Allen, M.D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M.E. Mann, A. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi, and P. Yiou, Advanced spectral methods for climatic time series, *Reviews of Geophysics*, 40 (1), 1003, 2002.
- Goni, G.J., and I. Wainer, Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data, *Journal of Geophysical Research*, 106, 31117-31128, 2001.

- Gonzalez-Silvera, A., E. Santamaria-del-Angel, V.M.T. Garcia, C.A.E.C.A.E. Garcia, R. Millan-Nunez, and F. Muller-Karger, Biogeographical regions of the tropical and subtropical Atlantic Ocean off South America: classification based on pigment (CZCS) and chlorophyll-a (SeaWiFS) variability, *Continental Shelf Research*, 24 (9), 983-1000, 2004.
- Gordon, A.L., South Atlantic thermocline ventilation, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28 (11), 1239-1264, 1981.
- Gordon, A.L., Brazil-Malvinas Confluence-1984, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36 (3), 359-361, 1989.
- Gordon, A.L., and C.L. Greengrove, Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland Confluence, *Deep Sea Res., part A* (33), 573-585, 1986.
- Gregg, W.W., N.W. Casey, and C.R. McClain, Recent trends in global ocean chlorophyll, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03606, doi: 10.1029/2004GL021808, 2005.
- Hooker, S.B., N.W. Rees, and J. Aiken, An objective methodology for identifying oceanic provinces, *Prog. in Oceanography*, 45, 313-338, 2000.
- Hormazabal, S., G. Shaffer, J. Letelier, and O. Ulloa, Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile *J. Geophys. Res.* , 106 (C8), 16657 - 16672 2001
- Huthnance, J.M., Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge, *Progress In Oceanography*, 35 (4), 353-431, 1995.
- IPCC, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, 892 pp., Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
- Jain A. K., and R.C. Dubes, *Algorithms for Clustering Data*, Prentice Hall, 1988.
- Jin, Y.Q., and C. Liu, Biomass retrieval from high dimension active-passive remote sensing by using an artificial neuronal network, *International Journal of Remote Sensing*, 18, 971-979, 1997.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471, 1996.
- Koblinsky, J.C., The global distribution of f/H and the barotropic response of the ocean, *Journal of Geophysical Research*, 3, 3213-3218, 1990.
- Kohonen, T., The Self-Organizing Map, in *Proc. IEEE*, pp. 1464-1480, 1990.
- Kohonen, T., Self-Organizing Maps, in *Springer series in Information Sciences*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1995.
- Kraaijeveld, M.A., Mao J., and A.K. Jain, A nonlinear projection method based on Kohonen's topology preserving maps, *IEEE transactions on Neuronal Networks*, 6, 548-558, 1995.
- Lebedev, I., and D. Nof, The Drifting Confluence Zone, *Journal of Physical Oceanography*, 26 (11), 2429-2448, 1996.
- Lebedev, I., and D. Nof, Collision of boundary currents: beyond a steady state, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 44 (5), 771-791, 1997.
- Lee, J., R.C. Weger, S.K. Sengupta, and R.M. Welch, A neural network approach to cloud classification, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 28, 846-55, 1990.
- Legeckis, R., and A.L. Gordon, Satellite-Observations of the Brazil and Falkland Currents - 1975 to 1976 and 1978, *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers*, 29 (3), 375-401, 1982.

- Lentini, C.A.D., D.B. Olson, and G.P. Podesta, Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998, *Geophysical Research Letters*, 29, 58-1, 2002.
- Levitus, S., and T. Boyer, *World Ocean Atlas 1994 Volume 4: Temperature*, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., 1994.
- Llido, J., Variabilité spatiale et temporelle du système biologique dans la Convergence Subtropicale au sud de l'Afrique, PhD thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, 2004.
- Llido, J., E. Machu, J. Sudre, I. Dadou, and V. Garçon, Variability of the biological front south of Africa from SeaWiFS and a coupled physical-biological model, *Journal of Marine Research*, 62 (4), 595-609, 2004.
- Longhurst, A., Seasonal cycles of pelagic production and consumption, *Progress in Oceanography*, 36, 77-167, 1995.
- Longhurst, A., *Ecological geography of the sea*, 398 pp., San Diego, 1998.
- Maamaatuaiahutapu, K., V.C. Garçon, C. Provost, M. Boulahdid, and A.P. Osiroff, Brazil-Malvinas Confluence: Water mass composition, *Journal of Geophysical Research*, 97 (C6), 9493-9505, 1992.
- Machu, E., Etude de l'interaction ds processus physiques et biologiques dans le système du Courant des Aiguilles au Sud de l'Afrique: Apport des observations spatiales., Ph.D. thesis, université Paul sabatier Toulouse III, Toulouse, 2000.
- Martos, P., and M.C. Piccolo, Hydrography of the Argentine continental shelf between 38° and 42°S, *Continental Shelf Research*, 8 (9), 1043-1056, 1988.
- Matano, R.P., On the Separation of the Brazil Current from the Coast, *Journal of Physical Oceanography*, 23 (1), 79-90, 1993.
- McClain, C.R., M.L. Cleave, G.C. Feldman, W.W. Gregg, S.B. Hooker, and N. Kuring, Science quality SeaWiFS data for global biosphere research, in *Sea Technology*, pp. 10-16 (September), 1998.
- McGillicuddy, D.J., Jr, A.R. Robinson, D.A. Siegel, H.W. Jannasch, R. Johnson, T.D. Dickey, J. McNeil, A.F. Michaels, and A.H. Knap, Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea, *Nature*, 394 (6690), 263-266, 1998.
- Monterey, G., and S. Levitus, Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean, NOAA Atlas NESDIS 14, *Natl. Oceanic and Atmos. Admin.*, 100pp, 1997.
- Moore, J.K., M.R. Abbott, and J.G. Richman, Variability in the location of the Antarctic Polar Front (90-20°W) from satellite sea surface temperature data, *Journal of Geophysical Research*, 102, 27825-27833, 1997.
- Olson, D.B., Biophysical dynamics of ocean fronts, in *The Sea*, edited by A.R. Robinson, and K.H. Brink, pp. 187-218, John Wiley, Hoboken, N. J., 2000.
- Olson, D.B., G.P. Podesta, R.H. Evans, and O.B. Brown, Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 35 (12), 1971-1990, 1988.
- Olson, D.B., and T.W. Spence, Asymmetric disturbances in the frontal zone of a gulf stream ring, *Journal of Geophysical Research*, 83, 4691-4696, 1978.
- Oschlies, A., and V. Garçon, An eddy permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic. 1. sensitivity to advection numerics and mixed layer physics., *Global Biogeochemical Cycles*, 13, 135-160, 1999.
- Pacanowski, R., MOM version 2, documentation, user's guide and reference manual., *Technical report*, 3.2, 329, 1996.
- Palma, E.D., R.P. Matano, and A.R. Piola, A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 109, 08014, 2004.

- Percival, D.B., and A.T. Walden, *Spectral analysis for physical applications-Multitaper and conventional univariate techniques*, 580 pp., Cambridge University, 1993.
- Peterson, R.G., The boundary currents in the western Argentine basin, *Deep-Sea Res.*, 39, 623-644, 1992.
- Peterson, R.G., and T.W. III, The sub-Antarctic and Polar Fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 94, 10,817 – 10,838, 1989.
- Peterson, R.G., and L. Stramma, Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Progress In Oceanography*, 26 (1), 1-73, 1991.
- Peterson, R.G., and T. Whitworth, The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the Southwestern Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, 94 (C8), 10817 - 10838, 1989.
- Piola, A.R., E.J.D. Campos, O.O. Moller, Jr. , M. Charo, and C. Martinez, Subtropical Shelf Front off eastern South America, *Journal of Geophysical Research*, 105, 6565-6578, 2000.
- Piola, A.R., and A.L. Gordon, Intermediate waters of the western South Atlantic, *Deep Sea Research*, 36, 1-16, 1989.
- Piola, A.R., and R.P. Matano, Brazil and Falklands (Malvinas) currents, in *Encyclopedia of Ocean Sciences*, edited by J.H. Steele, S.A. Thorpe, and K.K. Turekian, pp. 340 - 349, Academic Press, London, UK, 2001.
- Piola, A.R., R.P. Matano, E.D. Palma, O.O. Möller, and E.J.D. Campos, The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf, *Geophysical Research Letters*, 32, 01603, 2005.
- Piola, A.R., O.O. Möller Jr., and E.D. Palma, El impacto del Plata sobre el Océano Atlántico, *Ciencia Hoy*, 14 (82), 28-37, 2004.
- Podestá, G.P., Migratory pattern of Argentine Hake *Merluccius hubbsi* and oceanic processes in the Southwestern Atlantic Ocean, *Fish. Bull.*, 88 (1), 167-177, 1990.
- Podesta, G.P., O.B. Brown, and R.H. Evans, The annual cycle of satellite derived sea surface temperature in the southwestern Atlantic Ocean, *Journal of Climate*, 4, 457-467, 1991.
- Provost, C., S. Gana, V. Garçon, K. Maamaatuaiahutapu, and M. England, Hydrographic conditions in the Brazil-Malvinas Confluence during austral summer 1990, *J. Geophys. Res.*, 100 (C6), 10655 - 10678, 1995.
- Provost, C., O. Garcia, and V. Garçon, Analysis of Satellite sea surface temperature time series in the Brazil-Malvinas Current confluence region: Dominance of the annual and semiannual periods, *Journal of Geophysical Research*, 97, 17841-17858, 1992.
- Provost, C., V. Garçon, and L.M. Falcon, Hydrographic conditions in the surface layers over the slope-open ocean transition area near the Brazil-Malvinas confluence during austral summer 1990, *Continental Shelf Research*, 16 (2), 215-219, 1996.
- Quartly, G.D., and M.A. Srokosz, A plankton guide to ocean physics: Colouring in the currents round South Africa and Madagascar, *Ocean Challenge*, 12 (3), 19-23, 2003.
- Reid, J.L., J. W. D. Nowlin, and W.C. Patzert, On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 62-91, 1977.
- Rintoul, S.R., South Atlantic interbasin exchange, *J. Geophys. Res.*, 96, 2675-2692, 1991.
- Rio, M.-H., and F. Hernandez, A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model, *J. Geophys. Res.*, 109 (C12032), doi:10.1029/2003JC002226, 2004.
- Ripley, B.D., *Pattern Recognition and Neural networks*, Cambridge university press, 1996.
- Rivas, A.L., and A.R. Piola, Vertical stratification at the shelf off northern Patagonia, *Continental Shelf Research*, 22, 1549– 1558, 2002.
- Russ, J.C., *The image processing handbook*, CRC press, 2002.

- Saporta, G., *Probabilités, analyse des données et statistique*, Editions Technip, Paris, 1990.
- Saraceno, M., C. Provost, and M. Lebbah, Biophysical Regions identification using an artificial neuronal network: a case study in the South Western Atlantic, *submitted to Advances in Space Research*, 2005a.
- Saraceno, M., C. Provost, and A.R. Piola, On the relationship of satellite retrieved surface temperature fronts and chlorophyll-a in the Western South Atlantic, *accepted in Journal of Geophysical Research*, 2005b.
- Saraceno, M., C. Provost, A.R. Piola, J. Bava, and A. Gagliardini, Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 109, 05027, doi:10.1029/2003JC002127, 2004.
- Saunders, P.M., and Coauthors, RRS Discovery Cruise 199, 22 Dec 1992-01 Feb 1993, WOCE A11 in the South Atlantic, in *IOSDL, Cruise Report No. 234*, pp. 69, 1993.
- Saunders, P.M., and B.A. King, Bottom Currents Derived from a Shipborne ADCP on WOCE Cruise A11 in the South Atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, 25 (3), 329-347, 1995a.
- Saunders, P.M., and B.A. King, Oceanic Fluxes on the WOCE A11 Section, *Journal of Physical Oceanography*, 25 (9), 1942-1958, 1995b.
- Smith, W.H.F., and D.T. Sandwell, Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry, *Journal of Geophysical Research*, 99, 21803, 1994.
- Spall, S.A., and K.J. Richards, A numerical model of mesoscale frontal instabilities and plankton dynamics I, Model formulation and initial experiments, *Deep Sea Res. I* (47), 1261-1301, 2000.
- Stramma, L., and R.G. Peterson, The South Atlantic Current, *Journal of Physical Oceanography*, 20 (6), 846-859, 1990.
- Thomson, D.J., Spectrum estimation and harmonic analysis, *Proc. IEEE*, 70, 1055-1096, 1982.
- Tokmakian, R., and C.P. G., On the joint estimation of model and satellite sea surface height anomaly errors, in *Ocean Modell 1*, pp. 39-52, Hooke Inst. Oxford Univ., Oxford, U. K., 1999.
- Treguer, P., and P. Pondaven, Climatic Changes and the cycle of carbon in the Southern Ocean : a step forward (I), *Deep-Sea Research II*, 49, 1597-1600, 2002.
- Ullman, D.S., and P.C. Cornillon, Evaluation of front detection methods for satellite-derived SST data using in situ observations, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 1667-1675, 2000.
- Vazquez, J., K. Perry, and K. Kilpatrick, NOAA/NASA AVHRR Oceans Pathfinder Sea Surface Temperature Data Set User's Reference Manual Version 4.0, *JPL Publication D-14070*, 1998.
- Vivier, F., and C. Provost, Direct velocity measurements in the Malvinas Current, *Journal of Geophysical Research*, 104, 21083-21104, 1999a.
- Vivier, F., and C. Provost, Volume transport of the Malvinas Current: Can the flow be monitored by TOPEX/POSEIDON?, *Journal of Geophysical Research*, 104, 21105-21122, 1999b.
- Vivier, F., C. Provost, and M.P. Meredith, Remote and Local Forcing in the Brazil-Malvinas Region, *Journal of Physical Oceanography*, 31 (4), 892-913, 2001.
- Weatherly, G.L., On deep-current and hydrographic observations from a mudwave region and elsewhere in the Argentine Basin, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 40 (4-5), 939-961, 1993.
- Welander, P., Wind-driven circulation in one- and two-layer oceans of variable depth, *Tellus*, 20, 2-15, 1968.

- Wentz, F., and T. Meissner, AMSR-E/Aqua Daily L3 Global Ascending/Descending .25 x.25 deg Ocean Grids V001, June 2002 to December 2003, Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center, 2004.
- Whitworth, T., W.D. Nowlin, R.D. Pillsbury, M.I. Moore, and R.F. Weiss, Observations of the Antarctic circumpolar current and deep boundary current in the southwest Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, *96*, 15105-15118, 1991.
- Wienders, N., Système des courants de bord ouest de l'Atlantique Sud et équatorial, Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale, 1999.
- Wolfram, S., *The Mathematica Book*, Cambridge Univ. Press, New York, 2003.
- Young, W., The vertical structure of the wind driven circulation, MIT-WHOI PH.D., WHOI Technical report #WHOI-81-89, 1981.
- Zemba, J.C., The transport and structure of the Brazil Current between 27° and 36°S, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, MA, 1991.
- Zemba, J.C., and M.S. McCartney, Transport of the Brazil Current: it's bigger than we thought., *Eos trans. GU*, *69*, 1237, 1988.