

Table des matières

<u>Résumé</u>	9
<u>Chapitre 1 : L'upwelling du Pérou Chili et le Pacifique Sud Est</u>	11
1. Processus dynamique de l'upwelling et des courants associés.....	13
1.1. Transport.....	13
1.2. Pompage.....	15
1.3. Application au bord Est des bassins océaniques.....	16
1.4. Courants côtiers associés à l'upwelling.....	17
1.5. Modèle "shallow water".....	18
2. Présentation du Pacifique Sud Est.....	21
2.1. Bathymétrie et topographie.....	21
2.2. Etat moyen et cycle saisonnier (conditions atmosphériques, méso-échelle, circulation océanique, masses d'eaux).....	22
2.3. Ondes et périodes de variabilités.....	33
2.4. El Nino et les Pacifique Sud Est.....	36
2.5. La modélisation numérique de la dynamique du PSE.....	41
Conclusion.....	41
<u>Chapitre2 : Présentation des données et outils utilisés</u>	45
1. Les données.....	46
1.1. Satellites.....	46
1.2. Données in situ.....	48

1.3. Réflexion sur les données de vents satellites.....	49
2. Modèles numériques	50
2.1. Présentation.....	51
2.1.1. ORCA05.....	51
2.1.2. ROMS.....	51
2.2. Validation des deux modèles.....	53
2.2.1. Etat moyen (température et salinité, EKE courants).....	53
2.2.2. Variations saisonnières et interannuelles (SST, niveau de la mer, courants).....	67
3. Outils d'analyses.....	73
3.1. Les ondelettes	73
3.2. Diagnostique Lagrangiens.....	76

Chapitre 3 : Dynamique et variabilité de l'upwelling et des courants associées : forçage

<u>local/ forçage à distance</u>	79
1. Variabilité de l'upwelling le long de la côte.....	81
1.1. Extension zonale, transport et pompage d'Ekman.....	82
1.2. Etude numérique de l'upwelling avec ORCA05.....	87
1.2.1. Transport verticaux et vers le large	88
1.2.2. Structure thermique à la côte	94
1.3. Apport d'une meilleure résolution : ROMS.....	103
2. Courants « alongshore » associés à l'upwelling.....	108
2.1. Etude numérique avec ORCA05 sur la période 1992-2000.....	109
2.1.1. Variations saisonnières et interannuelles.....	110
2.1.2. Les mécanismes et processus à l'origine de la variabilité du PCUC.....	113

2.2. ROMS.....	120
2.2.1. Dynamique du CPCC.....	121
2.2.2. Dynamique du PCUC.....	122
2.2.3. Quantification de la variabilité méso échelle.....	125
<u>Chapitre 4 : Origine des eaux du PCUC et de l'upwelling</u>	131
1. Les eaux du sous-courant et de l'upwelling	133
1.1. Etude Lagrangienne sur l'état moyen et le cycle saisonnier	133
1.1.1. Description des trajectoires.....	135
1.1.2. Identification des sources du PCUC	138
1.1.3. Et l'upwelling dans tous ça ?	143
1.2. Quantification des transports	145
1.2.1. A partir des champs Eulériens	145
1.2.2. En utilisant Ariane	148
2. Possible lien entre upwelling côtier, PCUC et SSCC	151
2.1. Influence des conditions aux frontières	153
2.2. Influence des conditions atmosphériques	154
2.2.1. Descriptions des différentes simulations	155
2.2.2. Résultats des différentes simulations.....	156
<u>Conclusions et Perspectives</u>	163
<u>Annexe</u>	171
<u>Références bibliographiques</u>	193

Résumé:

Le système de courant du Pacifique sud Est a la particularité d'être étroitement lié à la présence de l'upwelling côtier (induit par les vents locaux) tout en étant fortement soumis aux perturbation d'origines équatoriales (via la propagation d'ondes océaniques) notamment celles associées à El Niño. Dans cette thèse, les données satellites et plus particulièrement la modélisation numérique (avec le recours à deux types de modèles de différentes caractéristiques) ont permis une étude de la variabilité et de la dynamique de l'upwelling côtier et des courants "alongshore" associés (CPCC *Chile Peru coastal Current* et PCUC *Peru-Chile Undercurrent*). Cette étude a la particularité de couvrir quasiment toute la côte sud-américaine : du Pérou au Sud du Chili (50°S).

Les caractéristiques des variations au Pérou et au Chili sont séparées par une zone de transition autour de 20°S où les vents, l'upwelling et le PCUC sont particulièrement faibles. Les résurgences à la côte sont contrôlées aussi bien aux échelles saisonnières et interannuelles par le vent (via le transport d'Ekman) mais sont fortement modulées par la topographie côtière (caps, baies) comme le montre la modélisation à haute résolution. Le CPCC est clairement géostrophique. Sa variabilité, aux échelles saisonnières et interannuelles, est fortement soumise à l'influence des propagations d'ondes côtières piégées et il présente des fluctuations en accord avec celles de l'équateur. Le PCUC, a une dynamique plus complexe : il semble en partie géostrophique mais le rôle du forçage local et celui du forçage à distance restent à préciser.

Les origines des eaux du PCUC et de l'upwelling ont également été étudiées à l'aide d'outils lagrangiens et les transports ont été quantifiés. Trois sources ont été identifiées : l'EUC (*Equatorial Undercurrent*) alimente principalement le Pérou, le SSCC (*Southern Sub-Surface Counter Current*) alimente à la fois le sud du Pérou et le Chili et enfin une troisième

source moins importante, provenant du Sud, liée à l'ESPIW (*Eastern South Pacific Intermediate Water*, eau provenant du sud-Chili) alimente le centre et le sud du Chili.

Chapitre 1 : L'upwelling du Pérou Chili et le Pacifique Sud Est

Introduction : (Les upwellings de Bord Est)

Le vent qui souffle vers l'équateur le long des bords Est des bassins océaniques pousse les eaux côtières de surface vers le large permettant ainsi aux eaux situées en profondeur de remonter [Ekman 1905]. Ce processus, appelé upwelling côtier, est à l'origine d'une partie de la production primaire océanique car les nutriments qui accompagnent les remontées d'eaux froides permettent le développement des écosystèmes océaniques. Les zones de pêches de la planète sont largement déterminées par ce phénomène. Les Courants de Bord Est associés aux zones d'upwelling sont extrêmement productifs : bien que leur surface ne représente qu'à peine 0.1% de la surface globale océanique, 30% des prises de pêche proviennent de ces régions [Durand et al, 1998]. Les concentrations en chlorophylle, bon indicateur de la production primaire, sont mesurées par satellite et permettent d'illustrer (Figure 1) le caractère hautement productif des courants de Bord Est. En effet, les concentrations de chlorophylles sont élevées dans ces zones. Les upwellings équatoriaux ainsi que les gyres sub-polaires constituent également des zones de forte production primaire. Les gyres sub-tropicaux qui couvrent une grande partie de la surface océanique ont une très faible concentration en chlorophylle : ce sont des "déserts" océaniques.

La côte sud-américaine est une des principales régions d'upwellings de la planète et le courant du Pérou Chili est le plus productif des courants de bords Est en terme de pêche.

C'est, pour les pays riverains, une des principales ressources économiques. Il est donc important de mieux comprendre comment fonctionne ce système d'autant plus que la grande variabilité des conditions climatiques dans la région affecte ces ressources. En effet les conditions océaniques et atmosphériques dans ce système d'upwelling fluctuent de façon irrégulière entre phases El Niño et La Niña (cycle ENSO : El Niño Southern Oscillation, voir par ex. *Philander* [1985]). Un El Niño se produit tous les 2 à 7 ans et dure en moyenne un an. Le phénomène se traduit, dans l'Est du Pacifique, par une augmentation forte et rapide des températures de surface de la mer et par une augmentation importante des précipitations sur les continents. On observe une forte baisse de l'activité biologique. Les conséquences sont souvent dramatiques pour les pays côtiers, qui non seulement subissent des pluies diluviennes mais en plus sont privés d'une partie de leurs ressources halieutiques. La phase El Niño, ne rime pas avec disparition de toutes les espèces de poissons, des changements de régime ont été observés: certaines espèces disparaissent au profit d'autres. Par exemple, dans le Pacifique Sud-Est, les anchois laissent place aux sardines durant l'événement de 1997-1998 [*Chavez et al* 1999].

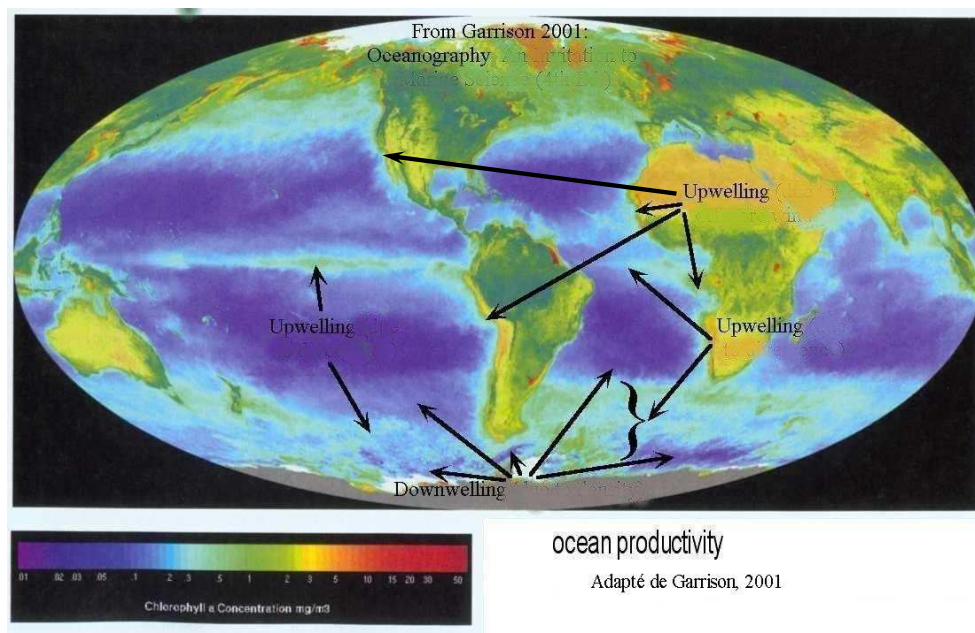


Figure 1 : Productivité de l'océan en mg/m³ [Garrison 2001]. Cette carte a été élaborée à partir des données SeaWiFS de couleur de l'eau. Les zones bleu clair et vertes sont les régions les plus productives de l'océan. On distingue nettement parmi ces zones les systèmes de bord Est.

Par ailleurs, l'upwelling joue un rôle dans beaucoup d'aspects du cycle chimique de l'océan. La grande production biologique des zones d'upwelling est associée à une absorption du carbone atmosphérique (sous forme de CO_2) qui est ensuite exporté et séquestré dans les sédiments (« pompe biologique »). Le rôle joué par l'upwelling dans le cycle du carbone est un sujet d'étude actuel.

Les upwellings de bord Est et en particulier celui du Pérou-Chili sont donc des systèmes importants à comprendre car ils constituent des enjeux environnementaux mais aussi économiques pour les pays riverains. Dans cette thèse, l'upwelling sera abordé sous son aspect physique. Dans un premier temps, une synthèse des études antérieures (présentation des processus associés aux upwellings de bord Est et à une description détaillée des caractéristiques du Pacifique Sud Est) fera ressortir les points qui seront abordés par la suite.

1. Processus dynamiques de l'upwelling et des courants associés

Les mécanismes physiques qui permettent d'expliquer la présence d'upwelling côtier dans les régions de Bord Est sont connus depuis longtemps.

1.1. Transport

En 1905, Ekman propose une théorie relativement simple qui permet de comprendre l'influence du vent sur les couches superficielles de l'océan [Ekman 1905]. Elle a été élaborée à partir d'observations effectuées par le physicien norvégien Nansen. L'océanographe, lors d'une campagne en Arctique, remarque que les icebergs dérivent avec un angle variant de 20

à 40 degrés par rapport à la direction du vent. Son étudiant, Ekman, propose alors en 1905 une explication à ces observations reposant sur l'équilibre entre tension turbulente et force de Coriolis.

$$\begin{cases} fv + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0 \\ -fu + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0 \end{cases} \quad \text{où } f \text{ est le paramètre de Coriolis, } u \text{ et } v \text{ sont les vitesses zonale et méridienne, } A_z \text{ le coefficient de viscosité turbulente verticale}$$

Ekman suppose que la tension verticale est due à l'influence du vent. Celui-ci étant stationnaire, la surface de l'océan lisse et la densité de l'eau ρ constante ($\tau_x = \rho A_z \frac{\partial u}{\partial z}$ et $\tau_y = \rho A_z \frac{\partial v}{\partial z}$), l'équilibre entre force de Coriolis et tension du vent se traduit par les équations suivantes :

$$\begin{cases} f\rho v + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} = 0 \\ -f\rho u + \frac{\partial \tau_y}{\partial z} = 0 \end{cases} \quad \text{où } f \text{ est le paramètre de Coriolis, } u \text{ et } v \text{ sont les vitesses zonale et méridienne, } \tau_x \text{ et } \tau_y \text{ sont les tensions de vent zonal et méridien}$$

Ekman intègre ensuite ces équations de la surface (où la tension turbulente est connue et est égale à la tension de vent) jusqu'à la profondeur $-H$ où la tension turbulente est nulle. Il obtient ainsi les transports zonaux T_x et méridionaux T_y par unité de temps et de distance (en m^2/s):

$$\begin{cases} T_x = \frac{\tau_0^y}{\rho f} \\ T_y = -\frac{\tau_0^x}{\rho f} \end{cases} \quad \text{où } \tau_x \text{ et } \tau_y \text{ sont les tensions de vent zonal et méridien en surface}$$

Le transport net est donc dirigé à ± 90 degrés de la direction du vent suivant l'hémisphère. Si on se place à une latitude moyenne ($f = 10^{-4} s^{-1}$), pour une valeur typique de la tension de $0.1 N/m^2$, le transport d'Ekman est alors de l'ordre de $1 m^2/s$, soit $0.1 Sv/deg$ de latitude (pour un vent méridien).

1.2. Pompage

Les variations spatiales du vent et du transport d'Ekman induisent des zones de convergence et de divergence des eaux de surface. La vitesse verticale à la base de la couche d'Ekman de profondeur $-H$ (W_{EK} , appelée pompage d'Ekman) résultant de ces convergences et divergences est obtenue à partir de l'équation de continuité appliquée au transport d'Ekman en supposant le paramètre de Coriolis constant :

$$W_{EK} = \int_{-H}^0 \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} dz = \frac{1}{\rho f} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-H}^0 \frac{\partial \tau^y}{\partial z} dz \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_{-H}^0 \frac{\partial \tau^x}{\partial z} dz \right) \right] = \frac{1}{\rho f} \left(\frac{\partial \tau_0^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_0^x}{\partial y} \right)$$

Si la vitesse est positive (resp. négative), on a un upwelling (resp. un downwelling).

Cette expression peut être améliorée en tenant compte de la variation latitudinale du paramètre de Coriolis. Proche de l'équateur, on peut alors écrire : $f = \beta y$ où y est la distance à l'équateur.

Le pompage a alors pour expression [Halpern 2002] :

$$W_{EK} = \frac{curl(\tau_0)}{\rho f} + \frac{\beta \tau_x}{\rho f^2}$$

$Curl(\tau_0)$ est le rotationnel de la tension de vent de surface

1.3. Application aux bords Est des bassins océaniques

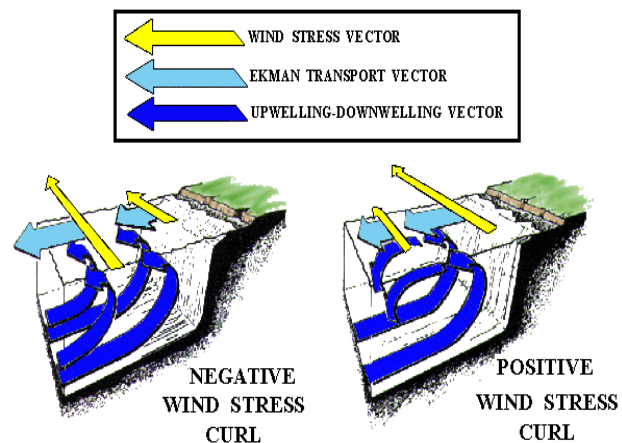
La théorie d'Ekman appliquée au bord Est des bassins océaniques donne une relation entre la tension de vent parallèle à la côte et un transport d'eau vers le large. En effet, la

composante parallèle à la côte et dirigée vers l'équateur de la tension de vent produit un transport vers l'Ouest perpendiculaire à la côte et donc un transport vers le large:

$$T_{EK} = \frac{\tau_{alongshore}}{\rho f}$$

$\tau_{alongshore}$ est la composante parallèle a la côte de la tension de vent

Par ailleurs, le long des bords Est des bassins océaniques, l'intensité du vent diminue quand on s'approche de la côte, définissant ainsi une région où le rotationnel de la tension du vent est cyclonique [Bakun et Nelson 1991]. Ce rotationnel de vent est à l'origine d'un pompage positif (cf. schéma ci-contre).



La zone côtière est alors une zone de divergence des eaux de surface. L'eau en profondeur, plus froide, remonte en surface afin de remplacer les eaux de surface divergentes: c'est l'upwelling côtier. Cette remontée d'eau s'accompagne d'une remontée des isothermes côtières et de la thermocline. En réalité, le vent ne souffle pas de manière continue mais se manifeste par des épisodes de forts vents (coups de vent) suivis par des épisodes de relaxation. On sait maintenant que ce régime de vent à une influence directe sur les upwellings côtiers. Eux aussi se caractérisent par des périodes d'intenses résurgences suivies de périodes de relaxation formant ainsi des cycles d'upwelling. Durant un cycle (durée de 3 à 7 jours), les vents parallèles à la côte s'intensifient et emportent les eaux froides vers le large sous forme de « plumes » ou filaments (Figure 1.1) puis ces eaux reviennent à la côte durant les périodes de relaxation. Pendant les périodes de fort vent, le front d'upwelling semble se

situer parallèlement à la côte, advecté par un transport d'Ekman uniforme. Quand le vent s'affaiblit, le front devient plus compliqué et semble s'intensifier. Ces lieux où se concentrent l'activité des upwellings sont appelés « centres d'upwelling ».

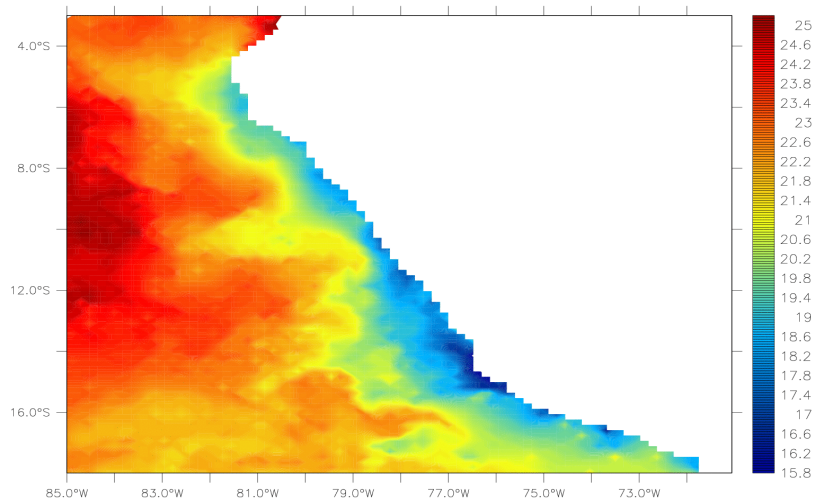


Figure 1.1 : Exemple de température de surface de la mer (données MCSST): exemple de « plumes » associées à l'upwelling du Pérou.

1.4. Courants côtiers associés à l'upwelling

Des courants côtiers sont associés aux upwellings de Bord Est. Lors d'un événement d'upwelling, l'eau qui affleure à la côte est plus froide. Les isopycnes associées remontent donc à la côte et créent un gradient de densité, qui par géostrophie donne naissance à un courant de surface dirigé vers l'équateur : le jet côtier. Les jets de surface ne sont pas permanents et dépendent fortement des cycles de vent. En Californie, les jets sont localisés périodiquement en des points de côte. Ces points de côte sont vraisemblablement liés à la géographie côtière, ils sont observés le long de caps, par exemple à Point Arena en Californie, [Huyer et Kosro, 1987].

Par ailleurs, un sous-courant dirigé vers les pôles est systématiquement observé dans les systèmes de bord Est: en Californie, l'upwelling est bien associé à un sous courant: le *Californian Under Current* (CUC) [Hickey 1998]; il en est de même pour l'upwelling du Benguela [Nelson and Hutchings 1983]. Le long des côtes du Pérou Chili, le

Peru Chile Under Current (PCUC), a été observé, en tout premier lieu, via les masses d'eaux (le PCUC étant associé à des eaux plus salées), dès 1936 [Gunther, 1936].

La dynamique associée à ce courant n'est pas encore très connue, plusieurs hypothèses ont été formulées. Il peut être formé à la suite d'un gradient de pression entre le large et la côte (niveau de la mer qui remonte à la côte) par géostrophie, ou le long de la côte (niveau de la mer qui remonte vers l'équateur) par accélération directe. En effet, la température qui croît vers l'équateur, peut donner naissance à un gradient de pression et à un sous courant dirigé vers les pôles. Une autre théorie qui repose sur l'influence du frottement de fond et sur les vitesses associées aux différents modes dans le cas d'un océan barocline a été proposée par *Mc Creary* [1981] (*cf* section suivante).

Les courants côtiers en surface et subsurface sont donc fortement liés aux processus d'upwelling et on s'attend à ce que leur variabilité soit corrélée avec celles du vent parallèle à la côte ou du rotationnel du vent qui génèrent l'upwelling.

1.5. Modèle "shallow water"

Les résultats précédents peuvent être illustrés et modélisés si on se place dans le cadre d'un océan stratifié (réponse barocline) et en considérant des variations temporelles. Suite aux premiers travaux de *Yoshida* [1955], *McCreary* [1981] a développé un modèle *shallow water* à deux couches (*cf* schéma ci dessous) dans le cas d'un vent spatialement uniforme, parallèle à

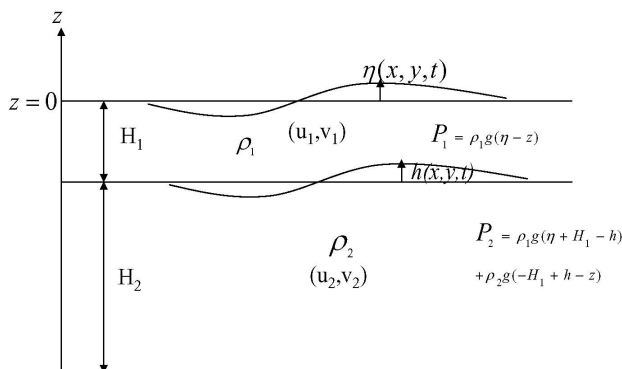


Schéma du modèle "shallow water", composé de deux couches : une couche de surface (respectivement profonde) de densité ρ_1 (respectivement ρ_2), d'épaisseur au repos H_1 (respectivement H_2), et de pression P_1 (respectivement P_2). η est l'élévation de la surface et h la perturbation de la surface séparant les 2 couches par rapport à l'état de repos.

la côte, et d'une côte latitudinale située sur le bord Est (cas typique du Pacifique Sud Est). Enfin, on suppose qu'il n'y a pas de variation latitudinale et que les variables sont constantes selon y (cette théorie ne permet donc pas de traiter une accélération directe d'un sous-courant par effet de pression).

Après linéarisation et approximation de Boussinesq, on obtient les équations suivantes

[Gill 1982] :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_1}{\partial t} - f v_1 &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} & \frac{\partial u_2}{\partial t} - f v_2 &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - g' \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial v_1}{\partial t} + f u_1 &= \frac{\tau_0}{\rho_1 H_1} & \frac{\partial v_2}{\partial t} + f u_2 &= 0 \\ -\frac{\partial \eta}{\partial t} + H_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} &= 0 & \frac{\partial \eta}{\partial t} + H_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} &= 0 \end{aligned} \quad \text{avec} \quad g' = g \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2}$$

La soustraction des équations de droite et de gauche aboutit à :

$$\begin{aligned} -\left(\frac{1}{H_1} + \frac{1}{H_2} \right) \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial \hat{u}}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial \hat{u}}{\partial t} - f \hat{v} &= g' \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial \hat{v}}{\partial t} + f \hat{u} &= \frac{\tau_0}{\rho_1 H_1} \end{aligned} \quad \text{où} \quad (\hat{u}, \hat{v}) = (u_1 - u_2, v_1 - v_2)$$

Les solutions sont de la forme [Yoshida 1955])

$$\begin{aligned} \hat{v} &= \frac{\tau_0}{\rho H_1} e^{-x/R} t \\ \hat{u} &= \frac{\tau_0}{f \rho_1 H_1} (1 - e^{-x/R}) \\ h &= \frac{c \tau_0}{\rho_1 H_1 g'} e^{-x/R} t \end{aligned} \quad \text{où} \quad \begin{aligned} c^2 &= \frac{g' H_1 H_2}{H_1 + H_2} \\ R &= \frac{c}{f} \quad \text{Rayon Rossby} \end{aligned}$$

R est le rayon de Rossby et représente l'échelle longitudinale typique de réponse de h , déplacement de l'interface des deux couches et donc de l'upwelling, au forçage du vent. Au delà de R (si $x \gg R$), h est constante et la réponse de l'océan se réduit à la dérive d'Ekman. Ce rayon de Rossby est fortement dépendant de la latitude considérée : par exemple,

à 30°S, le rayon de Rossby est de l'ordre de 30 km alors qu'à 10°S, il s'étend jusqu'à 100 km de la côte [Chelton *et al* 1998]. Le courant de surface v a été appelé "coastal jet" (jet côtier) par Charney [1955] et s'apparente dans le Pacifique Sud-Est au CPCC (*Chile Peru Coastal Current*). Il a également été observé dans les autres systèmes de bord Est : en Californie [Pierce *et al* 2000] et au Benguela [Nelson *et Hutchings* 1983]. Dans le cas d'un océan continûment stratifié, chaque mode a la forme ci-dessus et la solution finale est obtenue par superposition des différents modes. Si la friction est prise en compte [McCreary 1981], les courants dominants sont dus aux modes intermédiaires ; pour les modes supérieurs les courants s'affaiblissent avec la friction. La superposition des modes donne alors un courant de surface dirigé vers l'équateur et un sous-courant vers les pôles qui s'approfondit avec la latitude: solution des courants côtiers parfaitement semblable aux observations des systèmes de bord Est. L'upwelling intervient dans une couche proche de la surface et un downwelling apparaît au dessous de 100 m.

Nous venons de voir que les systèmes de bord Est sont caractérisés par la présence d'un upwelling côtier et de courants associés. Mais qu'en est-il du Pacifique Sud Est, quelles sont ses particularités ? Une description détaillée du Pacifique Sud Est, à travers la bibliographie, permet de faire le point sur l'état des connaissances de cette région.

2. Présentation du Pacifique Sud Est

2.1. Bathymétrie et topographie

L'Amérique Latine s'étend de l'équateur à plus de 50°S, c'est là que l'on rencontre le

point le plus au Sud des 5 continents. Ses côtes ouest sont bordées par 4 pays : la Colombie, l'Equateur, le Pérou (de 2°S à 18°S) puis le Chili qui s'étend jusqu'à l'extrémité Sud du continent.

La topographie de l'Amérique latine (Figure 1.2), marquée par la présence des Andes, est particulièrement importante dans l'étude des conditions atmosphériques et océaniques. Ces montagnes qui s'élèvent à plus de 6000 m sont présentes tout au long des côtes du Pérou et du Chili. Les sommets les plus hauts sont regroupés le long du Pérou, au Nord et Centre du Chili, et forment un guide d'onde pour les perturbations atmosphériques. La bathymétrie se caractérise par une fosse extrêmement étroite et profonde (jusqu'à 7000 m) qui s'étend le long des côtes de l'Amérique Latine.

Le talus continental est donc très étroit voire inexistant sauf vers le nord du Pérou. Plus au large, le bassin océanique se sépare en 2 : le bassin Péruvien entre l'équateur et 15°S, et le bassin Chilien au Sud de 15°S. Ces deux derniers bassins sont séparés par la dorsale de Nazca qui s'étend vers le large perpendiculairement à la côte à 15°S. A l'Equateur la dorsale de Carnegie forme un pont entre les Galapagos et le continent.

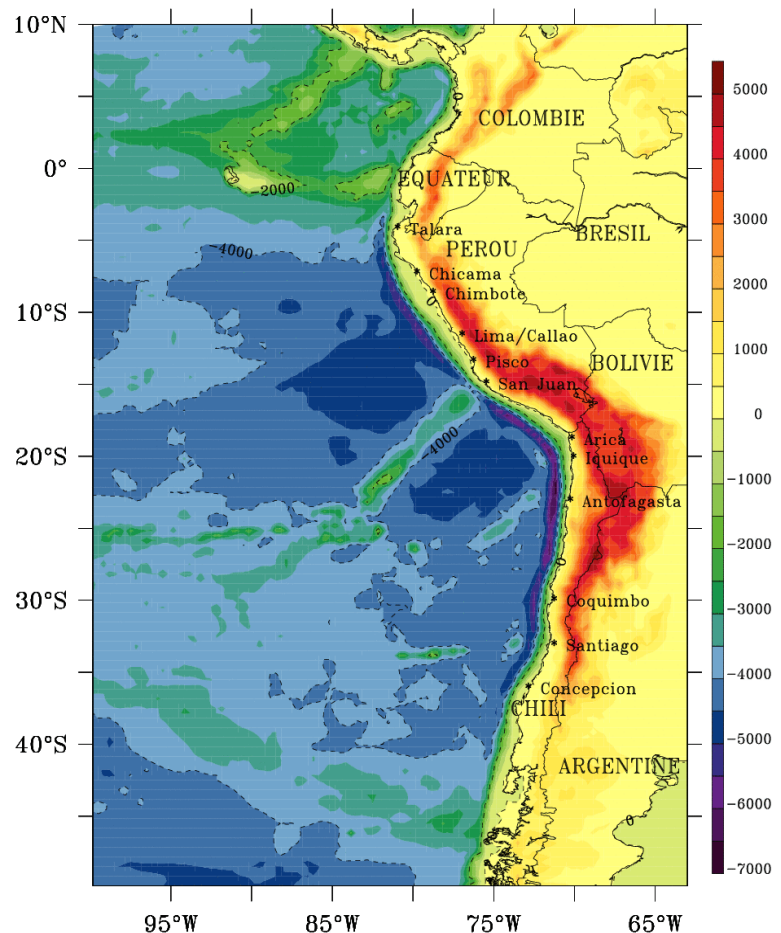


Figure 1.2 : Bathymétrie et topographie du Pacifique Sud Est, à partir des données ETOPO5. L'unité est le mètre.

2.2. Etat moyen et cycle saisonnier (conditions atmosphériques, méso-échelle océanique, circulation océanique, masses d'eau)

Les conditions atmosphériques et l'upwelling

La région située à la limite Nord du système du Pacifique Sud-Est est fortement soumise à l'influence de l'ITCZ (Zone de convergence inter tropicale) qui se déplace de 10°N en hiver austral à 2-5°N en été austral (Figure 1.3). La Zone de convergence est caractérisée par d'intenses précipitations atmosphériques. Au Sud (42°S-55°S), se situe le front polaire qui

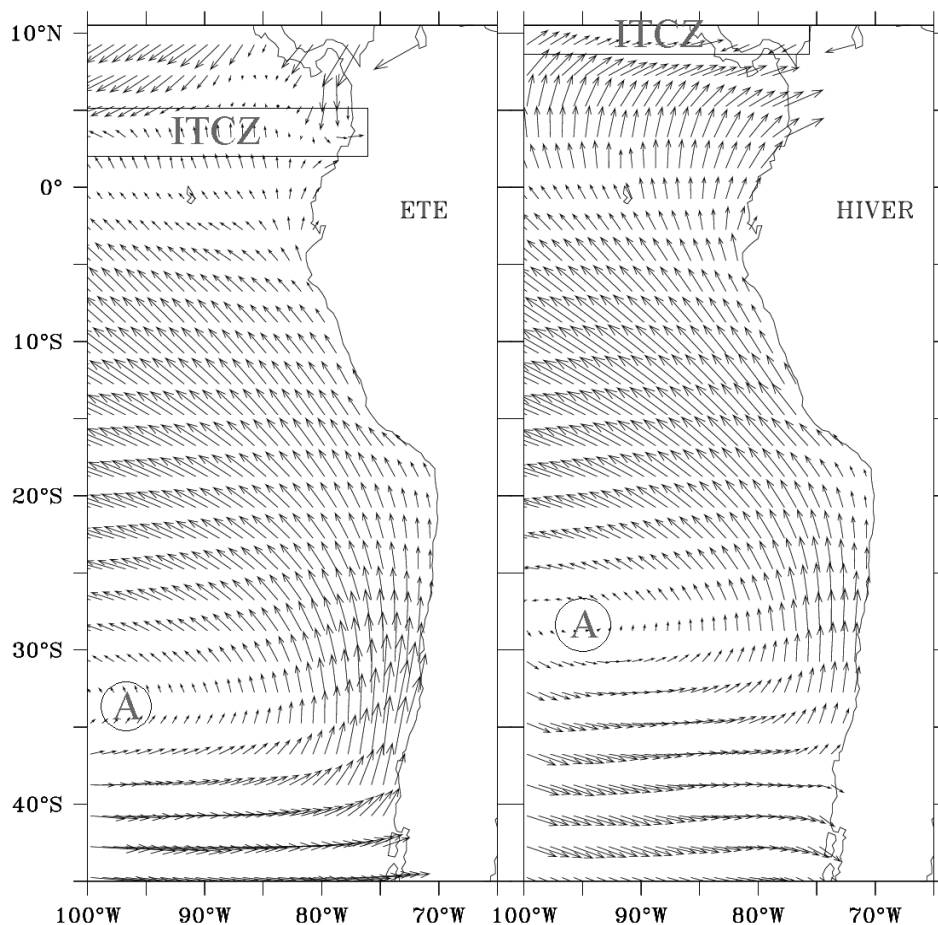


Figure 1.3 : Tension de vent (N/m^2) en hiver austral (droite) et en été austral (gauche). Les moyennes saisonnières ont été calculées à partir des données QuikSCAT de 2000 à 2005. La position de l'ITCZ est représentée ainsi que celle de l'anticyclone subtropical du Pacifique Sud Est (A).

se caractérise par des eaux froides et des vents de Nord dominants à l'origine de nombreuses précipitations. Cette région est parsemée de fjords et de glaciers. La région centrale comprise

entre 2°S et 45°S constitue notre région d'étude car au delà de ces limites l'upwelling côtier est négligeable et le système de circulation océanique différent. Le Nord de cette région (jusqu'à environ 5°S) est donc fortement influencé par l'ITCZ.

Au Sud de 4°S jusqu'à 27°S, les vents côtiers (vent de Sud) sont favorables à l'upwelling toute l'année. Au Pérou ces vents sont maximum en hiver austral [Figure 1.3

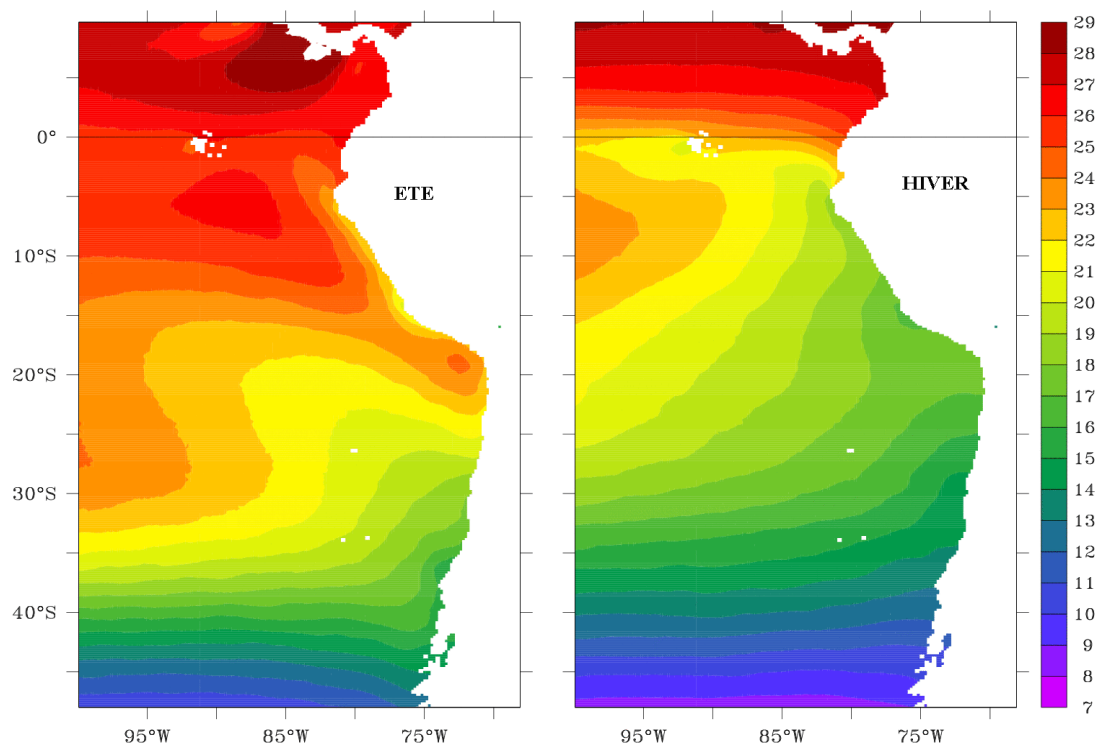


Figure 1.4 : SST (°C) en été austral (gauche) et en hiver austral (droite). Les moyennes saisonnières ont été calculées à partir des données Pathfinder (produit MCSST) de 1991 à 2001.

Bakun et Nelson 1991, Shaffer et al 1999]. Ils sont caractérisés par un maximum à quelques kilomètres de la côte qui crée un rotationnel favorable à l'upwelling [Bakun et Nelson 1991]. La température de surface à la côte atteint son minimum en hiver (Figure 1.4), elle est contrôlée en premier lieu par le réchauffement solaire mais est fortement modulée par le Transport d'Ekman et par la propagation d'ondes côtières [Soto Mardones et al 2004]. En revanche le gradient de température côte-large est maximum en été [Carr et al 2002] quand les isopycnes sont les plus resserrées [Strub et al 1998]. Deux zones de basses pressions semi-

permanentes associées à des zones terrestres très arides (déserts) se situent autour de 6°S (Punta Aguja) et de 14°S (Bahia Sechura/ Pisco). Ces deux points sont en fait des caps et sont bordés au Nord par des baies. Les vents y sont localement plus forts et l'upwelling plus intense : ce sont des centres d'upwelling. Les températures océaniques y sont localement plus froides (Figure 1.4), menant ainsi à un gradient thermal terre/mer et à une rétroaction positive sur les vents [Rutlant 1990]. Les autres centres d'upwelling de la région sont situés autour de 9°S et 12°S (Chimbote, Chicama ou Callao). Des études ponctuelles autour de ces centres d'upwelling ont été menées. Autour de 4-6°S, les eaux qui sont advectées au large sont confinées dans une couche comprise entre 20-40 m; la profondeur d'origine des eaux qui remontent en surface a été estimée de 50 à 150 m (pendant la saison de plus fort upwelling) [Brockman et al 1980]. Autour de 15°S, Lentz [1992] a montré qu'il existe une bonne corrélation et des amplitudes similaires entre le transport vers le large et le transport d'Ekman estimé à partir des vents côtiers (cf. Figure 1.5). 25% à 50% du transport vers le large se produit sous la couche mélangée (estimée à une quinzaine de mètres), dans une couche "de transition" caractérisée par un fort cisaillement de vitesse verticale. La couche mélangée est ici évaluée à partir de la profondeur maximale P pour laquelle $\Delta T > 0.05$ °C (ΔT étant la différence entre la température de surface et la température de l'océan à la profondeur P).

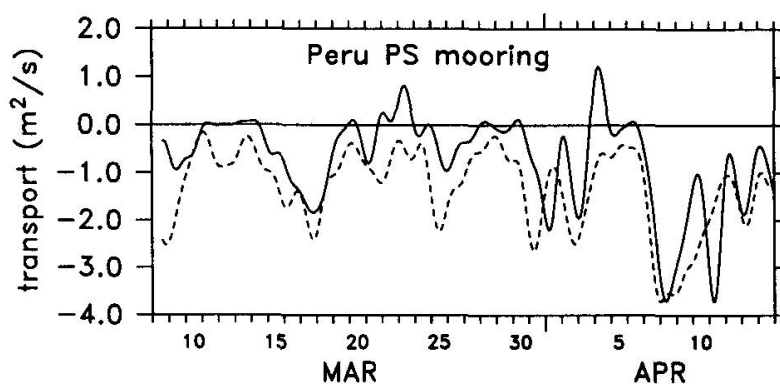


Figure 1.5 : Séries temporelles du transport d'Ekman (pointillés) et du transport océanique vers le large dans la couche de surface (trait plein) à 15°S (d'après Lentz [1992]). Le transport d'Ekman est estimé à partir du vent issu d'une station côtière et le transport vers le large à partir de mesures courantométriques.

Au Nord du Chili, (18°S à 23°S), les conditions climatiques sur le continent sont très arides [Lettau et Lettau 1978]. Cette région est soumise à la migration saisonnière de

l'anticyclone du Pacifique Sud Est. En effet, ce dernier est centré à environ 90°W , 27°S [Garreaud et al 2001] et se déplace vers le Sud en été. L'anticyclone est associé à un système de courants : le gyre sub-tropical qui se déplace également du Nord au Sud selon la saison. Les vents côtiers sont maximum au printemps et en l'été [Pizarro et al 1999, Huyer et al 1987, Soto-Mardones et al 2004] alors que les vents hauturiers atteignent leurs maximum en hiver [Bakun et Nelson 1991, Blanco et al 2001]. Le gradient côte/large et la stratification verticale de la température sont maximum au printemps-été, en accord avec la saisonnalité des vents [Carr et al 2002, Blanco et al 2001]. Tout comme au Pérou, l'upwelling, fortement influencé par la topographie côtière [Strub et al 1998, Figueroa et Moffat 2000] s'intensifie autour des caps (Arica, Antofagasta, Iquique). On y trouve également un gyre d'eau chaude quasi-permanent aux alentours de 20°S (Figure 1.4), sans doute dû à la topographie côtière.

Au Sud de 27°S , en hiver l'influence du front polaire (situé au niveau du *Circumpolar Current*, vers 60°S) se fait largement ressentir, créant des basses pressions atmosphériques qui se propagent vers le pôle sud sous forme d'ondes piégées à la côte. Ce phénomène produit des périodes de relaxations des upwellings qui durent de 3 à 10 jours [Rutlant 1993]. Entre 35 et 45°S le vent varie du Nord (en hiver où le front polaire domine) au Sud (en été où l'anticyclone sub-tropical se renforce) (Figure 1.3). Les conditions favorables à l'upwelling sont donc réunies de la fin du printemps au début de l'automne; en hiver les vents sont plutôt favorables au downwelling.

La méso-échelle, les filaments et méandres

L'upwelling côtier engendre des températures plus froides à la côte qu'au large créant ainsi un front de température à quelques kilomètres de la côte : le front d'upwelling. Ce front mais aussi les courants océaniques sont propices au développement de tourbillons, filaments et méandres océaniques. Entre 10°S et 35°S , les tourbillons ont une échelle typique de 30 km

[Chaigneau et Pizarro 2005]. Ils sont formés près de la côte et se propagent vers le large à une vitesse variant de 3 cm/s à 6 cm/s. Les tourbillons cycloniques se propagent vers l'Ouest et les anticycloniques vers le Nord-Ouest [Chaigneau et Pizarro 2005]. Entre 29°S et 30°S, l'activité méso-échelle est importante et est plus faible entre 19°S et 29°S [Hormazabal et al 2004]. Près de la côte, le flux turbulent dû aux tourbillons dans la couche de mélange est deux fois plus important que le transport horizontal associé à l'advection par les courants moyens [Chaigneau et Pizarro 2005]. Au Chili, les tourbillons et méandres sont principalement dus aux instabilités baroclines des courants côtiers et aux propagations vers l'Ouest des ondes de Rossby [Leth et Shaffer 2001, Hormazabal et al 2004]. Les plumes (ou filaments) peuvent atteindre des extensions de 50-60 km en été et automne et 40 à 50 km en hiver et au printemps. Des filaments plus longs apparaissent occasionnellement dirigés vers le Nord Ouest [Strub et al 1998].

La méso-échelle, qui constitue un sujet d'étude à lui seul, ne sera pas spécifiquement abordée dans cette thèse, nous nous limiterons donc ici à cette brève introduction.

La circulation océanique

Le système de courants océaniques Sud-Américain est mal décrit. La position des différents courants n'a pas été encore bien identifiée et l'existence de certains d'entre eux est encore discutée (par exemple le *Peru-Chile Counter Current*). La variabilité, la formation, la terminaison, ainsi que les liens qui unissent les courants sont également peu connus et constituent un sujet d'étude actuel. Une première description de la circulation dans le Pacifique Sud Est avait été ébauchée par Wyrski [1967] puis complétée par Strub et al [1998] (cf. Figure 1.6):

En surface, le courant de retour du gyre tropical (le *West Drift Current*) se situe entre 35°S et 48°S et est dirigé vers l'est. Il se sépare en deux branches au large de la côte sud-américaine, l'une dirigée vers le sud (*Cape Horn Current*), l'autre vers le nord: le *Peru Current* (PC). Situé un peu plus près de la côte (entre 100 et 300 km), le *Peru-Chile Counter Current* (PCCC) est un courant parallèle au *Peru Current* mais dirigé en sens inverse, vers le sud. Ses origines et son existence sont très discutées. Ce contre courant serait peut être un des prolongements de l'*Equatorial Under Current* (EUC) [Lukas 1985]. Enfin, le courant de surface situé à la côte est dirigé vers le nord : le CPCC (*Peru Chile Coastal Current*), qui a aussi été appelé CCC (*Chile Coastal Current*) le long des côtes du Chili et, PCC (*Peru Coastal Current*) le long des côtes du Pérou. Par souci de conformité avec les articles les plus récents [Chaigneau et Pizarro 2005], l'appellation CPCC sera conservée dans la suite du manuscrit.

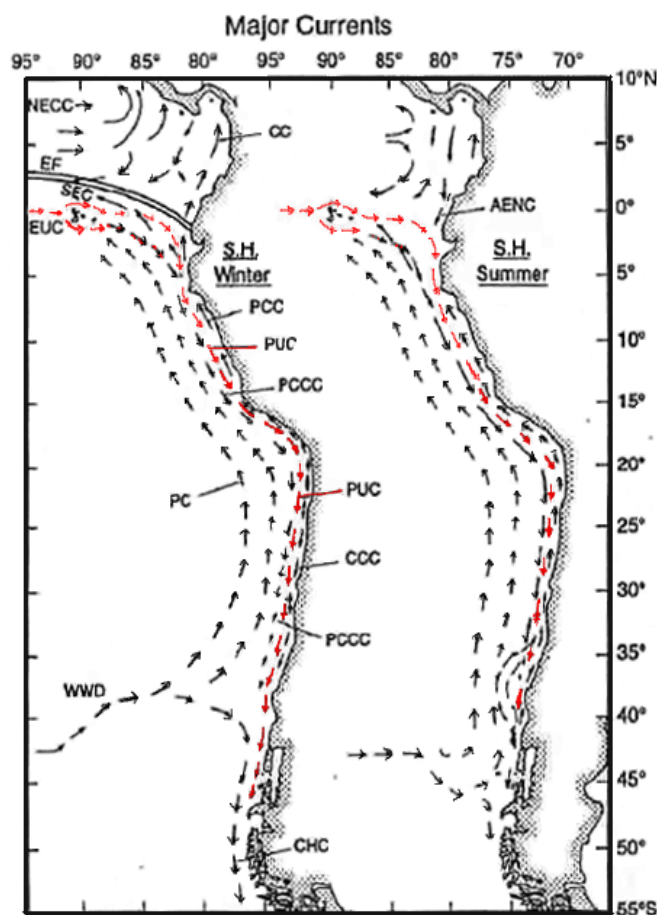


Figure 1.6 : Schéma de circulation dans le Pacifique Sud-Est (d'après Strub et al [1998]) en hiver (gauche) et en été (droite). Les courants de subsurface sont en rouge. Acronymes utilisés: AENC (Annual El Niño Current), NECC (North Equatorial Counter Current), CC (Coastal current), SEC (South Equatorial Current), EUC (Equatorial Under Current), PC (Peru Current), PUC (Peru Chile Under Current), PCCC (Peru Chile Counter Current), WWD (West Wind Drift), CHC (Cape Horn Current), PCC (Peru Coastal Current), CCC (Chile Coastal Current).

En sub-surface, le courant qui a été le plus étudié est le *Peru Chile Undercurrent* (le PCUC) (également appelé *Gunther Current* [Gunther 1936] ou PUC). Ce courant est dirigé vers le sud et se situe à une profondeur variant de 50 à 300 m. Son origine serait, tout comme le PCCC, liée au sous courant équatorial (EUC). L'EUC se séparerait au niveau des Iles Galápagos en deux branches: une ferait surface (le PCCC) et l'autre resterait en sub-surface (le PCUC) [Lukas 1985].

De plus amples informations sur les différents courants sont données ci-dessous à partir d'une synthèse bibliographique.

- Le PC (*Peru Current*)

Ce courant hauturier, dirigé vers l'équateur est associé à la branche de retour du gyre océanique. Sa vitesse moyenne, estimée à partir des drifters, est de l'ordre de 15-20 cm/s au sud de 25°S. Au nord de 25°S, le courant est plus faible (5-7 cm/s), il est orienté vers l'ouest et alimente la branche ouest du sous courant équatorial (SEC) [Chaigneau et Pizarro 2005].

- Le PCCC (*Peru Chile Counter Current*)

Les études sur le PCCC sont peu nombreuses. Le PCCC s'étend de 8°S à 35-40°S (plus faible au sud de 33°S) et se situe à une distance allant de 100 à 300 km de la côte [Strub 1995]. Ses variations saisonnières n'ont pas été clairement identifiées mais il semble que son transport soit maximum pendant la saison chaude [Fonseca 1989], plus précisément au printemps [Strub 1995] et minimum voire inversé en automne [Strub 1995]. Historiquement, c'est un courant de surface, dirigé vers le pôle, cependant certaines études le situent légèrement en profondeur, proche de la surface [Huyer et al 1991]. Le PCCC se manifeste également dans les champs de température et de salinité en surface par la présence d'une langue d'eau chaude et salée qui s'étend vers le sud [Strub et al 1998]. La connexion PCCC/PCUC n'est pas clairement établie: il semble que le PCCC soit séparé du PCUC par une bande de courant de Sud, et qu'il s'agisse donc de deux courants bien distincts. Deux

modes possibles de forçages ont été évoqués pour ce courant : les vents du Pacifique Sud Est et le sous courant équatorial. Le PCCC serait forcé par le rotationnel du vent via la relation de Sverdrup [Penven et al 2005] mais serait également relié au sous courant équatorial, il pourrait constituer un prolongement direct de l'EUC [Lukas 1985]. Ce courant a été observé au large du Pérou, néanmoins son existence est controversée au large du Chili [Foncesa 1989, Strub et al 1998] et les modèles numériques de cette région ne le simulent pas [Leth et Shaffer 2001, Mesias et al 2001].

- CPCC (*Chile Peru Coastal Current*)

L'analyse des propriétés des masses d'eaux près des côtes Péruviennes suggère que le CPCC y est plus intense en hiver quand les vents côtiers sont maximum. Les résurgences le long des côtes du Pérou apportent à la surface des eaux caractérisées par des températures froides et une faible salinité. En hiver, quand les vent d'upwelling sont les plus intenses, les résurgences d'eaux alimentent la "*cold tongue*" équatoriale via le CPCC. Au printemps et en été, quand les vents diminuent, la "*cold tongue*" disparaît [Strub et al 1998]. Le long des côtes du Chili, entre 18°S et 24°S, des analyses géostrophiques [Blanco et al 2001] ont permis d'identifier un maximum en automne avec un cycle saisonnier plus marqué au Nord de 20°S.

- Le PCUC (*Peru Chile Undercurrent*)

Le *Pérou Chili Undercurrent* est le courant du système de Humboldt qui a été le plus étudié. Ce courant de sub-surface est dirigé vers le pôle, sa profondeur peut varier de moins de 150 m au nord de 20°S à 200 m/300 m au sud de 25°S. Cet approfondissement a été expliqué par la conservation de la vorticité potentielle [Penven et al 2005]. Il s'étend jusqu'à environ 48°S mais devient considérablement plus faible au sud de 38°S [Silva et Neshyba 1979].

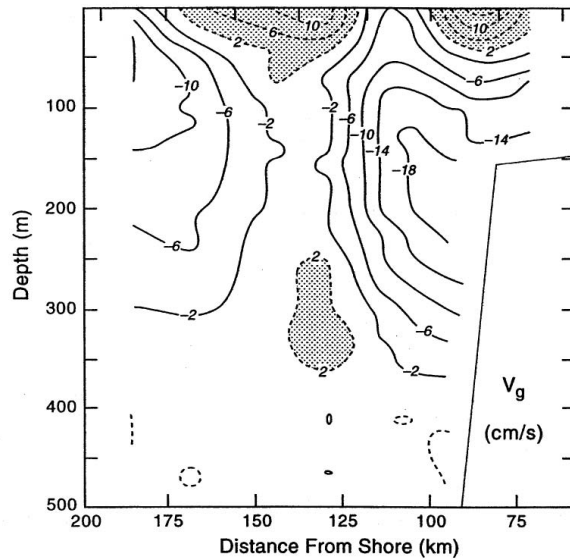


Figure 1.7 : Section perpendiculaire à la côte du courant géostrophique (relatif à 500 db) calculé à partir de 5 sections CTD à 10°S après El Niño 1982-1983. D'après Huyer et al [1991].

Les articles sur le PCUC sont loin d'apporter une vision globale de ce courant le long des côtes du Pérou et du Chili. En effet, les études qui ont été entreprises, motivées par la présence d'un mouillage ou de campagnes, restent limitées à des régions ou des périodes peu étendues :

- A 5°S et à 10°S un courantomètre a été mis en place entre 1981 et 1985 (Figure 1.7, [Huyer et al 1991]). A ces deux latitudes, le noyau du courant est à 150 m de profondeur, il se situe à environ 100 km de la côte et sa vitesse moyenne est de l'ordre de 5 à 10 cm/s (transport de l'ordre d'1 Sv). Un cycle saisonnier n'a pas été identifié par Huyer et al [1991].

- Au nord du Chili (18°S-24°S), les anomalies géopotentiels ont été évaluées à partir de données in situ de température et salinité [Blanco et al 2001]. Les climatologies saisonnières des courants géostrophiques de surface et à 200m de profondeur montrent la présence d'un PCUC maximum en été et minimum en hiver (et plus persistant dans le sud de la région).

- Enfin, à Coquimbo (30°S), deux mouillages ont été mis en place : un en 1991 à la côte (15 km) et un autre plus au large (150 km). Le mouillage situé à 220m de profondeur a été exploité entre 1991 et 1997 afin d'étudier la variabilité saisonnière ainsi que la variabilité interannuelle du PCUC [Shaffer et al 1999, Pizarro et al 2001, 2002]. Dans ces données, le

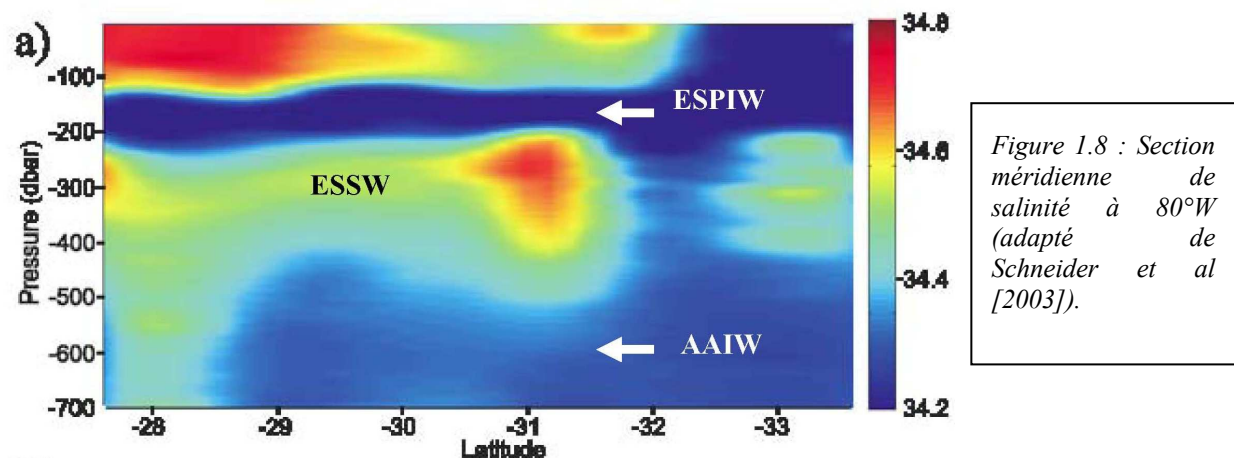
PCUC se caractérise par une grande variabilité aussi bien aux échelles annuelles qu'interannuelles, sa vitesse moyenne est estimée à 12.8 cm/s (un transport de 1 Sv). La saisonnalité se manifeste par un maximum de courant au printemps (novembre) et en automne (avril) et un minimum en hiver. Le sous courant du Pérou-Chili ne semble pas forcé par les vents parallèles à la côte (favorables à l'upwelling) [Huyer *et al* 1991, Pizarro *et al* 2001]. Une relation directe entre le niveau de la mer à la côte et le sous-courant a été mise en évidence par Pizarro *et al* [2001, 2002]. La propagation vers le large d'ondes de Rossby expliquerait une grande partie de la variabilité saisonnière [Pizarro *et al* 2002].

Par ailleurs, le sous-courant a été identifié comme étant la source principale d'eaux qui remontent en surface via l'upwelling le long des côtes du Pérou et du Chili [Huyer *et al* 1987]. La masse d'eau qu'il transporte se caractérise par des eaux salées, riches en nutriments et pauvres en oxygène.

Les origines du PCUC n'ont pas encore été clairement identifiées, elles sont partiellement attribuées par Lukas [1985] au sous-courant équatorial (EUC). La terminaison du sous courant équatorial dans l'Est du bassin Pacifique a été étudiée par cet auteur, à partir des données (salinité, température, et oxygène) issues de stations hydrographiques. L'EUC atteint les courants du Pacifique Sud-Est via deux trajets : l'un le long de l'équateur à la côte puis dans le PCUC et l'autre des Galápagos dans le PCCC à 5°S. L'EUC est lié au PCUC seulement en avril-mai-juin quand il est maximum et atteint la côte en surface via le PCCC quand il est plus faible. Le maximum de courant vers le Sud se situe en surface au Nord de 5°S, le PCUC commence à 5°S et se situe à une profondeur de 60m à 6°S (-7 cm/s). A cette latitude, le PCCC s'étend en profondeur et n'est pas séparé du PCUC par un flot vers le nord.

Les masses d'eau dans le Pacifique Sud Est

L'étude des masses d'eau permet de compléter l'étude dynamique des courants et de l'upwelling. Dans les régions côtières du Chili, les principales masses d'eaux dans les couches supérieures de l'océan sont les suivantes (Figure 1.8) [eg Tomczak et Godfrey 1994, Schneider et al 2003, Tsuchiya and Talley 1998, Strub et al 1998, Blanco et al 2001]:



- l'eau Antarctique Intermédiaire (AAIW) est formée à l'interface entre les régions subtropicales et sub-polaires et se caractérise par un minimum de salinité ($34.2 < S < 34.5$ et $3^{\circ}\text{C} < T < 6^{\circ}\text{C}$), elle plonge autour de 45°S à plus de 500 m de profondeur et est entraînée vers le Nord dans le gyre sub-tropical.
- ESPIW (*Eastern South Pacific Intermediate Water*) [Schneider et al 2003, Emery et Meincke 1986] se retrouve entre la côte et 90°W, 20°S et 38°S, à des profondeurs entre 40 et 500 m. Ces eaux ont des gammes de température, salinité et densité comprises entre : $10^{\circ}\text{C} < T < 13^{\circ}\text{C}$, $34.1 < S < 34.3$, $25.75 < \sigma < 26.25$ [Schneider et al 2003]. Elles sont formées dans les régions côtières au Sud du Chili par subduction due au pompage d'Ekman. Cette région est le lieu de très fortes précipitations qui confèrent à cette eau son caractère extrêmement faible en salinité [Schneider et al 2003].
- L'ESSW (*Equatorial Sub-Surface Water*), eaux du PCUC caractérisées par un maximum de salinité et une faible concentration en oxygène. Elle se situe à des profondeurs

comprises entre 100 et 400 m, à des températures comprises entre 8.5°C et 13°C et des salinités entre 34.4 et 34.9. [Blanco et al 2001]

- SAW : la *Subantarctic Water* est située près de la surface (25-80 m), la température varie entre 11 et 14.5°C et la salinité entre 34.1 et 34.8.
- SSW (*Subtropical Surface Water*) est la masse d'eau de surface (surface-35 m). Ses températures sont supérieures à 18.5°C et sa salinité à 34.9.

Au Pérou, les masses d'eaux sont légèrement différentes, influencées par les eaux d'origine équatoriale. En surface, au large les eaux subtropicales de surface (*Sub-tropical Surface Water*) sont très salées ($S > 35$) à cause de l'évaporation due à l'ensoleillement. A la côte, la *Peru Coastal Water* est formée par mélange des eaux salées qui remontent et des eaux plus au large. Enfin, au Nord du Pérou, les eaux côtières se mélangent avec les eaux tropicales (nord de l'équateur) pour former l'*Equatorial Surface Water* aux caractéristiques intermédiaires ($33.5 < S < 35$ et $20^{\circ}\text{C} < T < 24^{\circ}\text{C}$). En sub-surface, on retrouve l'ESSW (*Equatorial Sub-surface Water*) avec des caractéristiques légèrement différentes de celle du Chili. Avec une température et une salinité légèrement plus importante ($34.8 < S < 35$) qu'au Chili, l'ESSW garde sa propriété de minimum en oxygène. Cette eau est également présente dans l'EUC [Tsuchiya 1985].

2.3. Ondes et périodes de variabilités

Plusieurs types d'ondes ont été mis en évidence dans le Pacifique Sud Est. Des ondes piégées à la côte (CTW, *Coastal Trapped Waves*) se propagent le long des côtes et sont forcées soit par des ondes de Kelvin qui proviennent de l'équateur soit par les vents locaux [Hormazabal et al 2001, 2002]. Les ondes de Kelvin équatoriales prennent naissance dans l'ouest du bassin Pacifique à l'équateur. A cet endroit, les coups de vents d'ouest et/ou les oscillations du vent déclenchent la propagation le long de l'équateur d'ondes de Kelvin et de

Rossby. Les ondes de Kelvin se propagent vers l'Est du bassin et finissent par atteindre les côtes du continent américain. Une part de l'énergie des ondes qui arrivent sur le bord Est est réfléchiée en ondes de Rossby; l'autre part se propage le long des côtes américaines, vers les pôles, sous forme d'ondes piégées (CTW). Elles provoquent sur leur passage de fortes perturbations sur les conditions de température, salinité, courants. Les propagations des modifications des conditions océaniques à l'équateur et leurs réflexions sur les bords Est ont été largement observées et étudiées [Kessler and McPhaden 1995]. Les propagations côtières dans le Pacifique Sud-Est ont été mises en évidence en premier lieu dans les signaux de niveau de la mer [Enfield et al 1987]. Un autre mécanisme a été proposé par Hormazabal et al [2002] pour expliquer l'origine des CTW au Sud de 20°S : au Chili, les périodes de fluctuation peuvent également être forcées par les vents locaux, eux mêmes forcés par les fluctuations des vents équatoriaux. Les vents équatoriaux agissent sur Pacifique Sud-Est via deux connexions : la connexion océanique (propagation des ondes océaniques de Kelvin) et au sud de 20°S la connexion atmosphérique (propagation via l'atmosphère jusqu'au Pacifique Sud-Est) [Hormazabal et al 2002].

Par ailleurs, d'après la théorie linéaire des ondes, à une certaine latitude correspond une période seuil au dessus de laquelle les ondes se propagent comme ondes de Rossby vers l'Ouest. Cette période seuil est de l'ordre de 180 jours à 25°S ; au dessous de cette période les ondes se propagent le long de la côte (CTW) et au dessus de cette période, les oscillations peuvent se propager vers le large comme onde de Rossby [Brink 1982, Vega et al 2003]. Ces ondes de Rossby semblent forcées par les ondes de Kelvin équatoriales et très peu par les vents locaux [Hormazabal et al 2004].

Les ondes créent des perturbations sur les courants, la température et le niveau de la mer. Certaines d'entre elles ont aussi une influence directe sur les concentrations de chlorophylle [Dandonneau et al 2003]. Des périodes de 5-10 jours [Shaffer et al 1997], de 40-

70 jours [Pizarro et al 2002, Shaffer et al 1997], et des périodes supérieures ont été observées (Figure 1.9).

- Les périodes de 5-10 jours sont dominées par le premier mode des CTW et interviennent plutôt en hiver, en période non El Niño. Ces ondes ont été observées au Chili [Pizarro et al 1999, Hormazabal et al 2001, Shaffer et al 1997] et au Pérou [Enfield 1987]. Ces ondes sont forcées localement par les vents au Chili [Hormazabal et al 2001] et au Pérou et/ou sont d'origine équatoriale [Pizarro et al 1999, Conjo-Rogriguez and Enfield 1987, Shaffer et al 1997]

- Les périodes de 40-70 jours, interviennent durant le printemps et l'été. Elles sont associées à la propagation d'ondes piégées à la côte (CTW) et ont une vitesse qui

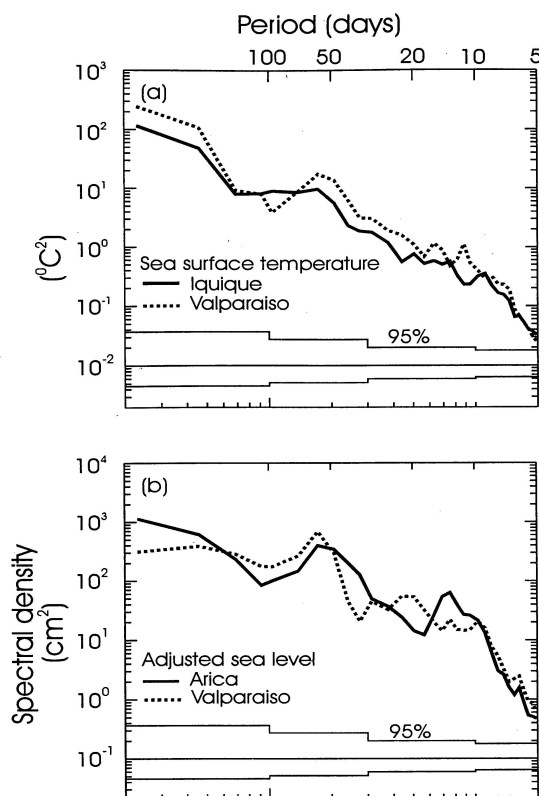


Figure 1.9 : Densité spectrale de la température à Iquique et Valparaiso (haut) et du niveau de la mer (bas) à Arica et Valparaiso. D'après Hormazabal et al [2001].

augmente avec la latitude [Pizarro et al 2001].

A 30°S , la vitesse est d'environ 2.9 m/s, ce qui est cohérent avec la vitesse de phase du premier mode barocline estimée par Brink et al [1982] entre 2.55 et 2.95 m/s. Elles ont été mises en évidence aussi bien dans les données de hauteur de la mer [Enfield et al 1987, Hormazabal et al 2001], de température de surface [Hormazabal et al 2001] que dans le sous courant [Shaffer et al 1997, 1997, Huyer et al 2001]. Les fluctuations du niveau de la mer précèdent celles des températures de 11 à 15 jours [Hormazabal et al 2001]. La période dominante de variabilité du sous-courant a d'ailleurs été estimée à 50 jours [Shaffer et al

1999, *Huyer et al* 1991].

Les périodes de fluctuations de 5-10 jours et 40-70 jours sont plus nombreuses et plus importantes au Nord du Chili qu'au Sud [*Hormazabal et al* 2001] et, le long de toute la côte, durant les événements El Niño (cf paragraphe suivant).

- Les ondes de Rossby ont été observées à l'aide de données altimétriques dans les champs de hauteur de la mer [*Vega et al* 2003, *Pizarro et al* 2002] et dans les données

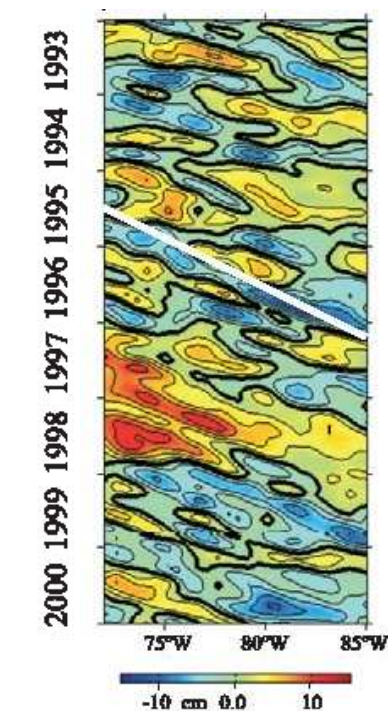


Figure 1.10: Série temporelle à 30°S du niveau de la mer (TOPEX-ERS). Un filtre passe-bas a été appliqué et la ligne blanche représente la vitesse de phase théorique du premier mode des ondes de Rossby (d'après *Pizarro et al* [2002])

courantométriques à 30°S (Figure 1.10) [*Pizarro et al* 2002, *Hormazabal et al* 2004]. A l'aide d'un modèle d'ondes de Kelvin, le pourcentage de la variabilité du PCUC aux périodes saisonnières et inter-annuelles dû à la propagation des ondes de Rossby est estimé à 50% par *Pizarro et al* [2002].

- Enfin une période de variation de 120 jours a été identifiée à la côte [*Hormazabal et al* 2004] et au large [*Shaffer et al* 2004]. Elle pourrait être liée au déplacement nord/sud de tourbillons méso-échelle [*Hormazabal et al* 2004]. Cette période de variation pourrait également être liée à la période de 120 jours observée dans le centre du bassin Pacifique et associée à la propagation du deuxième mode des ondes de Kelvin [*Cravatte et al* 2003].

2.4. El Niño et le Pacifique Sud Est

Les conditions atmosphériques et océaniques dans le Pacifique Sud Est sont fortement soumises aux perturbations engendrées par le phénomène El Niño [*Philander*, 1985]. Ce phénomène constitue la phase dite chaude du cycle ENSO (*El Niño Southern Oscillation*), La

Niña constituant la phase froide. En période "normale" (ni El Niño ni La Niña, Figure 1.11) les alizés soufflent vers l'Est, ils maintiennent dans l'ouest du bassin une masse d'eau chaude et dessalée (« warm pool ») associée à une thermocline profonde. Dans l'Est la thermocline est peu profonde et elle est associée à des températures de surface plus froides. La Niña se caractérise par des conditions semblables à la normales mais plus marquées : les alizés sont forts, la thermocline à l'Est anormalement peu profonde. A l'opposé, lors d'un El Niño, les alizés faiblissent ou se renversent dans le centre et l'Ouest du Pacifique. La "warm pool", se déplace vers l'est emportant avec elle les cellules de convection atmosphériques. Les précipitations abondent à l'Est du Pacifique sur les côtes des pays du continent américain et se font rares à l'Ouest, en Australie et en Indonésie. En parallèle, la thermocline s'approfondit à l'Est du bassin : les eaux de surface se réchauffent, bouleversant ainsi l'écosystème marin. Le Pacifique Sud-Est est donc particulièrement concerné par ces phénomènes, l'influence d'un El Niño s'y étend très au Sud, jusqu'au Chili.

Afin de caractériser l'intensité et la fréquence des événements plusieurs index ont été définis; par exemple les anomalies des températures de surface de l'eau de la « boîte Niño 3.4 » (Figure 1.12) (5°N - 5°S , 120°W - 160°W). Durant ces vingt dernières années, les années

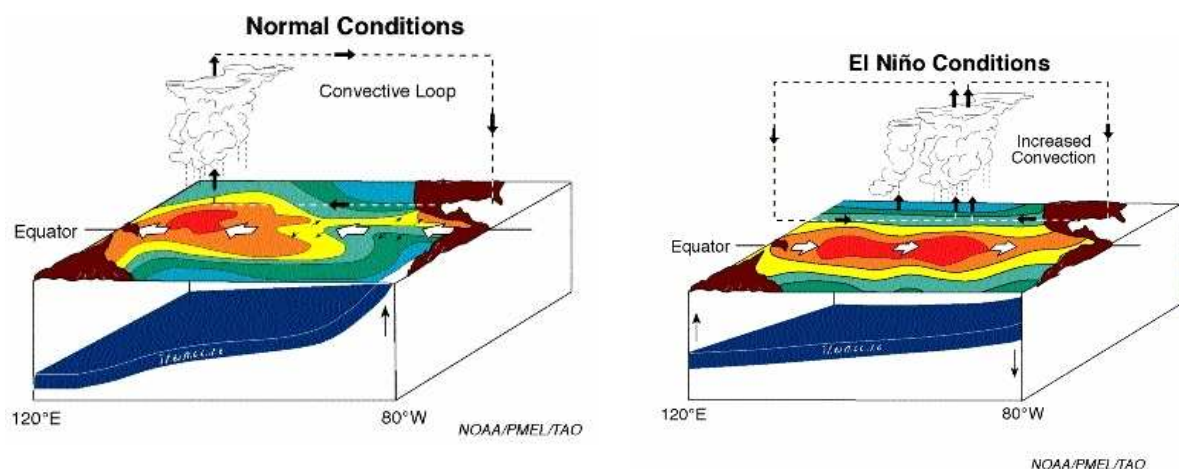


Figure 1.11: Schéma conceptuel des conditions normales (gauche) et des conditions El Niño (droite) dans le Pacifique tropical

1982-1983 et 1997-1998 ont été marquées par des El Niño particulièrement importants comme en témoigne l'index Niño 3.4. Les années 1991-1994 correspondent à un El Niño moins intense mais qui dure plus longtemps. Enfin en 2002-2004, un El Niño d'amplitude modérée a eu lieu. Les principales "années La Niña" ont eu lieu en 1995 et 1999.

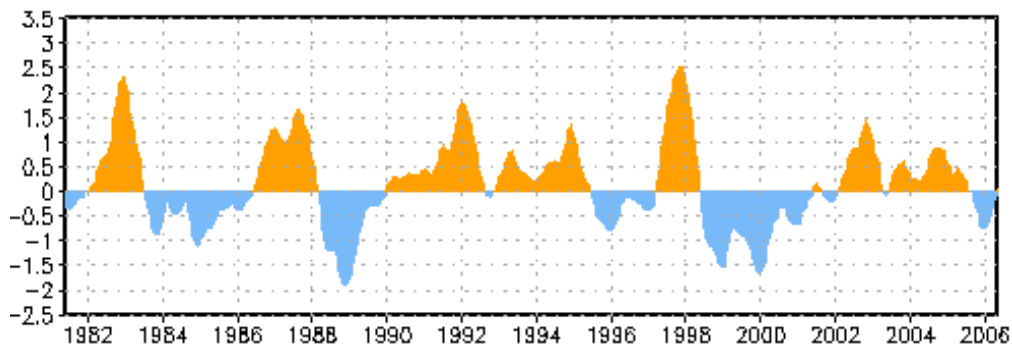


Figure 1.12: Anomalies de température de surface de la boîte "Niño 3.4" (170°W-120°W 5°N-5°S) en °C. La couleur orange (respectivement bleue) correspond à des anomalies chaudes (respectivement froides): donc aux périodes El Niño (respectivement La Niña)

Durant les événements El Niño, les anomalies de vents d'Ouest du Pacifique équatorial génèrent des trains d'ondes océaniques de Kelvin et de Rossby. Les processus côtiers du Pacifique Sud Est sont affectés par les ondes de Kelvin qui atteignent la côte Sud américaine mais aussi par les ondes piégées à la côte et les ondes de Rossby générées par réflexions. Les perturbations associées à un El Niño ou La Niña dans le Pacifique Sud Est commencent à être bien décrites mais les processus associés, en particuliers ceux liés à la propagation des ondes, restent mal connus.

Les perturbations dans le Pacifique Sud Est varient d'un El Niño à l'autre, cependant certaines caractéristiques restent communes. On observe, en période El Niño, une élévation du niveau de la mer (Figure 1.13). En 1997/98 et en 1982/1983, ces élévations sont supérieures à 25 cm au Pérou et au Chili et sont caractérisées par 2 périodes de forte élévation entrecoupées d'une période de relaxation [Huyer et al 1987, Blanco et al 2002, Carr et al 2002]. En 1997/1998, les fortes anomalies interviennent pour la première fois en juin-août

1997 puis de novembre 1997 à janvier 1998. Les élévations du niveau de la mer sont associées à de fortes anomalies de température qui interviennent 1 à 2 mois après [Blanco et al 2002].

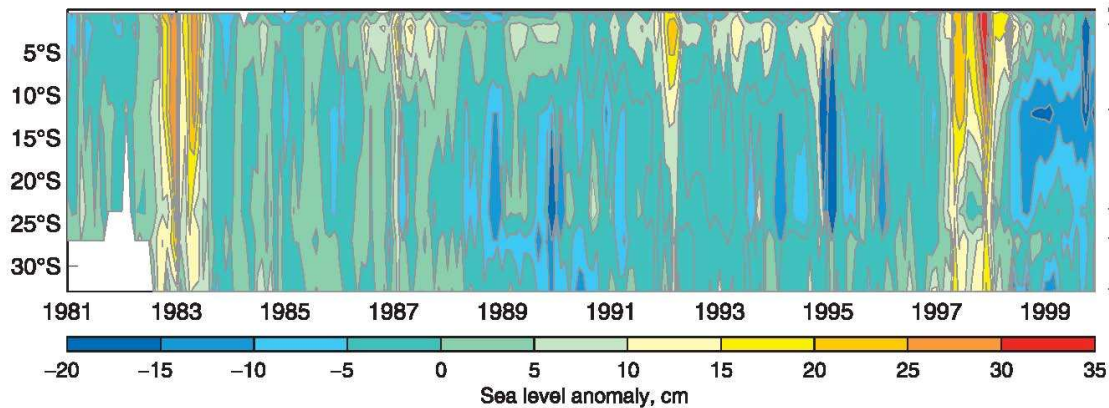


Figure 1.13: Série temporelle des anomalies du niveau de la mer à la côte évalué à partir de marégraphes (en cm). D'après Carr et al. [2002]

Un approfondissement de plusieurs dizaines de mètres de la thermocline est enregistré le long des côtes du Pérou [Grados 1998] et du Chili (Figure 1.14) [Blanco et al 2002]. Ici encore, 2 périodes de fortes anomalies et une période de relaxation sont observées et ces périodes correspondent aux passages d'ondes côtières [Blanco et al 2002]. En effet en 1997/98, le premier train d'onde se propage de mai à mi-août 1997 puis le second de novembre 1997 à février 1998. Plusieurs études notent cependant que les perturbations (réchauffement, augmentation du niveau de la mer) en 97/98 au Chili précèdent celles du Pérou [Shaffer et al 1999, Pizarro et al 2001]. Par ailleurs, les vents favorables à l'upwelling persistent au Chili [Escribano et al 2004], et s'intensifient au Pérou [Carr et al 2002, Huyer et al 1987]. La thermocline étant profonde, les eaux qui remontent sont plus chaudes et plus pauvres en nutriments que durant les conditions normales. Les températures augmentent de 4 à 6 degrés dans la couche de surface au Chili, et légèrement plus au Pérou [Carr et al 2002]. Peut-être se produit-il également une inversion de signe du pompage d'Ekman à la côte en

1997, c'est ce qu'observe Halpern [2002] à 15°S.

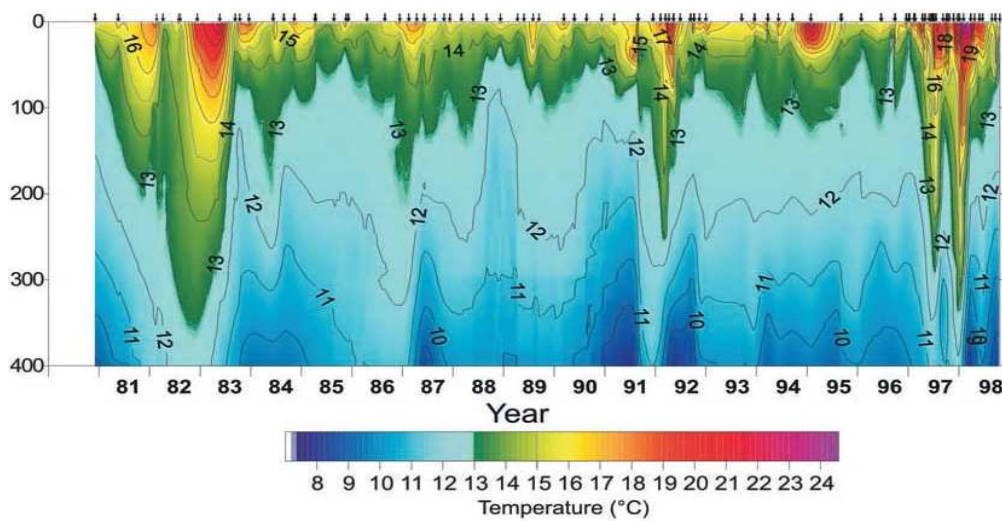


Figure 1.14: Série temporelle de la température (en °C) à 10 km au large d'Iquique (20.5°S) à partir de données hydrographiques. D'après Blanco et al [2002].

Le flot côtier s'intensifie en direction des pôles (PCUC) [Huyer et al 1991, Shaffer et al 1997, 1999]. Néanmoins, au Chili, le PCUC ne semble pas s'intensifier plus en 97/98 qu'en 1994 alors que l'événement de 97/98 est beaucoup plus fort [Shaffer et al 1999]. Les variations interannuelles de niveau de la mer à 30°S précèderaient de 7 à 9 mois celles du sous courant [Pizarro et al 2001] ce qui est compatible avec une propagation vers le large d'ondes de Rossby. Par ailleurs, une analyse en ondelettes sur les mouillages à 30°S [Hormazabal et al 2004] montre que les fluctuations semi annuelles du PCUC sont dominantes pendant les périodes El Niño, et sont associées à la propagation d'ondes de Rossby forcées par les ondes de Kelvin d'origine équatoriale, alors que les fluctuations annuelles sont prédominantes pendant La Niña.

Les principales périodes de fluctuations mises en évidence en périodes El Niño sont 5-10 jours et 40-70 jours. Huyer et al [1991] notent une augmentation de la variabilité à des périodes supérieures à 30 jours juste avant l'événement El Niño et inférieures à 20 jours

pendant El Niño dans le sous-courant au Pérou. *Shaffer et al* [1997] notent une augmentation des fluctuations de 40-70 jours dans le sous-courant à 30°S.

2.5. La modélisation numérique de la dynamique du Pacifique Sud Est

La modélisation de la dynamique du Pacifique Sud-Est est en plein développement avec l'avènement de moyens de calculs de plus en plus puissants. Les modèles à grande échelle (par exemple les modèles en couches [*McCreary et Yu* 1992]), modèles aux équations primitives (OPA [*Madec et al* 1998], ECCO [*Stammer et al* 2002], SODA [*Carton et al* 2000],...) permettent une représentation de tout l'océan Pacifique. Ces modèles ont cependant une résolution modérée (~1/3 à 2° de latitude/longitude). Beaucoup d'études sur le Pacifique tropical ont été entreprises avec de tels modèles mais peu se focalisent sur le Pacifique Est. Ces dernières années, les études numériques portant spécifiquement sur la région utilisent soient des modèles simples soit des modèles aux équations primitives. Les modèles simples se limitent aux études de la dynamique du PCUC avec un modèle linéaire d'ondes réalisé par *Pizarro et al* [2001, 2002]. Les modèles régionaux aux équations primitives se sont surtout focalisés sur la circulation océanique dans des régions peu étendues au Chili et sur de courtes périodes [*Mesias et al* 2001, 2003, *Leth et Middleton* 2004]. Dernièrement, la modélisation numérique à plus grande échelle et à haute résolution s'est développée. *Penven et al* [2005] ont mis au point une configuration au 1/9° allant du Nord de l'équateur au Sud du Pérou jusqu'à environ 100°W de longitude et ont réalisé une simulation climatologique.

3. Conclusion

Au vu des travaux précédents, quelles sont les questions qui restent à étudier ?

Tout d'abord, une simple description de certains paramètres et de leur variabilité

reste à entreprendre. Les observations satellitales ont apporté une meilleure connaissance de la variabilité de la température de surface de la mer, du niveau de la mer et des vents. Mais la salinité, les courants et l'upwelling ont été peu décrits, tout comme les températures de subsurface. Des études ponctuelles ont été réalisées mais une étude plus globale incluant les régions du Pérou et du Chili doit être menée.

Quelles différences peut-il y avoir entre les systèmes du Pérou et du Chili, les paramètres varient-ils de la même façon selon la latitude ? De plus, les mesures satellitales sont peu fiables près des côtes et les régions très côtières restent méconnues. En particulier, l'impact des variations de vent très près de la côte (moins de 50 km) peut être très important dans les régions d'upwelling [Capet *et al* 2004]. Les particularités locales, nécessitant des études aux fines échelles, semblent très importantes, pour expliquer par exemple que les températures plus froides sont localisées autour des caps. Par ailleurs, les régions d'upwelling sont propices au développement d'instabilités et constituent des lieux d'échanges très importants entre océans côtier et hauturier. Le rôle des tourbillons et des ondes dans ces échanges et une quantification associée n'ont pas encore été déterminés.

Enfin, la particularité de cette région d'étude est d'être influencée très fortement par les phénomènes du Pacifique équatorial et en particulier par El Niño. Cette influence est davantage présente au Nord de la région. Une des grandes questions qui persiste est de savoir quelle est l'influence du forçage local par rapport au forçage à distance sur les différents processus et variables (températures, salinités, courants, méso-échelle, upwelling,...). L'influence équatoriale ne semble pas se limiter aux variations associées à El Niño ou La Niña mais être beaucoup plus large. En effet, les variations aux échelles saisonnières du sous-courant à 30°S seraient aussi dominées par le forçage à distance [Pizarro *et al* 2002]. Les processus mis en jeu sont encore mal connus : quel est le rôle de la propagation des ondes, en particulier, durant El Niño et la Niña sur le système d'upwelling ?

Certaines de ces questions ont été abordées plus précisément dans ce manuscrit. En premier lieu, une caractérisation de l'intensité de l'upwelling (transport vertical) et des courants associés a été entreprise :

- Comment varient les transports verticaux liés à l'upwelling aux échelles saisonnières et interannuelles ? Quelle quantité d'eau peuvent ils apporter en surface, d'où proviennent ces eaux ?
- Quel rôle jouent-ils sur la température de surface côtière?
- Quel est le rôle du forçage à distance et du forçage local sur la variabilité ?
- Quelle est la position et quelle est l'intensité moyenne des courants associés à l'upwelling ? Quelles sont leurs variabilités saisonnières et inter-annuelles ?

A 30°S, le mouillage qui existe depuis 1992 a permis une meilleure connaissance du sous-courant et de sa variabilité mais cette étude reste isolée :

- Comment varie le sous-courant aux autres latitudes ?
- Par ailleurs les connexions entre les différents courants n'ont pas été clairement établies : d'où proviennent les eaux du PCUC ?

Ces questions ont été abordées pendant cette thèse et la suite du manuscrit commence par une description des différents outils utilisés suivie de deux grandes parties. La première est consacrée à la dynamique de l'upwelling et les courants associés, notamment le rôle du forçage à distance et du forçage local. La deuxième est dédiée aux origines et trajectoires des eaux dans les zones d'upwelling et dans le système de courants du Pérou-Chili.

Chapitre 2 : Présentation des données et outils utilisés

Introduction :

Ce chapitre a pour objet de passer en revue les différents jeux de données et les outils utilisés durant cette thèse. Dans le Pacifique Sud-Est, relativement peu d'observations hydrologiques in situ sont disponibles, surtout en profondeur. Il existe actuellement deux mouillages côtiers : un à Coquimbo (30°S) [Shaffer et al 1997, 1999] et un à Iquique (20.5°S). Ces mouillages sont en fonctionnement depuis 1991 et 2000, respectivement. Un mouillage a également été installé à Coquimbo à une cinquantaine de kilomètres de la côte en 1993 [Hormazabal et al 2004]. Au Pérou, il n'y a, à l'heure actuelle, aucun mouillage. Deux mouillages ont fonctionné de novembre 1981 à mars 1985, un à 5°S et l'autre à 10°S et ont été analysés par Huyer et al [1991]. En revanche il existe un certain nombre de données de campagnes, principalement température et salinité, mais la plupart limitées aux premiers 500 m de l'océan, et qui demandent un important travail de traitement et validation ; au Pérou, ce travail a été entrepris, dans le cadre d'une collaboration LEGOS-IMARPE (Instituto del Mar del Perú) [Echevin et al 2004] ; au Chili il existe aussi une base de données de campagnes océanographiques, actuellement encore peu accessibles. [Blanco et al 2001, 2002]. Enfin, les drifters de surface déployés dans la région ont permis une caractérisation de l'état moyen et de la méso-échelle des courants de surface hauturiers [Chaigneau et Pizarro 2005]. Ces données ainsi que les données ARGO ont une couverture spatiale et temporelle encore insuffisante pour permettre une étude des variations saisonnières. Cependant les déploiements de flotteurs ARGO se multiplient dans la région depuis quelques années, y compris dans le cadre du GMMC (Groupe Mission Mercator-Coriolis), projet FLOPS [Chaigneau et al poster 2005].

1 . Les données

1.1 Satellites

Les données satellites ont été utilisées pour l'étude de la dynamique de l'upwelling mais aussi pour valider les modèles utilisés. Une réflexion sur la validité des données de vent près des côtes a également été menée.

- Les données de **SST AVHRR Pathfinder et MCSST** (*Multi-Channel High resolution Radiometer SST*), diffusées par le JPL (*Jet Propulsion Laboratory*, <http://podaac.jpl.nasa.gov>) ont une résolution spatiale d'environ 4 km et 0.176° (soit environ 18 km), respectivement, et une résolution temporelle hebdomadaire. Le produit Pathfinder utilisé est le produit du niveau 3 (*level 3*) de la chaîne de traitement du JPL et les infra-rouges utilisés pour la mesure ne traversent pas les nuages : les données contiennent donc de nombreux trous. Par ailleurs, du fait de l'impact des gaz (vapeur d'eau, CO₂, azote, ..) atmosphériques sur les mesures, des corrections doivent être apportées aux données brutes; l'erreur associée aux données traitées est au final de 0.3°C à 0.7°C. Nous disposons de ces données de 2000 à 2004. Le produit MCSST, lui, a été élaboré par interpolation optimale à partir des données AVHRR, il n'y a plus de données manquantes, en revanche l'erreur associée est un peu plus grande : estimée à 0.5-0.7°C. Le produit MCSST utilisé recouvre la période 1991-2001.

- Les données de **vent ERS et QuikSCAT**. Quatre satellites sont à l'origine des données de vents qui existent dans le Pacifique Sud Est. Le premier, le satellite ERS-1, a fonctionné de 1991 à 1996, il est suivi de ERS-2 (1996-1999). Durant l'année 1995, le satellite NSCAT a également permis d'obtenir des données de vent. Plus récemment, en 1999 le satellite Seawind (QuikSCAT) a pris le relais. Vu la courte période de fonctionnement de

NSCAT, les données de ce satellite n'ont pas été utilisées dans cette thèse. Les données fournies par ces satellites sont « brutes » : données sous la fauchée, et leur résolution spatiale varie de 50 km (ERS1 et 2) à 25 km (QuikSCAT) pour une couverture globale en trois jours pour ERS 1-2 et une journée pour QuikSCAT. Des produits de vent grillés ont été élaborés par différents instituts, essentiellement le CERSAT (Centre de recherche satellite, www.ifremer.fr/cersat) en France et le JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) aux Etats-Unis. Nous avons utilisé les produits grillés du CERSAT, les données QuikSCAT à 0.5 degré avec une résolution temporelle quotidienne ainsi que les données ERS 1 degré avec une résolution temporelle hebdomadaire. Ils fournissent une estimation de la tension de vent à 10 mètres. Les RMS différences des modules et directions du vent entre les produits CERSAT et données des mouillages TAO (voir section suivante) sont estimées à 1.5 m/s et 17° pour QuikSCAT et 1.38 m/s et 24° pour ERS [e.g. *user manual*]. Par ailleurs, une comparaison des satellites ERS 2 et QuikSCAT, sur l'océan hauturier, donne une corrélation des modules de 0.95 sur la période commune de fonctionnement (mi 1999-2000); une différence moyenne de 2 m/s pour le module du vent et de 20° pour la direction. Les différences les plus importantes ont lieu pour des vents faibles (inférieurs à 3 m/s) [Bentamy *et al* 2000]. Ces deux produits de vents ont servi principalement au forçage des modèles numériques et à l'estimation des processus de transport et pompage d'Ekman. Une comparaison avec les données de stations côtières au Pérou (Naylamp) a révélé un certain nombre de différences entre les produits satellites près des côtes sud américaines (voir Annexe).

- Le produit de courants **OSCAR** (*Ocean Surface Current Analysis Real time*) est disponible à la NOAA (*National Oceanographic and Atmospheric administration*, www.oscar.noaa.gov) et est formé à partir des données satellites de vent (ERS NSCAT et QuikSCAT) et de hauteur de la mer (TOPEX/Poséidon, GFO, ERS/Envisat, Jason). Les

données satellites permettent l'estimation de la composante d'Ekman et de la composante géostrophique des courants et finalement du courant total. Ce produit a une résolution de 1° et une couverture temporelle hebdomadaire, mais est très lissé par la méthode d'interpolation objective utilisée. Des validations par comparaison avec les données TAO (voir ci-dessous) montrent des corrélations pour la composante zonale du courant supérieures à 0.62 et un biais inférieur à 0.11 m/s [Bonjean et Lagerloef, 2002]. Le produit OSCAR n'inclut pas les courants près des côtes, vu que les mesures altimétriques et diffusiométriques des satellites sont limitées à quelques dizaines de kilomètres de la côte. En effet, la présence de terre dans les mailles des mesures satellites les plus près des côtes "contamine" les mesures.

1.2 Données in situ

- Le réseau TAO (*Tropical Atmosphere Ocean*) du PMEL (*Pacific Marine Environmental Laboratory*) est composé d'environ 70 mouillages répartis entre 8°N et 8°S le long de l'équateur. Les capteurs fournissent des données météorologiques de surface et des températures océaniques à des profondeurs de 0 à 500 m et certains mouillages mesurent également la salinité et les courants. Ces données sont disponibles sur le site de la NOAA (<http://www.pmel.noaa.gov>). La section de mouillages la plus à l'Est est située à 95°W (8°N - 8°S) et fournit des mesures de température et salinité mais pas de courants. Le mouillage le plus à l'Est possédant un des courantomètres est situé à l'équateur, à 110°W . Les autres mouillages de la radiale à 110°W , ne possèdent pas de capteurs de courants.

- Le World Océan Atlas (WOA01, [Conkright et al 2002], www.nodc.noaa.gov) est un atlas global des températures et des salinités moyennes. Les mesures hydrographiques in situ disponibles sur l'ensemble des océans sont objectivement analysées sur une grille de résolution horizontale 1° .

- Les données de vent des **stations côtières du Pérou: NAYLAMP**

NAYLAMP (*El Niño Anual Y Las Anomalías Medidas en el Pacífico*) est un projet d'observation de l'océan, implémenté par la marine nationale péruvienne via la DHN (Dirección de Hidrografía y Navegación, www.naylamp.dhn.mil.pe). Entre autres, ils possèdent 10 stations côtières, depuis novembre 2000, réparties le long de la côte péruvienne (cf. Figure 2.1). Ces stations côtières, mesurent, en particulier, le vent et la température de la mer avec une résolution temporelle horaire. Les stations suivantes ont été utilisées : La Cruz (3.63°S), Talara (4.59°S), Paita (5.08°S), Isla de Lobos (6.9°S), Chicama (7.69°S), Chimbote (9.07°S), Pisco (13.8°S), San Juan (15.34°S), Matarani (16.99°S) et Ilo (17.64°S).

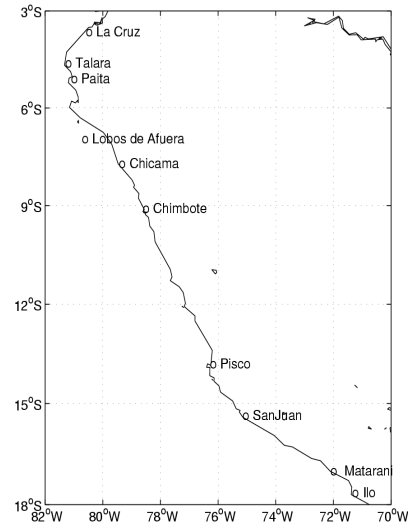


Figure 2.1 : Position des 10 stations côtières du réseau NAYLAMP.

Ces données ont été utilisées pour tester la capacité des vents satellites au large à estimer le vent près de la côte.

1.3 Réflexion sur les données de vents satellites

Dans le cadre de ce travail de thèse, une étude portant sur la qualité des données de vent satellite grillé près des côtes du Pérou et du Chili a été réalisée en collaboration avec deux institutions du Pérou : l'IMARPE (*Instituto del Mar del Peru*) et la DHN (*Dirección de la Hidrografía y Navegación*). Cette étude a débouché sur la rédaction d'un article ([Croquette et al. 2007], cf Annexe) et a eu pour but d'aider au choix du produit de vent pour le forçage des simulations numériques. Dans cet article, les variations saisonnières des vents parallèles à la côte et du rotationnel de vent des satellites ERS (1 degré) et QuikSCAT (0.5

degré) ont été comparées. Les données de vents issues des stations côtières NAYLAMP du Pérou ont également été utilisées. Les principales conclusions sont résumées ci-dessous.

Au Nord de 17°S et au Sud de 26°S, les cycles saisonniers des vents alongshore évalués à partir des produits ERS et QuikSCAT montrent un bon accord avec un décalage de deux et d'un mois (respectivement). L'étude sur la période de recouvrement des deux satellites permet de conclure que ce décalage est dû à la différence de période utilisée pour estimer les cycles saisonniers. En revanche, entre 17°S et 26°S, QuikSCAT montre un cycle saisonnier en accord avec les stations côtières alors qu'ERS a un cycle saisonnier opposé.

Par ailleurs, le rotationnel de vent, calculé à partir des données QuikSCAT, est deux à trois fois plus important à la côte que son homologue calculé à partir d'ERS. En particulier, au Chili, une bande de rotationnel négatif à la côte n'apparaît pas dans les données ERS.

De forts gradients de vents à la côte ont été observés dans l'upwelling de Californie à l'aide de mesures aériennes [Münchow 1999]. Dans le Pacifique Sud Est, les données QuikSCAT indiquent également un fort gradient de vent à la côte.

2 . Modèles numériques

Deux types de modèles ont été utilisés : dans un premier temps, des sorties d'une simulation numérique, de résolution modérée, réalisée au LOCEAN, a été analysée. Dans un deuxième temps, une configuration de plus haute résolution a été mise au point avec un modèle de type différent : le modèle ROMS. La simulation a pu tourner sur les machines de calcul du CNES qui sont équipées des librairies et options de compilations pour une exécution du code en utilisant la parallélisation, permettant ainsi d'optimiser les temps de calcul.

2.1 Présentation

2.1.1 ORCA05

L'**OGCM OPA** (Océan Parallélisé) est un modèle aux équations primitives développé au LOCEAN [Madec et al 1998; <http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/>]. La configuration ORCA05 en océan global avec surface libre a été utilisée ici. Les variables sont discrétisées sur une grille de type Arakawa C avec des coordonnées z . La résolution spatiale est de 0.5° et le modèle a 31 niveaux verticaux, avec des niveaux tous les 10 m dans les 500 premiers mètres. La diffusion latérale se fait le long des surfaces isopycnes et la turbulence induite par les phénomènes sous maille (turbulence méso-échelle) est paramétrée selon Gent and McWilliams [1990]. La diffusion verticale est paramétrée avec un schéma de fermeture de l'énergie cinétique turbulente TKE (*Turbulent Kinetic Energy*) [Blanke and Delecluse 1993].

Les vents ERS ont été utilisés pour forcer le modèle entre 1992 et 2001 et les flux de chaleur paramétrés à l'aide des formulations bulk et des réanalyses NCEP. Trois ans de spin-up ont été réalisés à partir de l'état initial construit à partir de la climatologie de Levitus 1998 WOA. Une climatologie des précipitations [Xie et al 1998] et un rappel à la climatologie de Levitus 1998 sont utilisés pour contraindre la salinité de surface.

L'étude sur les sorties du modèle a été limitée à la région comprise entre 100°W et 65°W et 50°S et 10°N .

2.1.2 ROMS

Le second modèle utilisé ici a des caractéristiques différentes. C'est un modèle régional aux équations primitives [Shchepetkins et McWilliams 2003]. Les équations sont discrétisées sur une grille tridimensionnelle Arakawa de type C avec des coordonnées horizontales curvilignes et des coordonnées sigma sur la verticale. Les coordonnées sigma

suivent la bathymétrie et permettent une meilleure résolution verticale que les coordonnées z d'ORCA dans les zones côtières. Ces coordonnées conduisent cependant à l'apparition d'erreurs dans le calcul du gradient horizontal de pression en cas de pentes trop fortes. Les composantes barotropes et baroclines sont calculées séparément avec un pas de temps plus petit pour la composante barocline. Le mélange vertical est paramétré avec un profil KPP (*K-profile parametrization*) et les termes de diffusion verticale sont traités avec un schéma semi implicite de Crank-Nicholson. Le schéma d'advection utilisé est un schéma "*upstream biased*" du troisième ordre. Ce schéma d'advection a l'avantage d'inclure une diffusion implicite et de limiter la dispersion [Shchepetkins and McWilliams 1998]. Le modèle est donc moins dispersif qu'ORCA et permet le développement de structures fines à l'échelle de la maille.

Une configuration incluant les côtes Péruviennes et Chiliennes a été mise au point. La résolution spatiale est de $1/6^\circ$ (~ 18 km) et la résolution verticale inclut 32 niveaux avec un raffinement en surface. Une configuration avec une meilleure résolution ($1/9^\circ$) existe dans la région mais elle inclut seulement la zone du Pérou [Penven et al 2005]. Vu l'extension du domaine de notre configuration et les limites informatiques, la résolution horizontale a dû être limitée. Le modèle a été forcé par les tensions de vents quotidiennes QuikSCAT sur la période 2000 à 2004. Les vents QuikSCAT ont été choisis à la suite de l'étude effectuée sur les données satellites et les stations côtières (cf 1c). Les flux de chaleur sont prescrits à l'aide de *formulations bulk* et des réanalyses NCEP. Les sorties de modèles ECCO (*Estimating the Circulation and Climate of the Ocean*, <http://www.ecco-group.org>) ont été utilisées pour le forçage des conditions aux frontières et pour l'état initial et deux ans de spin up ont été réalisés. Des tests avaient été réalisés en utilisant ORCA2 aux frontières. En 2001, la simulation ORCA2 présentait dans la région du Pacifique Sud-Est des anomalies de hauteur de la mer très différentes des données TOPEX qui se répercutaient sur le modèle régional. L'utilisation des sorties ECCO a donc été préférée.

ECCO est issu d'un consortium entre le JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) le MIT (*Massachusetts Institute of Technology*) et la SIO (*Scripps Institution of Oceanography*). Les sorties sont basées sur un modèle de circulation générale aux équations primitives du MIT (MIT gcm, *Marshall et al* [1997]) dans lequel des données de niveau de la mer (satellite) et de températures (in situ) sont assimilées. La résolution horizontale est de 1° et le modèle inclut 42 niveaux en coordonnées z sur la verticale. Le modèle est forcé par les réanalyses NCEP, la température de surface est relaxée aux analyses NCEP et la salinité de surface à la climatologie de *Boyer and Levitus* [1998].

2.2 Validation des deux modèles

Dans cette section, les modèles sont validés par comparaison avec les données disponibles: principalement les données satellites en surface mais aussi les données du World Ocean Atlas pour les profils verticaux, les drifters de *Chaigneau et Pizarro* [2005] et un mouillage à 30°S pour les courants. Nous en profiterons aussi pour comparer les résultats obtenus (état moyen et cycle saisonnier) par ces deux modèles, aux caractéristiques très différentes.

2.2.1 Etat moyen (température et salinité, EKE courants)

La température et la salinité des modèles sont validées par comparaison avec plusieurs sections issues du *World Ocean Atlas* 2001 et aux sections hydrographiques de *Blanco et al* [2001]. L'énergie cinétique moyenne des tourbillons (EKE) des modèles est comparée à celle évaluée à l'aide des données de hauteur de la mer issues du satellite TOPEX. La circulation moyenne de surface est comparée au produit OSCAR et à l'estimation des courants de surface issue des drifters (*Global Drifter Program/Surface Velocity Program*) présents dans la région

[Chaigneau et Pizarro 2005]. Finalement, la structure verticale des courants est confrontée aux estimations géostrophiques et aux mouillages [Hormazabal 1995, Huyer et al 1991, Schaffer et al 1998].

Température et salinité

Quatre sections (5°S, 12°S, 23.5°S, 33°S), le long des côtes sud-américaines ont été sélectionnées en fonction du nombre et de la qualité des données utilisées dans le produit WOA01. Les sections WOA01, ROMS et ORCA05 entre 0 et 500 m sont présentées sur les Figures 2.3 et 2.4. Un zoom entre 0 et 200 m des sections de températures (Figure 2.3 b) permet de voir plus précisément la structure des isothermes de la thermocline. Des profils verticaux à 12°S et 33°S du nombre de données utilisé pour calculer (à chaque point de grille) les moyennes en températures du WOA01 sont représentées sur la Figure 2.2. Le nombre de stations utilisées est compris entre 0 et 1300 et est plus important au Nord de la région. Les mesures sont plus nombreuses près des côtes et en surface aux deux latitudes (de l'ordre de 1300 à 12°S et de 250 à 300 à 33°S en surface près des côtes). Au large, moins de 200 mesures ont été utilisées aux deux latitudes dans le calcul des moyennes.

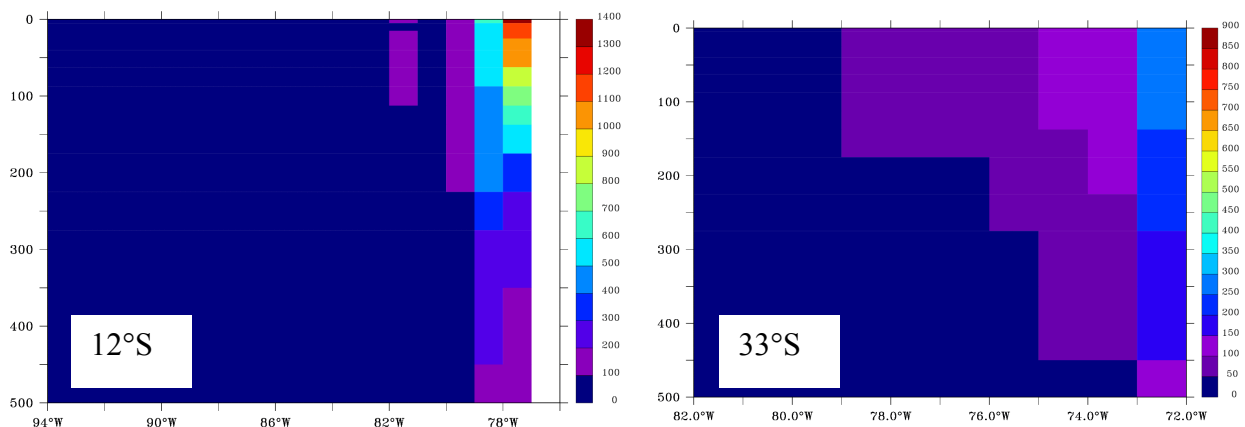


Figure 2.2 Distribution verticale des données du WOA à 12°S (gauche) et à 33°S (droite).

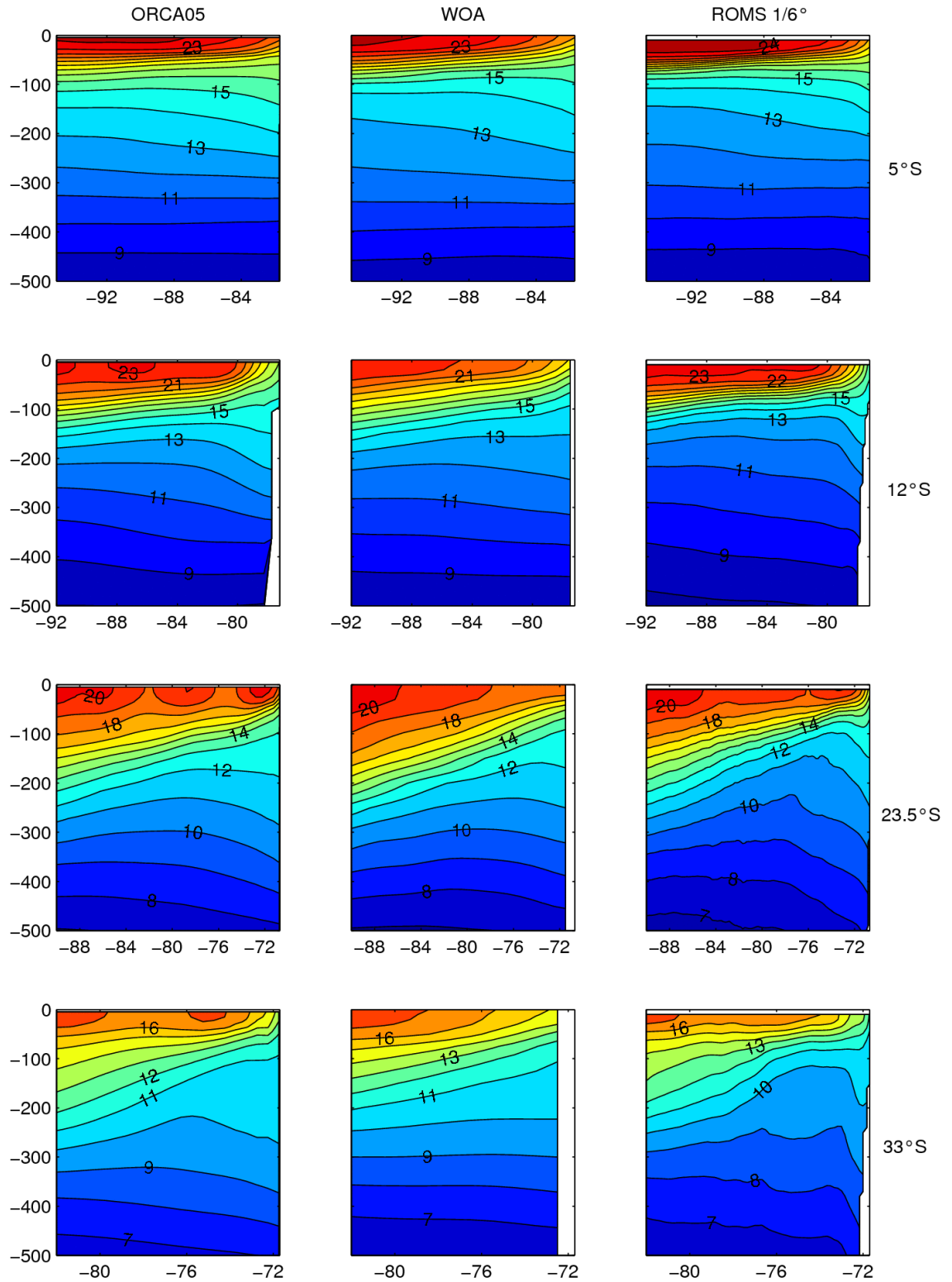


Figure 2.3 a: Sections verticales de température pour différentes latitudes (5°S, 12°S, 23.5°S, 33°S). A gauche, ORCA05, au centre WOA2001 et à droite ROMS.

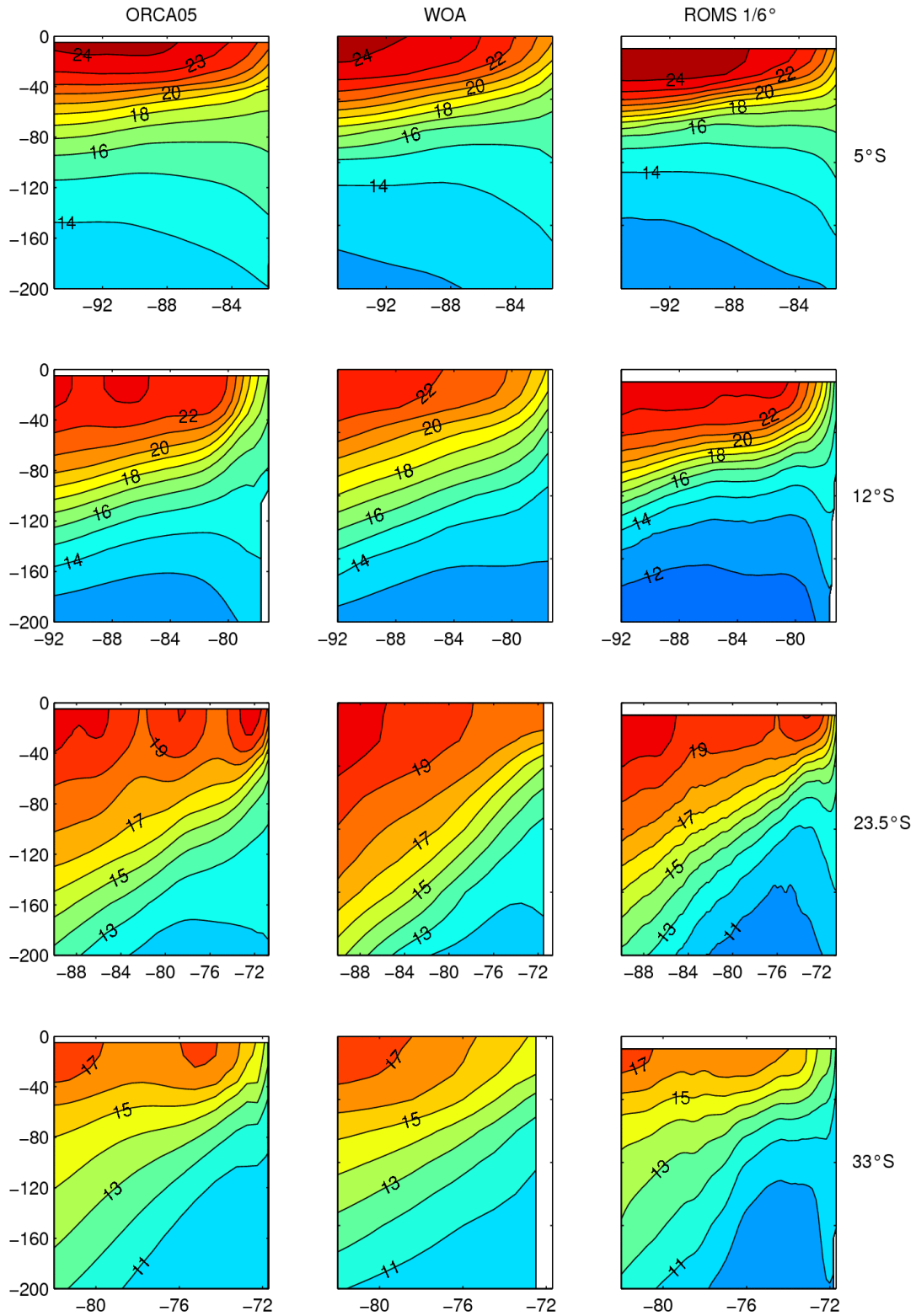


Figure 2.3 b: Figures identique à celles sur a) mais entre 0 et 200 mètres (zoom).

A 5°S, de la côte à 85°W, les deux modèles et les observations présentent une thermocline très resserrée entre 50 et 100 m et des structures similaires plus en profondeur; en particulier, les isothermes situées sous la thermocline (14°C et 15°C) plongent légèrement en arrivant à la côte, exprimant la signature géostrophique de la présence du PCUC. L'isotherme 13°C a une position peu conforme à WOA01 dans les modèles : elle est trop profonde dans ORCA05 et trop peu profonde dans ROMS.

A 12°S, on retrouve les mêmes caractéristiques qu'à 5°S, à savoir, une thermocline resserrée en surface, une remontée à la côte et des isothermes sous la thermocline qui plongent en arrivant à la côte. ROMS est en profondeur légèrement trop froid et en surface trop chaud: entre 200 et 500 m, les isothermes sont 50 m moins profondes et en surface les températures 1°C supérieures aux observations. ORCA05 présente des structures d'eau chaude en surface au large.

A 23.5°S et 33°S, ROMS, ORCA et WOA01 montrent un bon accord aussi bien dans la structure de la thermocline qu'en surface. Des petites structures apparaissent en surface dans les 2 modèles mais pas dans WOA01 dont les données sont lissées. Les observations aussi bien que les deux modèles montrent une dispersion verticale des isothermes, vers la côte, entre 50 et 200 m, correspondant au PCUC mais cette dispersion est bien plus marquée dans ROMS à 23.5°S.

Les modèles et les observations montrent donc globalement des structures similaires avec des isothermes de la thermocline remontant à la côte, et plus resserrées vers la surface au Nord. ROMS montre cependant une thermocline particulièrement fine à 5°S et 12°S comparée aux observations. Par ailleurs, il semble trop froid à la côte: les isothermes remontent brutalement très près de la côte tout comme ORCA05 à 12°S. Ces différences de structures verticales des isothermes entre ROMS et WOA2001 sont en partie dues aux conditions aux

frontières utilisées pour forcer le modèle régional. En effet, ECCO présente les mêmes structures et les mêmes biais bien que moins marqués que le modèle régional. Par exemple à 5°S (Figure 2.3 c), la thermocline dans ECCO est resserrée entre 50 et 100 m, l'isotherme 13°C est, tout comme dans le modèle ROMS, peu profonde. A 12°S, la thermocline est également plus resserrée dans ECCO que dans WOA01. Les différences entre la thermocline d'ECCO et de WOA01 sont cependant bien moins marquées qu'entre ROMS et WOA01.

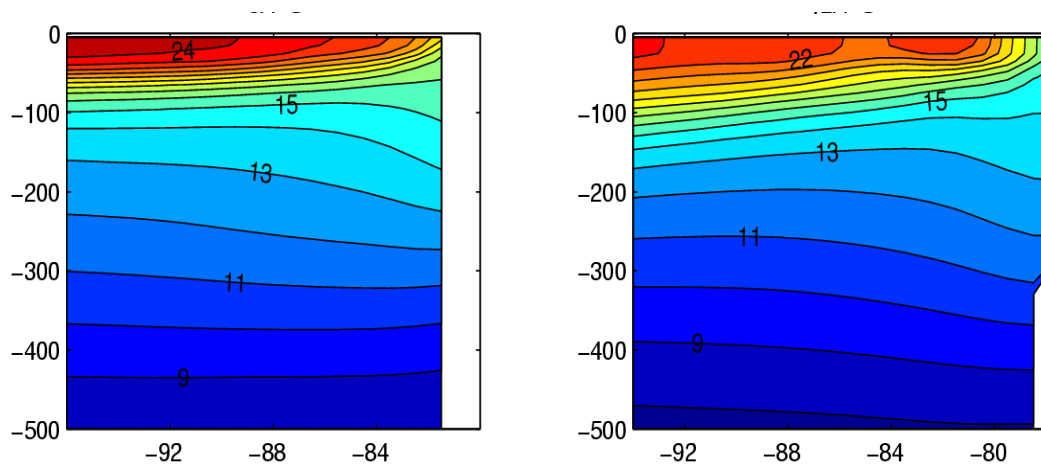


Figure 2.3 c: Sections verticales de température pour différentes latitudes (5°S, 12°S) du modèle ECCO. Les moyennes ont été calculées sur la période 2000-2004.

Les structures en salinité (Figure 2.4) des modèles et des observations sont très semblables malgré quelques différences. A 5°S, les trois séries de sections sont caractérisées par un maximum de salinité en sub-surface entre 20 et 200 m. Ce maximum est cependant plus important dans les observations : de 0.1 dans ORCA05 et 0.2 dans ROMS. A 12°S, les structures en surface sont similaires, avec des valeurs comprises entre 35.4 et 35.5 et une halocline autour de 100 m. En revanche, en profondeur, les deux modèles présentent des ondulations avec des isohalines qui remontent à une centaine de kilomètres avant de replonger à la côte. Ces ondulations sont beaucoup moins marquées dans WOA01 et reflètent la présence du PCUC.

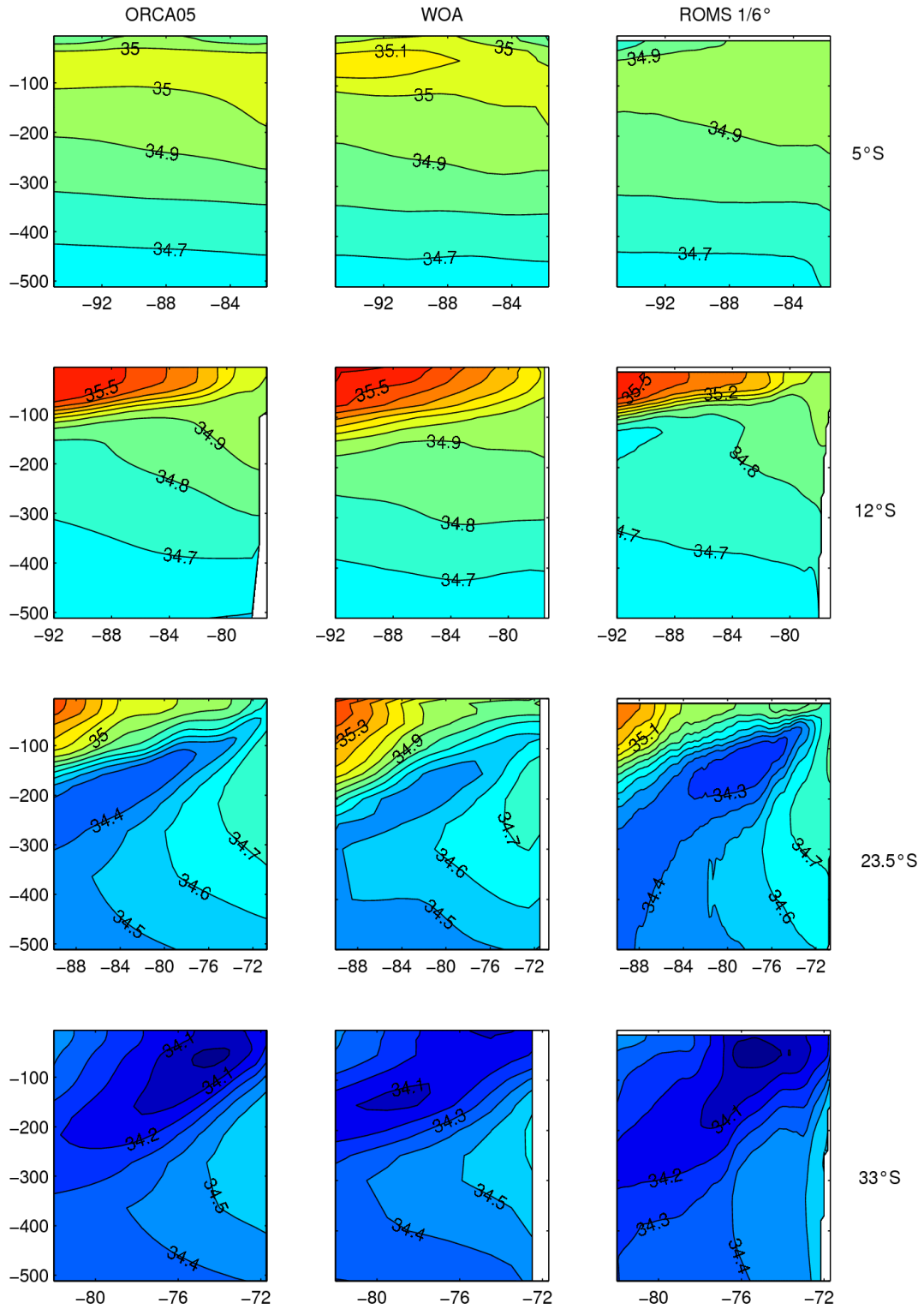


Figure 2.4 Sections verticales de salinité pour différentes latitudes (5°S, 12°S, 23.5°S, 33°S). A gauche, ORCA05, au centre WOA2001 et à droite ROMS.

Au Sud, les structures des trois sections sont semblables et sont caractérisées par la pénétration d'une langue d'eau extrêmement peu salée en surface, à la côte, à 33°S, et entre 100 et 200 m, un peu plus au large, à 23.5°S. Cette eau a une salinité de 34.5 et est moins salée de 0.1 à 0.2 dans les modèles. Elle semble se répandre vers le large. En effet, cette eau se situe dans la gamme de salinité de la ESPIW (*Eastern South Pacific Intermediate Water*, cf chapitre 1) qui est créée en surface à la côte sud du Chili, plonge sous l'action du pompage d'Ekman et est advectée au Nord Ouest dans le gyre Sub-tropical. A la côte, entre 150 et 400 m l'eau est plus salée reflétant la présence du sous-courant et de l'ESSW (*Equatorial Sub-Surface Water*). En surface, la salinité est maximum (autour de 35.3, 35.4) et les valeurs sont très proches dans les modèles et les observations.

En résumé, les structures moyennes en température et salinité des modèles et des observations sont assez semblables avec, sur les 4 sections, des RMS différences de 0.62°C entre les températures ORCA05 et WOA et 0.8° entre celles de ROMS et du WOA. La présence du sous-courant qui se manifeste par un écartement des isothermes ou des isohalines à la côte est plus marquée dans les modèles, en particulier dans ROMS. Par ailleurs, les thermocline et halocline des deux modèles remontent plus brutalement dans les 50 derniers kilomètres à la côte, cette structure est moins marquée dans l'analyse WOA01 car très lissée.

Energie Cinétique Turbulente (EKE)

L'énergie cinétique turbulente (EKE) est une mesure de l'énergie associée aux tourbillons meso-échelle. Elle permet donc de rendre compte de la capacité des modèles à simuler l'activité tourbillonnaire.

L'énergie cinétique moyenne des tourbillons (EKE) du modèle ROMS est comparée à celle évaluée à l'aide de Topex sur la même période, entre 2000 et 2004 (Figure 2.5). Le maximum d'EKE de Topex se situe principalement à la côte du Pérou et sur une région au

large du Chili vers 76°W entre 25°S et 35°S avec des valeurs atteignant 70 cm^2/s^2 . Une région d'EKE de plus de 80 cm^2/s^2 se situe autour de 17°S et enfin au nord de 10°S l'EKE peut être supérieure à 130 cm^2/s^2 . Le modèle ROMS lui montre une énergie cinétique turbulente avec des maximums situés dans les mêmes régions que Topex mais avec des valeurs plus faibles. En effet, l'EKE atteint au maximum 80 cm^2/s^2 au nord de 10°S et 40 cm^2/s^2 au large du Chili. Une résolution de 1/9° sur le Pérou [Penven et al 2005] donne des valeurs du même ordre de grandeur entre 6°S et 17°S (80 cm^2/s^2). Cependant ORCA05 donne des résultats extrêmement faibles pour l'EKE avec des valeurs atteignant au maximum 20 cm^2/s^2 au large du Pérou et quasi nulles partout ailleurs. La faible EKE d'ORCA05 est due à l'absence de meso-échelle dans ce modèle de résolution modérée.

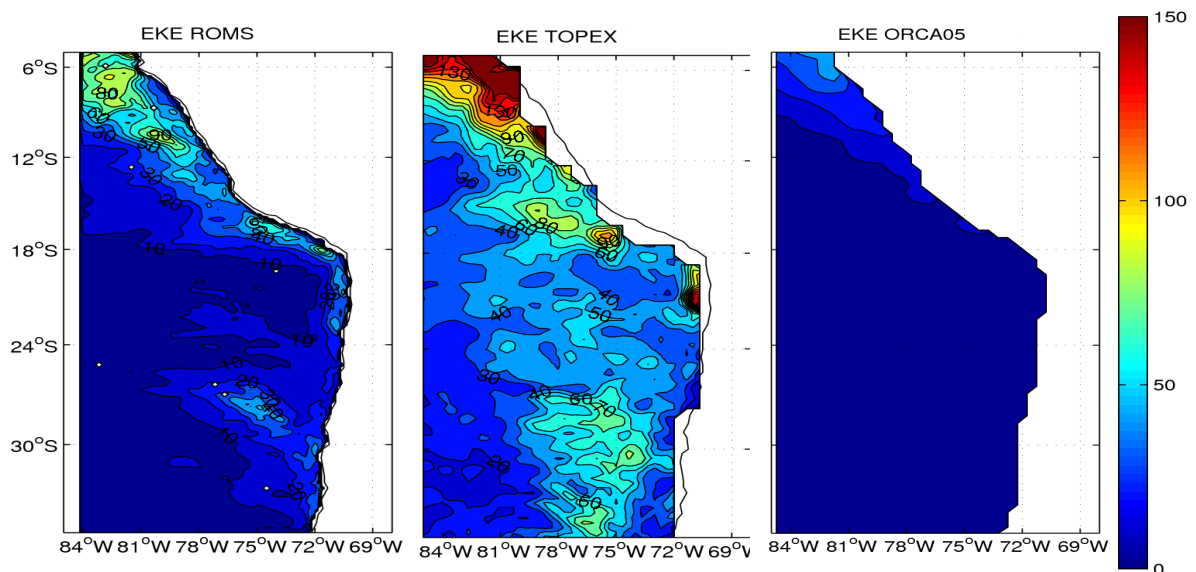


Figure 2.5 : Energie cinétique turbulente (EKE) moyenne évaluée à partir de ROMS (gauche), TOPEX (milieu), ORCA05 (droite). L'unité est le cm^2/s^2 .

Courants

Les champs moyens des courants des deux modèles sont comparés au produit OSCAR. OSCAR a été moyenné entre 1992 et 2000 pour la comparaison avec ORCA05 et entre 2000 et 2004 pour celle avec ROMS (Figure 2.6).

Globalement, ORCA05 présente des courants de surface plus faibles que le produit OSCAR (en moyenne 7.7 cm/s contre 8.5 cm/s pour OSCAR) alors que dans ROMS les courants sont surestimés (en moyenne 11.8 cm/s). Les plus grosses différences sur les modules des courants apparaissent à l'équateur. Cependant, les principaux courants du Pacifique Sud-Est [Strub *et al.*, 1998] sont bien représentés dans les deux modèles ainsi que dans les données OSCAR. Le contre courant nord équatorial (NECC) est situé entre 7°N et 5°N. Le courant équatorial sud (SEC) longe l'équateur et s'intensifie aux alentours des Galápagos. Il s'étend jusqu'à 15°S et forme la branche nord de la gyre du Pacifique Sud-Est. Au Sud de 20°S, Le CPC (*Chile Peru Current*), parallèle à la cote, est dirigé vers l'équateur en accord avec les observations [Strub *et al.*, 1998]. Les courants hauturiers (SEC et courants du gyre du Pacifique Sud-Est) simulés par les deux modèles et les observations satellites

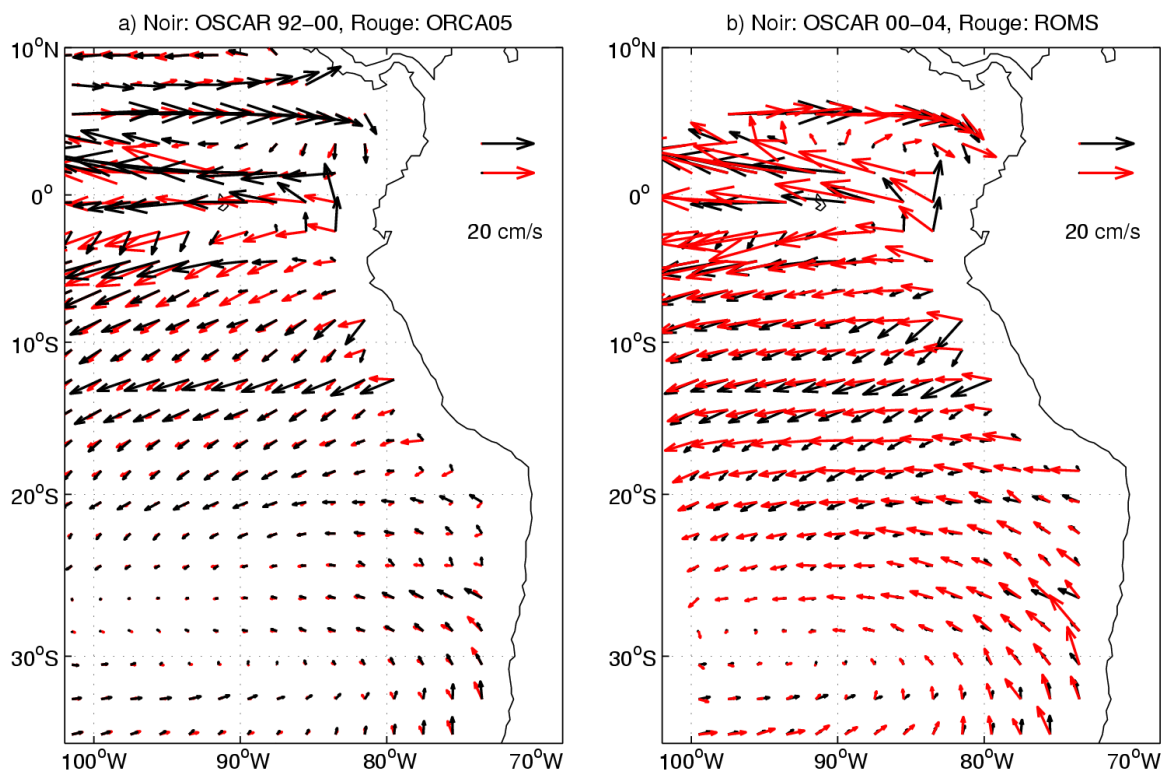


Figure 2.6 : Courants moyens de surface (à 15 mètres) de : a) OSCAR (noir) et ORCA05 (rouge) entre 1992 et 2001; b) OSCAR (noir) et ROMS (rouge) entre 2000 et 2004.

montrent un bon accord et les corrélations entre les courants moyens OSCAR et ORCA05 (respectivement ROMS) sont de 0.85 (respectivement 0.85) pour la composante zonale et 0.81 (respectivement 0.78) pour la composante méridienne. Les différences les plus importantes se trouvent vers 5°S et proches de la côte du Pérou, où les deux modèles ont une composante zonale plus importante que le produit OSCAR. Au Nord de 20°S, le CPC montre une composante zonale plus importante dans OSCAR et dans les deux modèles numériques que dans les observations rapportées par *Strub et al* [1998]. Le schéma de circulation fourni par *Strub et al* [1998] est cependant principalement basé sur des estimations géostrophiques à partir de données hydrologiques. Les courants du produit OSCAR et des deux modèles prennent en compte la composante d'Ekman et présentent ainsi un CPC dirigé vers le large et non parallèle à la côte. Le PCCC (*Perou Chili Counter Current*), censé se situer entre 100 et 500 km de la côte, n'apparaît ni dans les observations, ni dans le modèle. Enfin, le CPCC (*Chile Peru Coastal Current*), très proche de la côte ne peut être correctement représenté dans le produit OSCAR.

Chaigneau et Pizarro [2005] dressent une carte de la circulation de surface (à 15 mètres) du Pacifique Sud-Est, entre 10°S et 30°S, à partir des flotteurs présents dans la région de 1979 à 2003.

La période utilisée pour estimer la circulation moyenne à partir des drifters n'est donc pas la même que celle des modèles. Cependant, très peu de drifters ont été déployés avant 1990 et le résultat est assez semblable même si seules les années 1991-2003 sont prises en compte dans l'estimation de la moyenne; de plus, nous avons vu avec OSCAR que les courants moyens variaient peu entre 1992-2000 et 2000-2004. Les comparaisons modèles/drifters (Figure 2.7) seront donc effectuées telles quelles malgré les différences de périodes considérées. Les courants des modèles sont interpolés sur la grille 2° par 2° des drifters. ORCA05 (vert) sous-estime légèrement les courants comparés aux drifters (noir) en

particulier entre 20°S et 30°S et près de la côte. Dans ces régions, ROMS (rouge) montre un bien meilleur accord avec les drifters même si les directions des courants sont légèrement biaisées vers le Sud-Est par rapport aux drifters. Les corrélations entre ORCA05 (respectivement ROMS) et drifters sur la région sont de 0.52 (respectivement 0.76) et 0.72 (respectivement 0.75) pour les composantes zonale et méridienne. Les RMS des modules entre drifters et ORCA05 sont de 2.9 cm/s. La moyenne des courants des drifters est de 6.4 cm/s sur toute la région, celle de ROMS est de 7.7 cm/s contre seulement 2.95 cm/s pour ORCA05. Ici encore ORCA05 a une composante méridienne trop forte dans le SEC même si ce modèle est plus proche des drifters que d'OSCAR. La composante d'Ekman du produit OSCAR, est évaluée à l'aide de la tension de vent appliquée sur une couche d'Ekman qui dépend de la latitude. Dans ORCA05, la tension de vent est prescrite comme condition limite de surface pour le flux turbulent vertical et la diffusion verticale est paramétrée avec un schéma TKE. La résolution verticale est faible dans le modèle et seulement 3 niveaux se situent dans les 15 premiers mètres, ce qui peut introduire un biais dans la représentation de la structure verticale de la couche d'Ekman [Jan 2001].

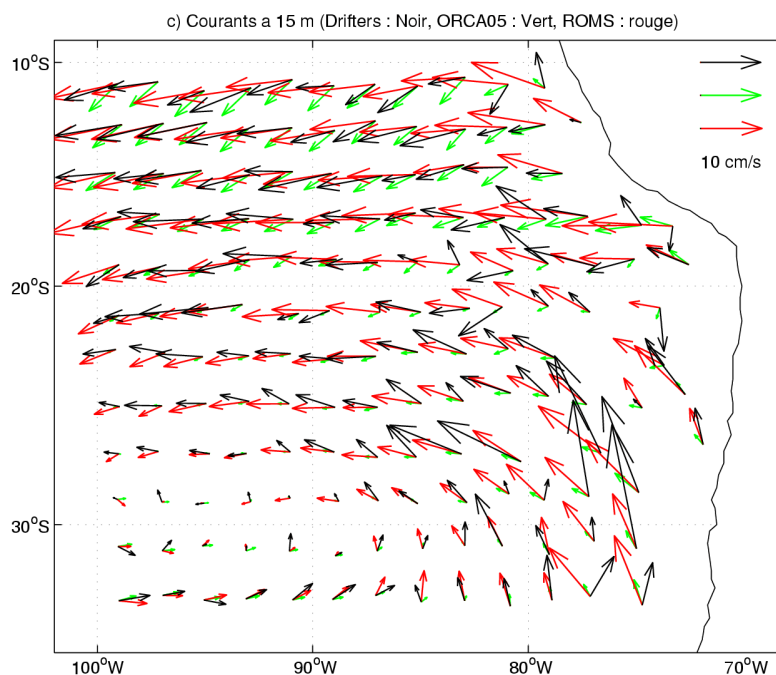


Figure 2.7 : Courants moyens de surface (à 15 mètres) : estimés à partir des flotteurs de surface (d'après Chaigneau et Pizarro [2005]) en noir, de ORCA05 en vert et de ROMS en rouge.

Les sections zonales des courants entre 650 m et la surface permettent d'examiner les structures verticales des courants dans les deux modèles (Figure 2.8). Six sections, correspondant à des sections hydrographiques régulières dans la région, ont été sélectionnées entre 5°S et 35°S (5°S, 10°S, 15°S, 20.5°S, 30°S et 35°S).

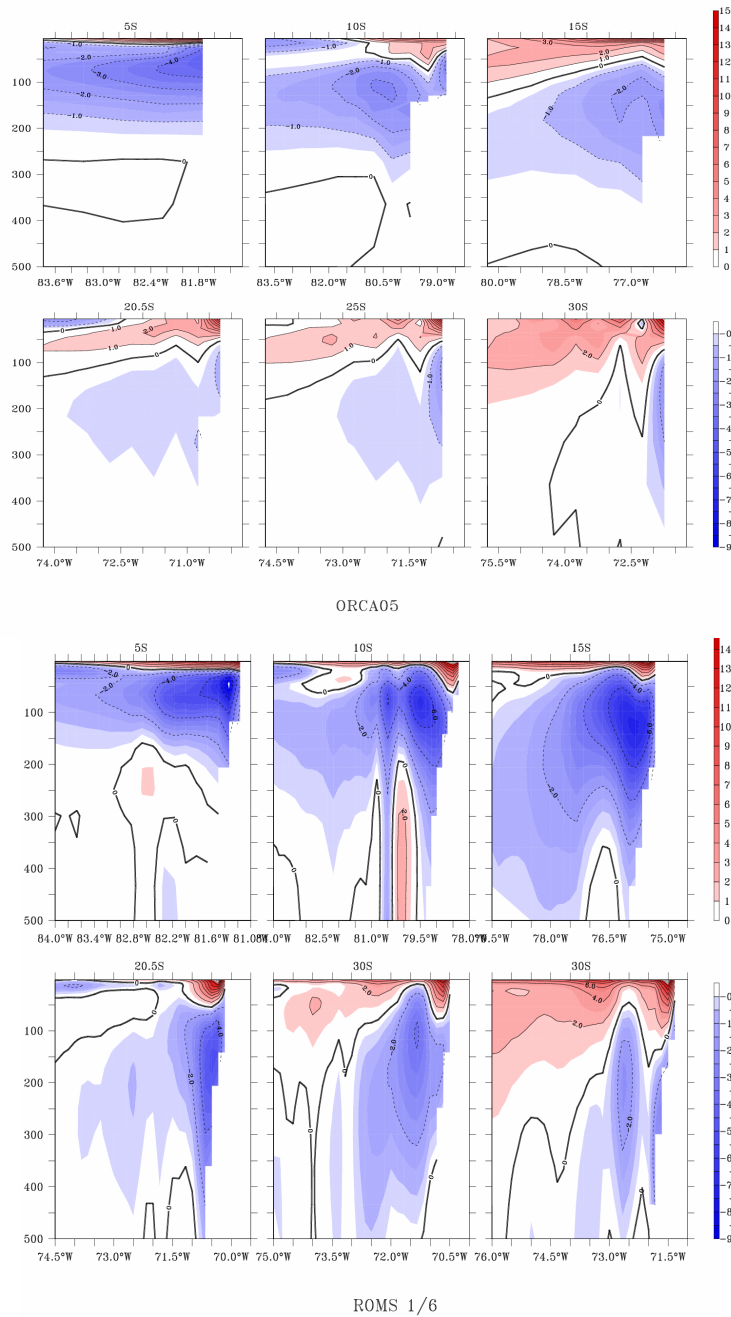


Figure 2.8 : Sections zonales du courant moyen parallèle à la côte (cm/s) de ORCA05 (haut) et de ROMS (bas). Le bleu indique un courant dirigé vers les pôles et le rouge vers l'équateur.

Sur les 6 sections, le CPCC (vers l'équateur) et le PCUC (vers le pôle) sont simulés à la côte en surface et en profondeur. Un second noyau du sous courant apparaît à certaines latitudes (10°S , 30°S) dans ROMS, et est aussi présent dans la simulation ROMS au $1/9^{\circ}$ de *Penven et al* [2005] à Chimbote (9.4°S). Dans les deux modèles, le sous-courant s'approfondit et s'étend avec la latitude. *Huyer et al* [1991] situent le cœur du PCUC à 100 m à 5°S et autour de 150 m à 10°S . Le sous-courant dans les deux modèles est 30 m moins profond à ces latitudes. A 30°S , le cœur du sous-courant est situé dans les modèles vers 250 m, en accord avec les estimations géostrophiques d'*Hormazabal* [1995]. *Huyer et al* [1991] ont observé un courant moyen de 2 à 11 cm/s à 5°S et 10°S et *Shaffer et al* [1999] ont estimé une vitesse moyenne de 12.8 cm/s à 30°S et 220 m de profondeur. Le noyau du sous-courant est bien plus intense et plus réaliste dans le modèle ROMS que dans ORCA05. En effet, par exemple à 10°S , le PCUC atteint des valeurs de 6 cm/s dans ROMS, en accord avec les estimations de *Huyer et al* [1991] contre seulement 3 cm/s dans ORCA05. A 30°S , les deux modèles sous-estiment le sous-courant, ORCA05 présente des valeurs moyennes de 1.5 cm/s et ROMS de 3 cm/s.

A certaines latitudes, les deux modèles montrent un courant dirigé vers le pôle en subsurface dans les 30 premiers mètres, qui pourrait être une trace du PCCC.

ORCA05 sous-estime largement les courants océaniques à cause de sa résolution modérée. La résolution de ROMS permet l'obtention de vitesses bien plus réalistes. Cependant, en terme de transport, les courants sont assez bien représentés dans les deux modèles : par exemple, dans ORCA05 le transport associé au PCUC (0.9 Sv à 30°S) est du bon ordre de grandeur (1 Sv) à 30°S estimé par [*Shaffer et al* 1999])

2.2.2 Variations saisonnières et interannuelles (SST, niveau de la mer, courants)

Température de surface

Les SST simulées par ORCA05 et ROMS sont validées par comparaison avec les produits AVHRR MCSST et Pathfinder,. Les RMS différences (RMSD) et les corrélations entre les modèles et les données satellites ont été calculées (Figure 2.9).

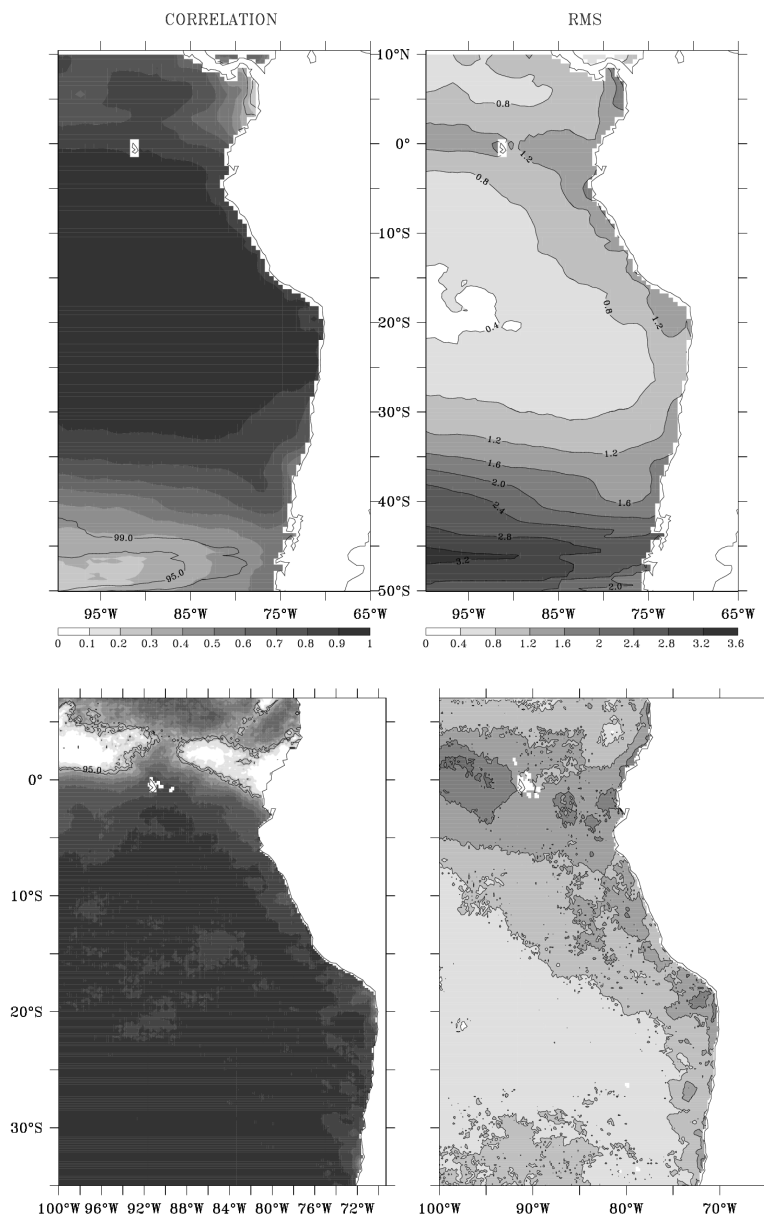


Figure 2.9 : Corrélation et différence RMS (en °C) des températures de surfaces entre: a/ ORCA05 et MCSST de 1992-2001 (haut) ; b/ ROMS et AVHRR de 2000-2004 (bas). Les contours sur les figures des corrélations représentent le niveau de signification à 95% et 99%.

Les corrélations entre ORCA05 et MCSST sont supérieures à 0.8 quasiment sur toute la région et les RMSD inférieures à 0.5°C au Nord de 35°S, cependant les corrélations sont un peu plus faibles (0.6-0.9) et les RMSD plus grandes (1.2°C) à la côte. Au Sud de 35°S, les corrélations sont moins bonnes et les RMSD atteignent 3.2°C. Cette région est soumise à une forte variabilité haute fréquence, que le modèle capture mal. Le modèle ROMS lui est limité à 35°S, les corrélations obtenues sont meilleures au sud de l'équateur (supérieures à 0.8). Quand aux RMSD, elles sont inférieures à 1.6°C, valeurs atteintes à la côte. Les corrélations à l'équateur ne sont pas significatives : les données AVHRR y sont discontinues du fait de la couverture nuageuse et trop peu de données ont donc été prises en compte dans les calculs des corrélations.

Niveau de la mer (comparaison aux marégraphes côtiers)

Les anomalies de niveau de la mer (Sea Level Anomaly SLA) des deux modèles ORCA05 et ROMS sont comparées à celles de marégraphes répartis le long des côtes du Pérou et du Chili. Les données marégraphiques quotidiennes proviennent du « Sea Level Center » de l'Université d'Hawaï (Research Quality data sets) ou elles ont subi un traitement : les biais éventuels (time shifts) ont été corrigés et les données aberrantes enlevées. Les effets de baromètre inverse sont corrigés à l'aide des réanalyses quotidiennes de SLP (Sea level Pressure) NCEP/NCAR. Les stations présentant les séries temporelles les plus longues recouvrant la période des modèles (92-2001 pour ORCA05 et 2000-2004 pour ROMS) ont été sélectionnées. Les anomalies de hauteur de la mer sont calculées en retranchant la valeur moyenne de 1992 à 2000 pour ORCA05 et pour les marégraphes auxquels il est comparé, et de 2000 à 2004 pour ROMS et pour les marégraphes auxquels ROMS est comparé. Les séries temporelles des marégraphes sont moyennées tous les 5 jours, sur la grille temporelle des modèles. Les séries temporelles ainsi obtenues sont présentées sur la Figure 2.10.

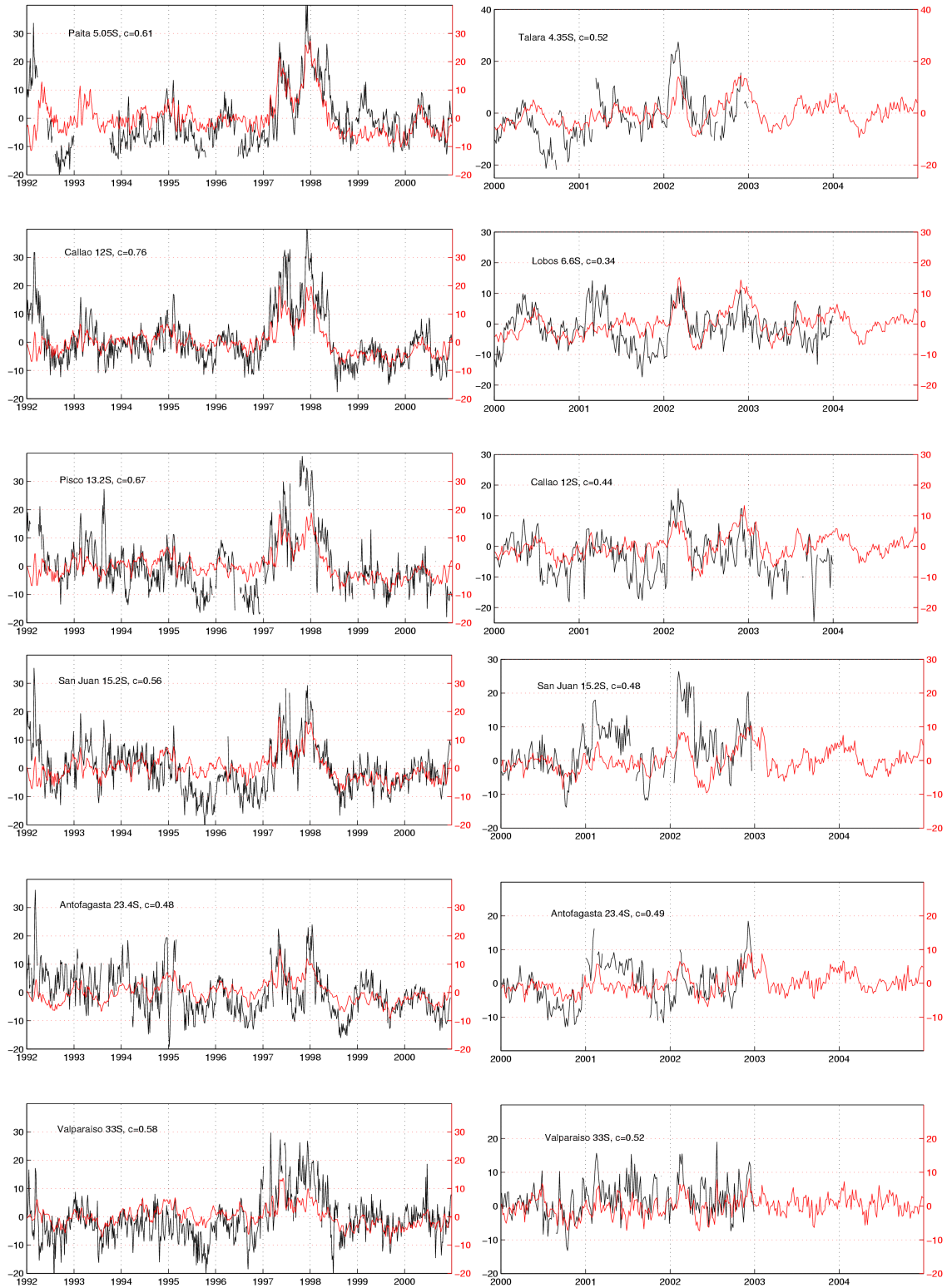


Figure 2.10 : Gauche : séries temporelles en mm des anomalies de hauteur de la mer calculées à partir des marégraphes (en noir) et du modèle ORCA05 (rouge) à Paita, Callao, Pisco, San Juan, Antofagasta, Valparaiso. Droite : figure identique à celle de gauche pour le modèle ROMS (rouge) et les stations Talara, Lobos, Calla, San Juan, Antofagasta, Valparaiso.

Les anomalies de hauteur de la mer entre 1992 et 2004 à la côte sont principalement marquées par l'événement de 1997-1998 de Paita (5°S) à Valparaiso (33°S). Une élévation de plusieurs centimètres par rapport à un niveau moyen est observée aussi bien dans le modèle que dans les marégraphes. L'événement de 1991, lui est moins bien simulé par le modèle, les marégraphes montrent des anomalies de plusieurs dizaines de centimètres du Pérou au Chili alors que le modèle lui présente une SLA autour de 0. En dehors de cette période, les séries temporelles montrent un bon accord avec des variations similaires et des corrélations calculées sur toute la période comprises entre 0.48 et 0.7.

Entre 2000 et 2004, nous ne disposons que de 2 séries temporelles de marégraphes (Lobos 6.6°S et Callao 12°S) qui s'étendent jusqu'en 2004, les autres s'arrêtent fin 2003. Les comparaisons s'appuient sur des périodes plus courtes. Les marégraphes présentent une variabilité interannuelle moins importante qu'entre 1992-2000. Au Pérou, elle est principalement marquée par le El Niño de 2002, le niveau de la mer s'élève de 10 à 20 cm selon les stations (20 cm à San Juan 15°S) au début de l'année.

Le modèle reproduit cette augmentation mais avec des valeurs moindres, notamment à San Juan où les anomalies sont inférieures à 1 cm et sont aussi importantes qu'à la fin de l'année 2003. A Lobos (6°S), le modèle montre des anomalies en 2001 aussi importantes qu'en 2002 (autour de 10 cm) alors que les marégraphes ne montrent pas d'augmentation de la SLA durant cette période. Les corrélations des séries temporelles varient de 0.34 à 0.52. A Antofagasta, les observations et le modèle montrent des variations similaires (corrélation 0.49) avec principalement une élévation du niveau de la mer en 2001. A Valparaiso, les observations tout comme ROMS montrent une variabilité intrasaisonnière plus importante même si l'amplitude des variations est moins importante dans le modèle.

Courants de ORCA05

Deux mouillages, dans la région du Chili sont utilisés pour valider le modèle ORCA05. Ces deux mouillages sont installés à 30°S, 220 m depuis 1993 [Shaffer *et al* 1997, 1999] et à 20.5°S, 140 m depuis 1993. Nous disposons des données à 30°S seulement jusqu'en 1999, elles ne seront donc utilisées que pour une comparaison avec ORCA05.

Les moyennes hebdomadaires des courants issus du modèle à la côte à 220 m et 30°S sont comparées à celles du mouillage. Afin de ne garder que les périodes égales ou supérieures au saisonnier, les deux jeux de données ont été filtrés à l'aide d'un filtre de Cosine-Lanczos à 100 jours (Figure 2.11 a). Les vitesses du modèle, comme vu précédemment, sont largement sous-estimées par rapport aux observations. Cependant les deux séries temporelles entre 1993 et 1999 montrent un accord significatif avec une corrélation de 0.54. Les deux signaux montrent une forte variabilité aux échelles intra-saisonnières, avec entre autres, des périodes de renversement du sous-courant. Durant les événements El Niño 93 et 97/98, le mouillage montre une augmentation du PCUC, et Shaffer *et al* [1999] notent que cette augmentation n'est guère plus importante en 97/98 qu'en 93. Cette augmentation pendant les périodes El Niño est bien simulée par le modèle mais est nettement plus marquée en 97/98. Le mouillage à 140 m à Iquique montre également un bon accord entre variations du modèle et des observations pour le sous-courant équatorial, la corrélation des séries filtrées atteint 0.69.

Le cycle saisonnier (Figure 2.11 b) du mouillage présente un maximum en avril et en été austral et un minimum en hiver [Shaffer *et al* 1999]. Ce cycle saisonnier est reproduit par ORCA05 avec environ 1 mois de décalage. Des résultats similaires ont été obtenus plus en profondeur (485 m et 750 m) avec ce mouillage. A 20.5°S, les corrélations du modèle et des observations sont du même ordre de grandeur mais plus faibles en surface. Dans cette région,

le produit ERS présente une mauvaise saisonnalité des vents à la côte, ce qui pourrait expliquer la faible corrélation en surface [Blanco *et al* 2002].

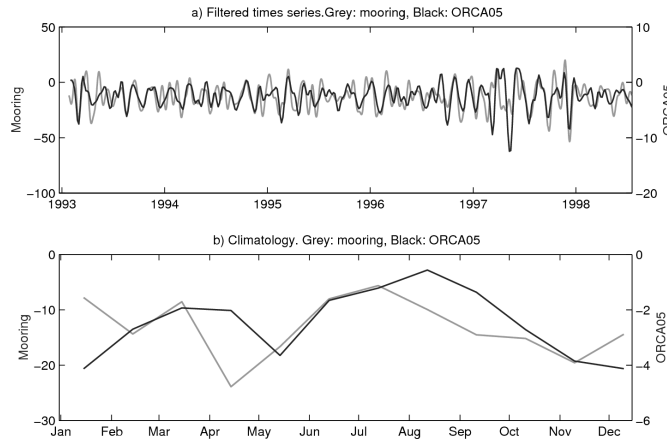


Figure 2.11 : Séries temporelles en cm/s du courant parallèle à la côte à Coquimbo (30°S) : données de mouillage (noir) et ORCA05 (gris). a) Les séries temporelles ont été filtrées à l'aide d'un filtre de Cosine-Lanczos à 100 jours. b) Moyennes saisonnières de 1993 à 1999.

Conclusion:

Le modèle ORCA05 de faible résolution sous-estime largement les vitesses des courants ainsi que l'activité méso-échelle, quasi inexistante dans le modèle. ROMS, lui avec une meilleure résolution est plus réaliste. Cependant ORCA05 a l'avantage d'englober les périodes d'El Niño 1992-1993 et 1997/1998. La simulation ROMS a été réalisée entre 2000 et 2004 afin de profiter des vents QuikSCAT plus réalistes à la côte (cf section 2.3). Les propriétés en température et salinité à la côte, en particulier la thermocline qui remonte en surface dans l'upwelling sont correctement simulées dans ORCA05 et la variabilité en température est également proche des observations. Les courants sont bien situés et les transports associés sont assez réalistes, le cycle saisonnier du PCUC est en particulier bien rendu dans le modèle. ORCA05 semble donc bien adapté pour une première étude des

processus qui régissent la variabilité de l'upwelling et des courants associés. Au début de ma thèse, aucune simulation numérique régionale réaliste englobant les domaines du Pérou et du Chili n'avait été réalisée. Seuls des études utilisant des simulations numériques limitées à des régions spécifiques du Chili et sur de courtes périodes avaient été entreprises [*Mesias et al* 2001, 2003, *Leth et Middleton* 2004]. Le modèle ORCA05 malgré sa résolution modérée présentait un bon accord avec les observations existantes, il a paru être un outil intéressant pour une première étude sur toute la région du Pacifique Sud-Est. La nécessité d'utiliser un modèle à plus haute résolution est devenue ensuite évidente : le modèle ROMS a été choisi au vu de ses bonnes performances dans le domaine côtier. Durant ma thèse, une dynamique s'est créée autour de la modélisation du système de Humboldt avec les premiers résultats d'une simulation climatologique régionale au Pérou obtenus par *Penven et al* [2005]. Les efforts dans ce sens sont poursuivis par la communauté scientifique qui travaille sur la région, de nombreuses études sont en cours (Vincent Echevin du LOCEAN, François Colas de l'IMARPE, Boris Dewitte du LEGOS,...).

3 . Outils d'analyses

Plusieurs outils d'analyses ont été utilisés durant cette thèse mais plus particulièrement les ondelettes et le calcul de trajectoires lagrangiennes. Cette section présente une brève description de ces deux outils et de leur emploi.

3.1 Les ondelettes

Le principe s'appuie sur l'analyse de Fourier : il consiste à rendre locale l'analyse de Fourier par translations et dilatations d'une même fonction : l'ondelette. L'analyse par ondelettes a été proposée initialement par J. Morlet. Les ondelettes sont des copies les unes

des autres, copies presque conformes puisqu'elles sont de forme constante et ne diffèrent que par leur taille. Un signal s'écrit sous la forme d'une superposition de telles ondelettes décalées et dilatées. Les poids de ces ondelettes dans la décomposition (appelés les coefficients d'ondelettes) forment la transformée en ondelettes, qui est donc une fonction de deux variables: le temps et l'échelle (ou dilatation). L'avantage de l'analyse en ondelettes par rapport à une transformée de Fourier réside dans le fait qu'elle permet de repérer à quelles périodes de la série temporelle interviennent les différentes variations en fréquence. Par exemple, dans notre cas, si une transformée de Fourier indique des variations de 50/70 jours sur une série temporelle, les ondelettes indiqueront en plus durant quelle période (quelles années et quels mois) sont intervenues ces fluctuations de 50/70 jours. Les ondelettes permettent également d'affiner la largeur des pics spectraux, c'est à dire d'obtenir des fourchettes plus précises des périodes de fluctuation du signal.

Algorithme de calcul de la décomposition en ondelettes :

Une brève description de la méthode utilisée pour calculer une décomposition en ondelettes est donnée ici mais pour plus de détails, on se réfèrera à l'article de *Torrence et Compo* [1998]. Des programmes de décomposition en ondelettes codés en différents langages sont disponibles sur internet (<http://atoc.colorado.edu/research/wavelets>).

Tout d'abord, il faut choisir une première ondelette (l'ondelette "mère"). Les autres ondelettes (ondelettes "filles") sont ensuite calculées par translation et dilatation de l'ondelette mère. Plusieurs fonctions peuvent être utilisées en guise d'ondelettes : Paul, Morlet, ... Pour notre étude, nous avons choisi les fonctions classiques de Morlet : elles offrent un bon compromis entre résolution temporelle et fréquentielle (les ondelettes de Paul ont par exemple une meilleure localisation temporelle mais une moins bonne résolution fréquentielle).

L'ondelette mère de Morlet s'écrit : $\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2}$ (ω_0 étant le nombre d'oscillations de l'ondelette)

Les ondelettes filles sont du type : $\psi_{s,n}(k) = \left(\frac{\delta t}{s}\right)^{1/2} \psi_0\left[\frac{(k-n)\delta t}{s}\right]$ où n et s sont les paramètres de translation et dilatation temporelle, δt l'intervalle d'échantillonnage

Une fois le choix de l'ondelette mère effectuée, le protocole pour calculer la transformée d'un signal x_n peut être appliqué, il consiste à :

- Calculer la transformée de Fourier (TF) de l'ondelette mère (les calculs s'effectuent dans l'espace de Fourier pour plus de simplicité). Pour rappel, la transformée de Fourier $\hat{y}_k$ d'une série temporelle y_n de N éléments est obtenue

par la formule :
$$\hat{y}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} y_n e^{-2\pi i k n / N}$$

- Calculer la TF du signal x_n dont on veut calculer la transformée en ondelette
- Puis pour chaque échelle de dilatation (chaque valeur de s)
 - Calculer et normaliser l'ondelette fille dans l'espace de Fourier à partir de la TF de l'ondelette mère
 - Calculer la "transformée de l'ondelette" dans l'espace de Fourier
 - Calculer la transformée dans l'espace réel (obtenue en utilisant l'équation suivante qui permet de passer de l'espace de Fourier à

l'espace réel :
$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\psi}^*(s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta t}$$

Le signal s'écrit ensuite sous la forme d'une superposition de ces ondelettes et les poids pour chaque ondelette sont les coefficients $W_n(s)$. Les séries temporelles ici ayant des

longueurs finies, des erreurs vont intervenir au début et à la fin des séries: un cône d'influence permet de délimiter la région du spectre sur laquelle les erreurs peuvent être importantes.

Niveau de signification :

Tout comme pour la transformée de Fourier, un seuil de signification peut être calculé: le spectre de la série x^n obtenue est comparé à "un bruit" d'une série distribuée au hasard. Si un pic d'énergie du spectre de x^n est plus important que celui du "bruit" alors le pic est significatif avec un certain pourcentage. L'élément de comparaison choisi ici est un bruit rouge, un signal dont le spectre montre une énergie croissante vers les basses fréquences. Le bruit rouge peut être généré à l'aide de modèle mathématiques (ici un processus de Markov, processus autoregressif lag1 : AR(1) est utilisé). Ici encore pour plus de détails on se réfèrera à l'article de *Torrence et Compo* [1998].

L'analyse en ondelettes a été utilisée (chapitre 3) sur les sorties du modèle ORCA05, afin de déterminer les périodes de fluctuation des isothermes et des courants côtiers.

3.2 Diagnostics Lagrangiens

Durant cette thèse, l'outil "Ariane" de suivi de particules a été principalement utilisé sur le modèle ROMS, pour l'étude des origines des eaux du sous courant côtier et de l'upwelling (cf. chapitre 4). "Ariane" est un programme codé en fortran 90 qui permet le calcul de trajectoires Lagrangiennes à partir de champs 3D de vitesse issus de modèles numériques. Ces calculs s'effectuent « offline » c'est à dire une fois les sorties de modèles

numériques obtenues et s'appuient sur un schéma approprié qui respecte la propriété de non-divergence de l'écoulement [*Blanke et Raynaud* 1997]. Par ailleurs, des estimations quantitatives des transports des masses d'eau peuvent être calculées en augmentant considérablement le nombre de particules ("diagnostics quantitatifs"). Le transport peut alors être évalué à partir du transport infinitésimal qui est associé à chaque particule. Pour plus de détails sur les calculs, on se réfèrera au manuel du logiciel (<http://fraise.univ-brest.fr/~blanke/ariane/>).

Les trajectoires obtenues avec un tel outils doivent être néanmoins interprétées avec prudence : ni la diffusion, ni le mélange vertical ne sont pris en compte dans les calculs. Les trajectoires de particules permettent de suivre les masses d'eau et non les particules qui les composent. Par ailleurs, cette approche est l "offline" et s'appuie donc sur les moyennes temporelles des sorties de modèles pour la détermination des trajectoires. Les trajectoires dépendront donc de la fréquence d'échantillonnage choisie pour les sorties du modèle. Les schémas de circulation faisant intervenir les sorties hautes fréquences des modèles sont très complexes et difficiles à interpréter. *Valdivieso Da Costa et Blanke* [2004] et *Rupolo et al* [2003] ont montré qu'une période d'échantillonnage au moins égale à l'échelle de variabilité saisonnière du forçage est nécessaire pour représenter les caractéristiques du flot Lagrangien au premier ordre. Les périodes trop grandes qui n'échantillonnent pas correctement le cycle saisonnier ne sont pas appropriées. L'idéal pour les périodes d'échantillonnage est bien sûr d'utiliser un calcul "online", effectué à chaque pas de temps du modèle mais celui-ci est plus coûteux et nécessite de longues périodes d'intégration du modèle. Une première approche "online" a été testée mais n'a pas été poursuivie durant cette thèse. En effet, certaines particules lâchées au début du run n'avaient toujours pas atteint des positions finales au bout des 5 ans d'intégration. Par ailleurs, le but de l'étude étant de déterminer les provenances des eaux du PCUC et de l'upwelling, la méthode "online" nécessitait de deviner les positions

initiales des particules qui s'avéreraient concluantes. Un certain nombre de test ont donc dû être réalisés sur les positions initiales des particules, il a fallu refaire tourner le modèle plusieurs fois et les tests se sont avérés insatisfaisants. Enfin, une telle approche risquait de nous faire passer à côté de sources possibles que nous n'aurions pas réussi à deviner au préalable. Toutes ces raisons ont conduit à l'utilisation de l'outil "offline", beaucoup plus flexible. En effet, les calculs des trajectoires effectués sur des moyennes des sorties du modèle et ne sont pas limités à la durée du run (ils peuvent être effectués en boucle sur les sorties). Par ailleurs, Ariane permet l'intégration à rebours des trajectoires et permet, en particulier, un premier diagnostic rapide et facile sur les origines et le devenir des courants océaniques. Plusieurs études ont déjà été réalisées à l'aide de cet outil dans le Pacifique équatorial [*Blanke et Raynaud 1997, Izumo et al 2002, Rodgers et al 2002*].

Durant cette thèse, le calcul de trajectoires a donc été utilisé sur les sorties de la simulation ROMS. Le but étant de visualiser et d'identifier les différentes sources du PCUC à grande échelle, une première étude sur la moyenne des sorties du modèle est réalisée comme dans *Blanke et Raynaud [1997]*. Des moyennes mensuelles sont ensuite utilisées pour confirmer les trajectoires obtenues sur la moyenne globale et pour effectuer un calcul de transport de masses d'eau. Cette étude ne prétend pas tenir compte de la variabilité haute fréquence pour laquelle les trajectoires deviennent plus dispersées et plus difficiles à interpréter.

Chapitre 3 : Dynamique et variabilité de l'upwelling et des courants associés : forçage local, forçage à distance

Introduction :

L'objet de ce chapitre est la description de la dynamique de l'upwelling et des courants associés. Nous avons vu dans le premier chapitre que ces phénomènes étaient induits par les vents locaux (transport ou pompage d'Ekman) mais que la variabilité du Pacifique Sud-Est était fortement influencée par les ondes. En effet, les études précédentes ont mis en évidence des propagations d'ondes piégées à la côte (CTW) de périodes 5-10 jours et 40-70 jours dans les données de niveau de la mer dès les années 80 [Enfield 1987, Enfield et al 1987, Conejo-Rodriguez et Enfield 1987] et dans le PCUC dans les années 90 [Huyer et al 1991, Shaffer et al 1997]. Ces études signalent déjà que ces ondes sont probablement forcées par les ondes de Kelvin équatoriales et que leur activité augmente pendant El Niño [Shaffer et al 1997, Pizarro et al 2001, 2002]. Le forçage équatorial déclenche aussi des ondes de Rossby vers le large [Pizarro et al 2001, 2002]. Pour plus de détails, on se référera au Chapitre 1.

Si les courants, le niveau de la mer ou les températures de surface à la côte ont fait l'objet de nombreux travaux, en revanche, les variabilités de l'upwelling (transport d'eaux vers la surface ou vers le large) et de la structure thermique en profondeur à la côte ont été peu décrites. Une étude plus complète portant sur toute la côte du Pérou et du Chili est entreprise dans ce chapitre et nous tenterons d'apporter des éléments de réponse aux questions suivantes : la variabilité du Pacifique Sud-Est étant fortement influencée par les ondes en particulier durant les périodes El Niño, on peut se demander quelle est l'influence respective

du forçage local par rapport au forçage à distance sur l'upwelling côtier et sur les courants associés. La dynamique est-elle la même le long de toute la côte ? Tous les paramètres liés à l'upwelling (profondeur de la thermocline, transport vertical vers la surface, PCUC,...) répondent-ils de la même façon ? Ces questions seront abordées plus spécifiquement en rapport avec les événements El Niño qui sont la principale source de variabilité interannuelle. Dans ce chapitre, la période d'étude s'étend de 1991 à 2004. Elle couvre les événements El Niño de 1992, 1997/1998 et 2002. En 1992, il s'agit d'un événement modéré : un seul pic est observé et les anomalies de température et de niveau de la mer sont inférieures à 4°C et à 20 cm [Carr et al 2002]. L'événement de 2002 est relativement récent et peu de travaux publiés portent sur son influence dans le Pacifique Sud-Est. En revanche, de nombreuses études portent spécifiquement sur le El Niño de 1997-1998 [e.g. Carr et al 2002, Blanco et al 2002, Escribano et al 2004]. Les satellites permettent une description détaillée des variations du niveau de la mer et de la SST durant cette période [Carr et al 2002]. Les variations dues à cet El Niño s'étendent au Sud de 30°S. Elles sont marquées par deux périodes (pics) de fortes anomalies entrecoupées d'une période de "relaxation". De Juillet à Août 1997, les anomalies de niveau de la mer atteignent 15 cm et de novembre 1997 à janvier 1998, elles excèdent 30 cm au Nord de 10°S et 10 cm à 30°S. Les anomalies de SST dépassent 2°C du Pérou à 30°S. Par ailleurs, les conditions hydrographiques du Chili (18°S-24°S), étudiées par Blanco et al [2002] permettent une caractérisation des variations sur la colonne d'eau. Ils notent des maximums d'anomalies de température et salinité en décembre supérieures à 2°C et 0.1 qui s'étendent à plus 400 m de profondeur. La vitesse de propagation des anomalies est compatible avec le premier mode des CTW. Les profondeurs des isothermes à Iquique suggèrent des propagations de fluctuations de périodes plus longues que le premier mode des CTW, et Blanco et al [2002] suggèrent la propagation de CTW de modes supérieurs. Le flot côtier (géostrophique) en direction du pôle augmente jusqu'à 20 à 35 cm/s en même temps

que les maximums de niveau de la mer et s'étend jusqu'à plus de 400 m. Il est dirigé vers l'équateur durant la période de relaxation. Plus au Sud, à 30°S, le flot côtier s'intensifie mais guère plus qu'en 1994 [Shaffer et al 1999] alors que les anomalies du niveau de la mer sont bien plus marquées en 1997-1998 [Carr et al 2002]. Le El Niño de 1997-1998 est souvent comparé à celui de 1982-1983 [Blanco et al 2002, Carr et al 2002, Escribano et al 2004]. Les amplitudes des anomalies de niveau de la mer et de température sont du même ordre de grandeur et sont aussi caractérisées par deux pics et une période de relaxation.

Dans un premier temps, les variations saisonnières et interannuelles (associées à El Niño) de l'upwelling seront étudiées à l'aide de données satellites puis du modèle ORCA05 de résolution modérée. ROMS permettra de compléter le travail effectué avec ORCA05 et en particulier d'évaluer l'apport de la plus haute résolution. La seconde section est consacrée aux principaux courants associés à l'upwelling : le PCUC et le CPCC.

1. Variabilité de l'upwelling le long de la côte

Le transport et le pompage d'Ekman sont les deux processus à l'origine des upwellings côtiers (cf chapitre 1). Ils sont évalués à l'aide des données satellites de vent et sont confrontés, dans un premier temps, à l'extension zonale de l'upwelling estimée à partir des données de SST. Le recours au modèle numérique permet ensuite une étude plus détaillée avec l'évaluation des transports verticaux et l'étude des températures à la côte.

1.1 Extension zonale, transport et pompage d'Ekman : étude satellitale

Afin d'étudier l'extension et l'intensité de l'upwelling, le gradient de température perpendiculaire à la côte est calculé ($\frac{\partial T}{\partial x}$). Ce gradient est négatif s'il y a upwelling (en effet on raisonne sur la mesure algébrique du gradient). La zone côtière dans laquelle la mesure du gradient est inférieure à une certaine valeur seuil est sélectionnée et la largeur de cette zone perpendiculairement à la côte détermine la taille de l'upwelling. *Bakun* [1973] avait défini un indice d'intensité de l'upwelling dès 1973 : il estime le transport d'Ekman à partir des vents géostrophiques issus de mesures de pression atmosphérique, ce qui est assimilé à une mesure d'intensité de l'upwelling. Les gradients de température entre la côte et le large ont également été utilisés [*Carr et al* 2002] pour indiquer la présence d'eau froide à la côte. L'indice que nous définissons ici pour l'upwelling permet de caractériser simplement l'intensité et l'exportation des eaux vers le large à partir des données de SST.

Les données MCSST, de résolution spatiale 0.18 degré sont utilisées. Différentes valeurs seuils du gradient ont été testées pour la sélection de la largeur de l'upwelling jusqu'à obtenir une résolution satisfaisante : en effet, pour des valeurs trop faibles l'upwelling n'apparaît que dans certaines régions et pour des valeurs trop élevées, les variations saisonnières ne sont plus apparentes. Il faut donc sélectionner une valeur pour laquelle l'upwelling et ses variations saisonnières restent visibles. Nous avons déterminé une valeur seuil de : - 0.38 °C/100 km.

Les variations saisonnières (Figure 3.1) et interannuelles (Figure 3.2) de l'extension de l'upwelling sont comparées aux variations du transport et pompage d'Ekman.

Cycle saisonnier

Les cycles saisonniers de l'extension, du transport et du pompage d'Ekman permettent en particulier de mettre en relief les différences entre le Nord, le centre et le Sud de la région étudiée.

Au Sud de 27°S, l'extension est maximale en automne vers 35°S (160-180 km), et le maximum se décale dans l'année (jusqu'à l'été) vers le Sud. L'upwelling disparaît complètement en hiver et au début du printemps au Sud de 35°S. Le transport a la même saisonnalité avec un décalage de quelques mois : il alterne entre valeurs positives au printemps-été (1.2 m²/s) et négatives en mai-juin-juillet (-0.2 m²/s) caractérisant ainsi les saisons d'upwelling et de downwelling associées à la renverse des vents côtiers. Le pompage (Figure 3.1c) est opposé avec des valeurs faiblement négatives (-0.04 m/d) en hiver à 30°S et positives (0.04 m/d) au printemps-été qui se décalent en hiver vers 38°S. Au Sud de 38°S, le

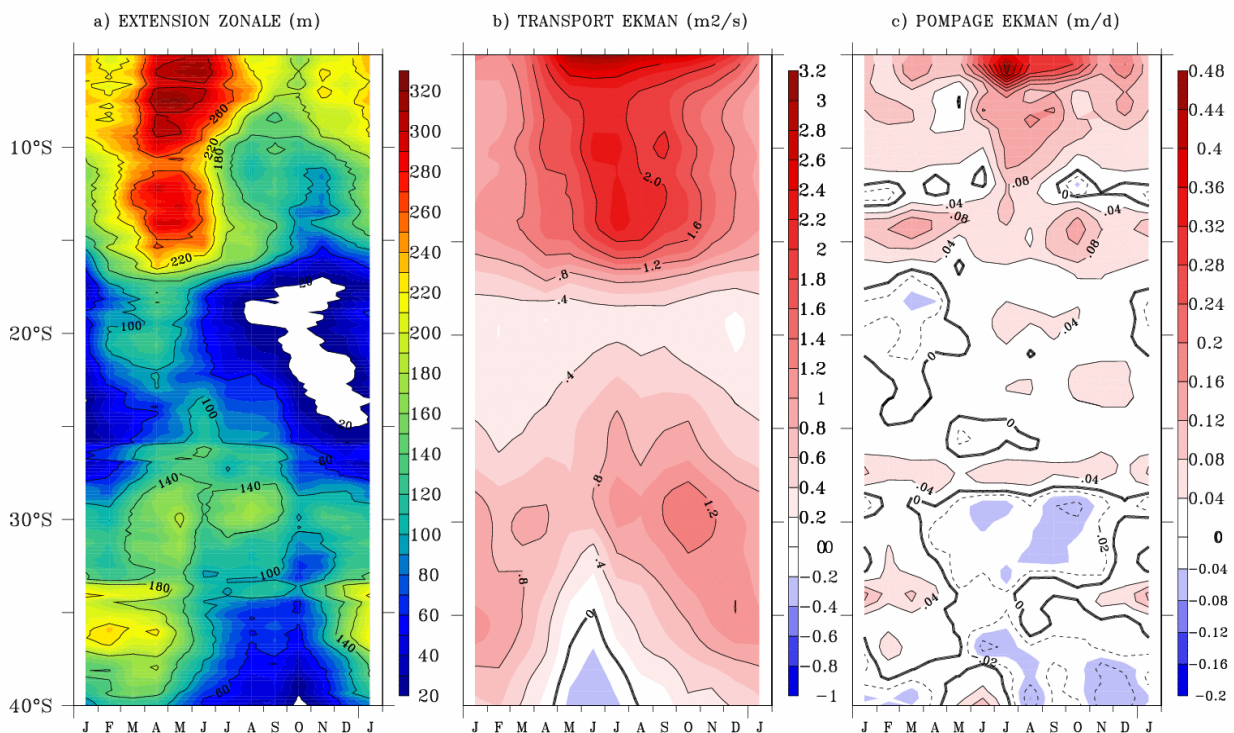


Figure 3.1 : Moyennes saisonnières de 1991 à 2001 de : a) l'extension zonale de l'upwelling en km évaluée à partir des données MCSST; b) transport d'Ekman en m²/s et c) pompage d'Ekman en m/day calculés à partir des données ERS.

pompage est opposé au transport avec des valeurs positives en hiver et négatives le reste de l'année. La climatologie du pompage calculée à partir des vents ERS est en accord avec celle de *Bakun et Nelson* [1991] calculée à partir des données de bateaux de la région. Entre 25°S et 35°S, ils signalent un maximum en hiver qui se décale vers le Sud en été austral. Cependant, le pompage calculé à partir d'ERS montre un maximum bien moins important (0.06 m/d contre 3 m/d) et un cycle saisonnier moins prononcé. En avril-mai, des valeurs négatives sont observées au Sud de 35°S ; en hiver on trouve des valeurs positives au Sud de 40°S et une région de pompage négatif se situe autour de 37°S.

Entre 17°S et 27°S, l'upwelling atteint au maximum une centaine de kilomètres durant l'automne et disparaît le reste de l'année ; c'est à ces latitudes que l'upwelling est le moins présent. Le transport et le pompage sont également faibles avec un transport maximum en hiver et un pompage négatif en été.

Le long de la côte du Pérou jusqu'à 17°S, se situe, en moyenne, l'upwelling le plus large. Il est présent toute l'année et est plus étendu (jusqu'à 320 km) en automne, il se restreint à une centaine de kilomètres au printemps. Le transport d'Ekman lui est plus intense en hiver. Au Nord de 6°S, le transport et le pompage d'Ekman sont plus forts (supérieurs à 3 m²/s et 0.5 m/d, respectivement).

Ces variations d'extension sont en accord avec le cycle saisonnier des différences de température Δ SST entre la côte et le large évaluées à plusieurs latitudes par *Carr et al* [2002].

L'extension zonale présente donc une saisonnalité très peu semblable au pompage mais similaire à celle du transport d'Ekman. Au Nord, le maximum de l'extension intervient cependant un trimestre avant celui du transport et dans le Sud les cycles y sont décalés de quelques mois.

Variations interannuelles

Les variations interannuelles (Figure 3.2) des trois paramètres dans la période étudiée sont principalement marquées par les événements El Niño de 1992-1993 et 1997-1998. L'upwelling apparaît peu étendu avec des anomalies négatives de l'ordre de 200 km du Nord au Sud de la région alors que le transport, lui, présente une variabilité interannuelle principalement située au Nord de 15°S avec des anomalies atteignant 3 m²/s. Durant

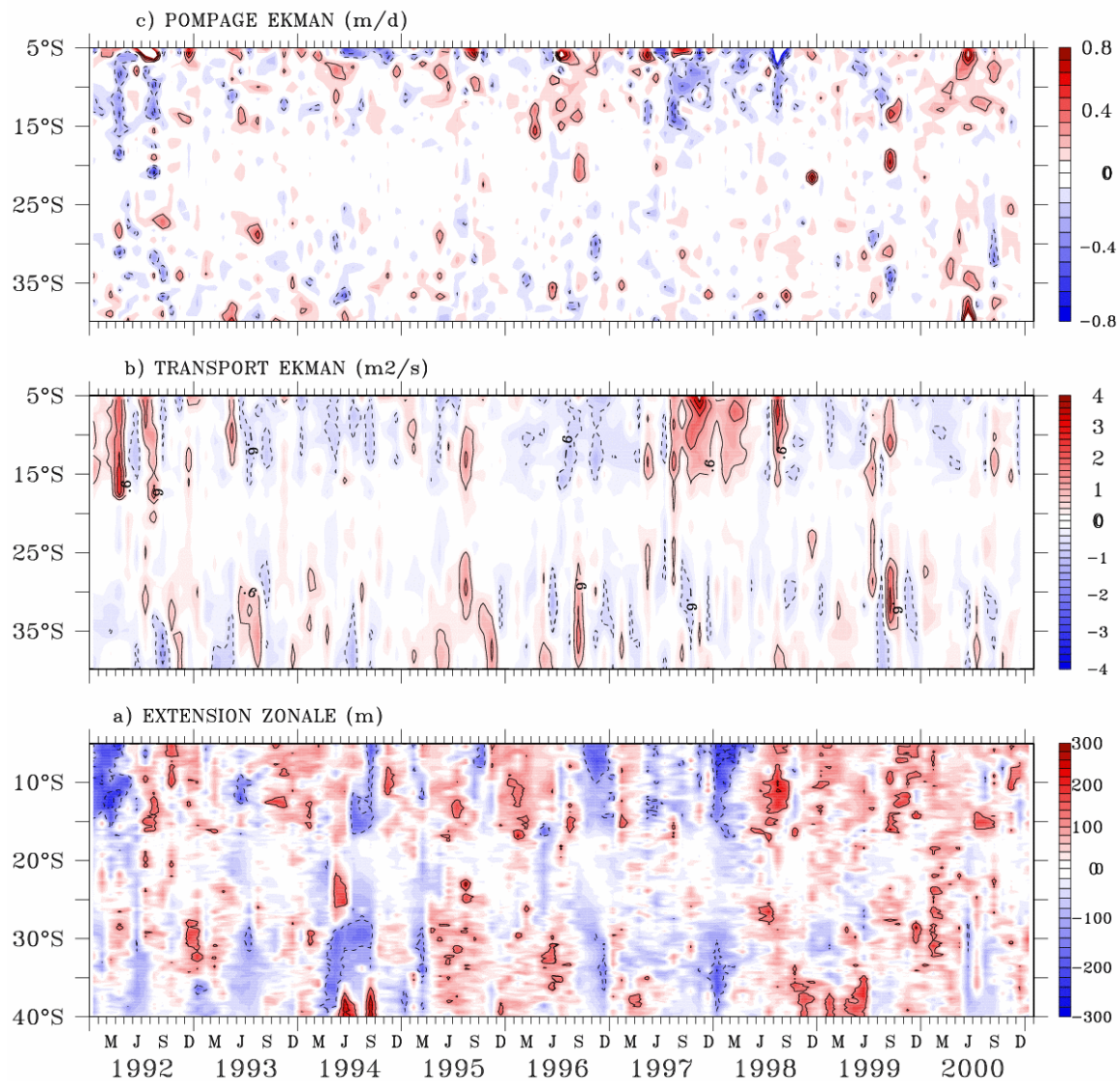


Figure 3.2 : Anomalies de : a) l'extension zonale de l'upwelling en km évaluée à partir des données MCSST; b) transport d'Ekman en m²/s et c) pompage d'Ekman en m/day calculés à partir des données ERS. Les anomalies sont relatives au cycle saisonnier calculé de 1991 à 2001.

l'évènement de 1997-1998, le transport d'Ekman augmente très fortement à la fin de l'année 1997 et en juillet 1998. *Carr et al.* [2002] et *Escribano et al* [2004] ont signalé des résultats identiques avec les vents ERS. Malgré l'augmentation du transport d'Ekman lors de El Niño, les températures sont plus chaudes. La thermocline est anormalement profonde [*Blanco et al* 2001; *Strub et al* 1998] et le transport vertical ne ramène que de l'eau chaude en surface. A 15°S, *Halpern* [2002] signale un pompage d'Ekman 4 fois plus important qu'en moyenne de Mai à Août 1997 et suggère que ce pompage pourrait être à l'origine de l'approfondissement de la thermocline. Dans notre analyse, les vents ERS grillés montrent un pompage anormalement négatif de l'ordre de 0.1 m/jour en 1992 et de juillet 1997 à septembre 1998, en particulier au Nord de 12°S. Même si le pompage est négatif, les anomalies sont beaucoup plus faibles que celles signalées par *Halpern* [2002], elles peuvent néanmoins contribuer à l'approfondissement de la thermocline durant l'évènement El Niño au nord de 15°S.

En dehors des périodes El Niño, les anomalies de pompage sont faibles alors que le transport et l'extension présentent quelques variations au Nord de 15°S mais aussi au Sud de 28°S. En particulier, de fortes anomalies négatives d'extension s'étendent du Nord au Sud en 1994 et 1997, qui ne sont pas associées au transport ni au pompage locaux.

Discussion :

L'extension zonale tant aux échelles saisonnières qu'interannuelles ne semble pas du tout reliée au pompage d'Ekman et ne varie pas toujours en phase avec le transport d'Ekman. Par exemple, durant les évènements El Niño, les anomalies de transport et d'extension zonale sont opposées. En 1997-1998, la thermocline s'approfondit de plusieurs dizaines de mètres et l'upwelling, plus intense, ramène des eaux chaudes en surface. Le gradient de température est alors moins important : les températures des eaux de surface et au large sont proches,

l'extension apparaît alors anormalement faible alors que l'upwelling est plus intense. L'extension de l'upwelling ne permet pas alors de rendre compte du volume des eaux qui remontent en surface et de l'intensité des résurgences. De même, aux échelles saisonnières, les eaux du large sont fortement soumises aux variations de l'éclairement solaire, les gradients de température entre la côte et le large ne permettent donc pas de séparer l'influence des variations de température au large ou en profondeur et ne sont pas représentatives de l'intensité de l'upwelling.

Dans ce chapitre nous nous intéressons à la contribution de l'upwelling et donc à ce compromis entre température des eaux à la base de la couche d'Ekman et transport en surface de ces eaux c'est à dire à l'advection verticale de température. L'accès aux champs de subsurface s'avère indispensable à l'étude de l'upwelling et le recours au modèle numérique permet ici d'accéder aux champs 3 D de vitesse et de température et de séparer les différents processus. La simulation ORCA05 de 1992 à 2000 a été utilisée dans un premier temps, puis la simulation ROMS 1/6 décrite au chapitre 2 a permis de confirmer, avec un modèle de meilleure résolution, les résultats obtenus avec ORCA.

1.2 Etude numérique de l'upwelling : ORCA05

Afin de séparer les variations de température des variations de transport d'eaux engendrés par l'upwelling, les transports verticaux et vers le large sont étudiés à partir des champs 3D de vitesse du modèle puis la structure thermique à la côte est étudiée à partir des champs de température.

Dans cette section, le transport vers le large et le transport vertical associés à l'upwelling, évalués à partir des vitesses du modèle ORCA05, sont comparés au transport et au pompage d'Ekman de la section précédente, calculés à partir des vents ERS, vents utilisés pour le forçage d'ORCA05. Dans le cas idéalisé d'une tension de vent uniforme parallèle à la côte, l'échelle de réponse de l'océan est de l'ordre du rayon de Rossby (cf chapitre 1). A chaque latitude, le transport vertical à la côte ($T_v(y,z,t)$), associé aux processus d'Ekman, est donc calculé par intégration zonale de la vitesse verticale ($w(x,y,z,t)$) sur une distance égale au rayon de Rossby (R).

$$T_v(y,z,t) = \sum_{coast}^R w(x,y,z,t).dx$$

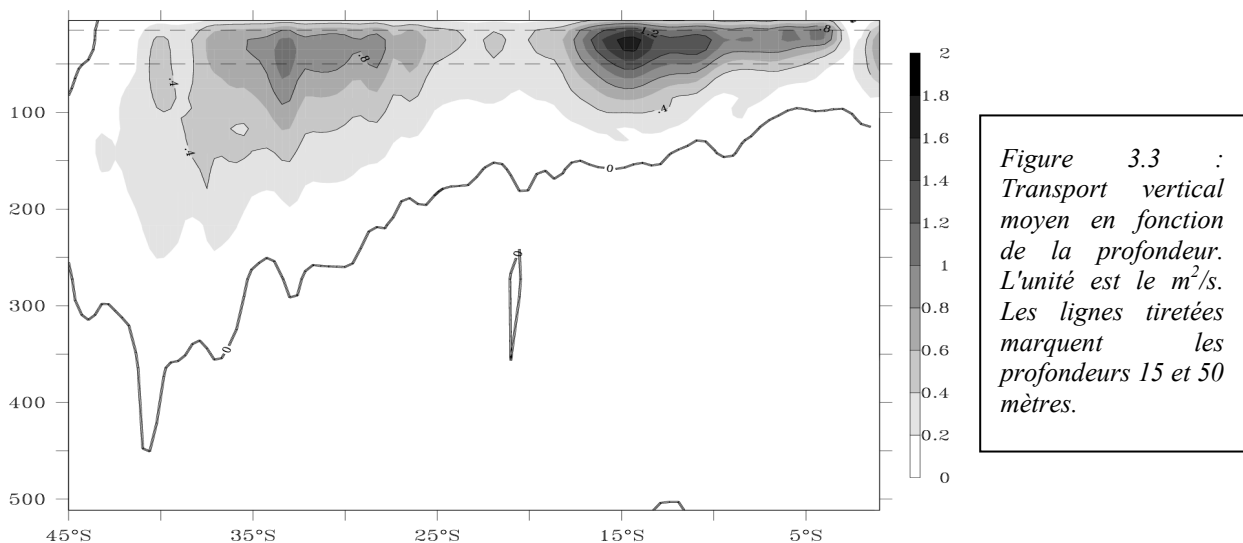
Le rayon de Rossby est évalué ici à partir de l'atlas de *Chelton et al* [1998]. Au Nord de 22°S, il varie de 50 à 250 km. Au voisinage de la côte Chilienne le rayon de Rossby étant inférieur à la résolution du modèle ORCA05 (de 50 km à 22°S à 30 km à 35°S), seule la première maille du modèle à la côte est considérée. Plusieurs tests ont été effectués, pour le choix de l'échelle horizontale d'intégration zonale de la vitesse verticale (notamment en considérant uniquement le point de grille le plus près de la côte). La distribution verticale moyenne du transport vertical ou les variations saisonnières ont été similaires à ceux obtenus ici avec le rayon de Rossby (Figure 3.3 et 3.4).

Le transport d'Ekman représente le transport cross-shore dans la couche d'Ekman et sa convergence ou divergence induit un transport vertical au dessous de cette couche. Il est donc essentiel d'évaluer correctement la profondeur de la couche d'Ekman qui varie avec la latitude et avec l'amplitude du stress [*Price et Sundermeyer*, 1999]. Une évaluation de la profondeur de la couche d'Ekman à l'aide des formules classiques d'Ekman est délicate. Plusieurs formules existent et la plupart font intervenir le paramètre de mélange vertical dont nous ne

disposons pas pour la simulation ORCA05 et ne sont pas adaptées en zone côtière. Une formule empirique, si on ne tient pas compte de la stratification, est donnée par :

$$Dek = \frac{0.4}{f} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad [Cushman-Roisin, 1994]$$

Cette expression fait intervenir la tension de vent (τ), la densité de l'eau (ρ) et le paramètre de Coriolis (f). Avec les tensions de vent moyennes de la simulation à 5°S, 15°S et 30°S (0.032, 0.046 et 0.077 N/m²), on obtient des profondeurs de couche d'Ekman d'environ 150, 90 et 50 m. Or, les observations à 15°S, indiquent que le transport cross-shore est restreint aux 40 premiers mètres de l'océan [Lentz, 1992]. A cette latitude, la profondeur de la couche de mélange (MLD) est confinée aux 10-15 premiers mètres mais le transport vers le large induit par le vent pénètre au dessous de cette couche : 25% à 50 % du transport induit se situe entre 10 et 30 m [Lentz, 1992]. La vitesse verticale à 40 m est dans ce cas représentative de la vitesse verticale à la base de la couche d'Ekman, induite par la convergence ou divergence du transport d'Ekman. Dans le modèle, le transport vertical moyen à la côte (Figure 3.3) vers la surface se situe dans une couche qui s'approfondit du Nord vers le Sud. Le maximum du transport vertical se situe entre 15 et 50 m quelle que soit la latitude ; le transport vertical de surface (T_{VS}) entre ces deux profondeurs sera donc considéré dans un



premier temps comme le transport induit par le vent dans la couche d'Ekman. Le transport plus profond sera examiné ultérieurement. Le transport « cross-shore » (T_C) dû aux vents se situe dans la couche d'Ekman et il est donc évalué par intégration de la vitesse zonale à la côte entre la surface et 15 m.

Cycle saisonnier

Les cycles saisonniers des transports vertical et cross-shore (Figure 3.4) sont comparés aux processus d'Ekman :

- Au Sud de 25°S, les variations et les amplitudes des transports vertical et cross-shore sont parfaitement similaires à celles du transport d'Ekman (Figure 3.1) avec trois régions distinctes de variation. Entre 25°S et 35°S, le maximum de T_{VS} , T_C et T_{EK} (de l'ordre de 0.8 m²/s) a lieu en hiver à 25°S et intervient de plus en plus tard dans l'année (jusqu'au printemps-été) vers le Sud. Au Sud de 35°S, les trois quantités alternent entre valeurs positives au printemps-été et négatives en hiver caractérisant ainsi les saisons d'upwelling et de downwelling.

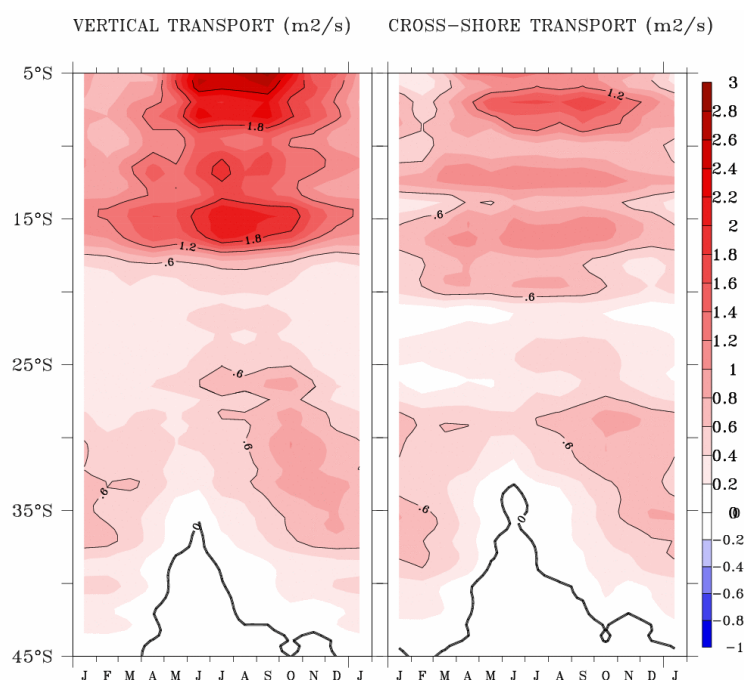


Figure 3.4 : Cycles saisonniers en m²/s de : a) transport vertical (gauche); b) transport vers le large (droite). Les moyennes saisonnières ont été évaluées à partir des champs de vitesse d'ORCA05 de 1991 à 2001.

- Entre 18.5°S et 25°S, T_{VS} et T_C sont faibles avec un maximum en hiver. T_C est cependant plus fort au Nord de 20°S.
- Au Nord de 18°S, les trois paramètres sont positifs, atteignant des maximums en hiver (supérieurs à 2 m²/s). Autour de Pisco (15°S), le transport vertical est localement maximum.

Les variations saisonnières des transports verticaux et cross-shore sont parfaitement en accord avec le transport d'Ekman avec néanmoins quelques différences locales au Nord de 20°S. Afin de confirmer le lien entre transport d'Ekman et transport vertical, des corrélations entre T_{VS} et T_{EK} ont été calculées pour chaque mois (Figure 3.5). Ici, 12 séries temporelles (chacune correspondant aux mois de janvier, février, ...) ont été construites pour les deux variables et les corrélations linéaires pour chaque mois ont ensuite été calculées. Au Sud de 25°S, les corrélations sont supérieures à 0.8 durant toute l'année. Entre 25°S et 7°S, les corrélations sont supérieures à 0.8 en hiver et en automne mais sont moins bonnes au printemps et en été. Au Nord de 7°S, les corrélations diminuent jusqu'à 0.4-0.8 au printemps-été. Au Nord de 25°S, le printemps-été, période de minimum de corrélation entre le transport vertical et les processus d'Ekman, coïncide avec la période de minimum du vent mais aussi avec la période la plus favorable de propagation des ondes piégées à la côte [Enfield et al., 1987; Shaffer et al., 1997].

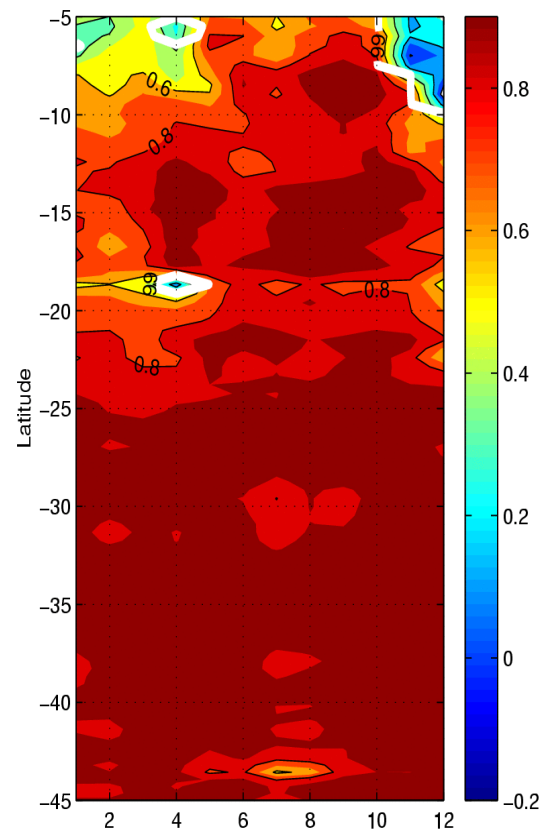


Figure 3.5 : Corrélations (calculée pour chaque mois) entre moyennes mensuelles du transport d'Ekman et du transport vertical. La ligne blanche indique une significativité égale à 99%.

Variations interannuelles

Les anomalies de T_{VS} , T_C , T_{EK} et W_{EK} sont présentées sur les Figures 3.2 et 3.6. Les anomalies de T_{VS} , T_C et T_{EK} sont très similaires. Au Sud de 20°S, les anomalies négatives

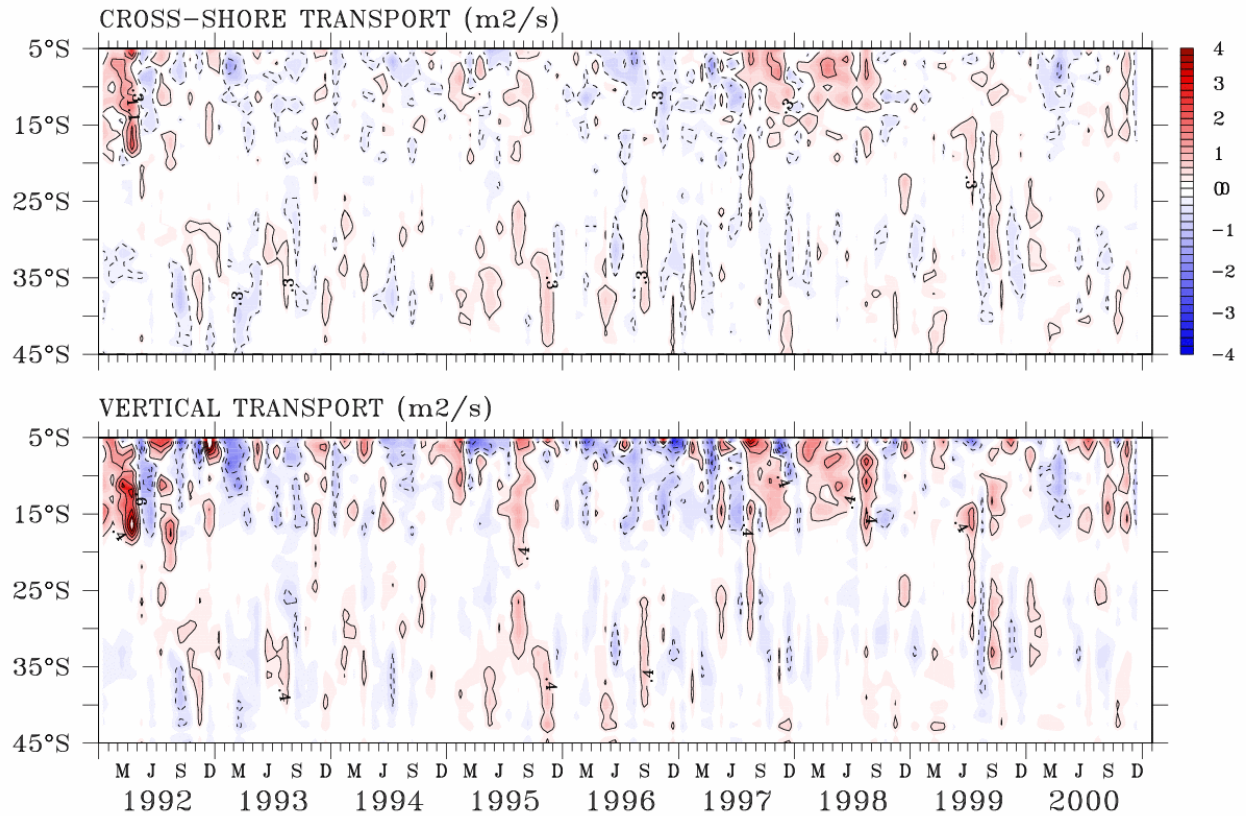


Figure 3.6 : Anomalies relatives au cycle saisonnier de 1991 à 2001 en m^2/s de : a) transport vertical (bas); b) transport vers le large (haut).

(positives) du T_{EK} correspondent parfaitement aux anomalies négatives (positives) du T_{VS} et du T_C . Au Nord de 18°S, les anomalies sont plus prononcées et ont lieu principalement lors des évènements El Niño. Les transport verticaux et cross-shore augmentent en 1992 et en juillet 1997 et mai 1998. Les anomalies du transport cross-shore sont plus marquées et plus fréquentes au Nord de 15°S.

Profondeur d'influence du Transport d'Ekman

En résumé, le transport vertical entre 15 et 50 m est pratiquement contrôlé par le transport d'Ekman aussi bien aux échelles saisonnières qu'interannuelles. Par ailleurs, la Figure 3.3 montre un transport vertical qui s'approfondit vers le Sud, le transport d'Ekman semble donc avoir une influence qui s'étend plus en profondeur vers le Sud. Les corrélations entre transport d'Ekman et vitesses verticales permettent une estimation de la profondeur d'influence du vent, qui ne coïncide pas avec la profondeur de la couche d'Ekman. Celle-ci est définie comme la profondeur à laquelle la vitesse des courants est nulle : c'est la couche dans laquelle a lieu le transport d'Ekman et le transport vertical induit par conservation s'effectue en dessous de la couche d'Ekman. Les corrélations entre transport d'Ekman et vitesses verticales en fonction de la profondeur et de la latitude (Figure 3.7) sont maximales autour de 50 m quelle que soit la latitude et atteignent des valeurs supérieures à 0.9 au Sud de 13°S contre seulement 0.6 au maximum au Nord de 13°S. Elles sont, par ailleurs, bien plus élevées en profondeur vers le Sud. En effet, au Nord de 10°S, les corrélations supérieures à 0.5 se limitent à une couche de surface limitée à 70 m. Entre 10°S et 18°S, elles sont comprises entre la surface et 150 m de profondeur. La stratification dans ces deux régions est très importante avec une thermocline très resserrée et proche de la surface (cf Figure 2, chapitre 2). Aux alentours de 18°S, les corrélations supérieures à 0.5 se situent dans les 50 premiers

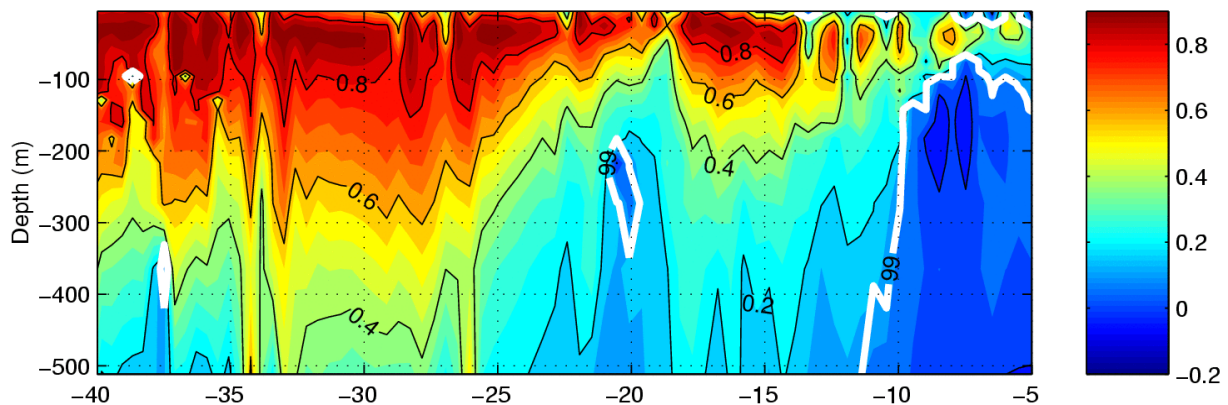


Figure 3.7 : Corrélation entre transport d'Ekman et transport vertical en fonction de la profondeur sur la période 2000 à 2004. La ligne blanche indique une significativité égale à 99%.

mètres : le transport d'Ekman a une influence très limitée en surface. Dans cette région, le vent est particulièrement faible et donc peu influent en profondeur. Au Sud de 18°S, les corrélations supérieures à 0.5 s'étendent au-delà de 200 m, ce qui indique une influence du vent qui pénètre dans les couches plus profondes. La stratification y est moindre (cf. Figure 2, chapitre2) et le vent est très fort, maximum entre 25°S et 35°S.

122 *Structure thermique à la côte*

L'intensité de l'upwelling est fortement contrôlée par le vent mais qu'en est-il des températures des eaux qui affluent, provenant de la base de la couche d'Ekman ?

Le cycle saisonnier des profondeurs des isothermes, caractérisant la structure thermique à la côte, est comparé à celui des processus d'Ekman, estimé dans le paragraphe précédent

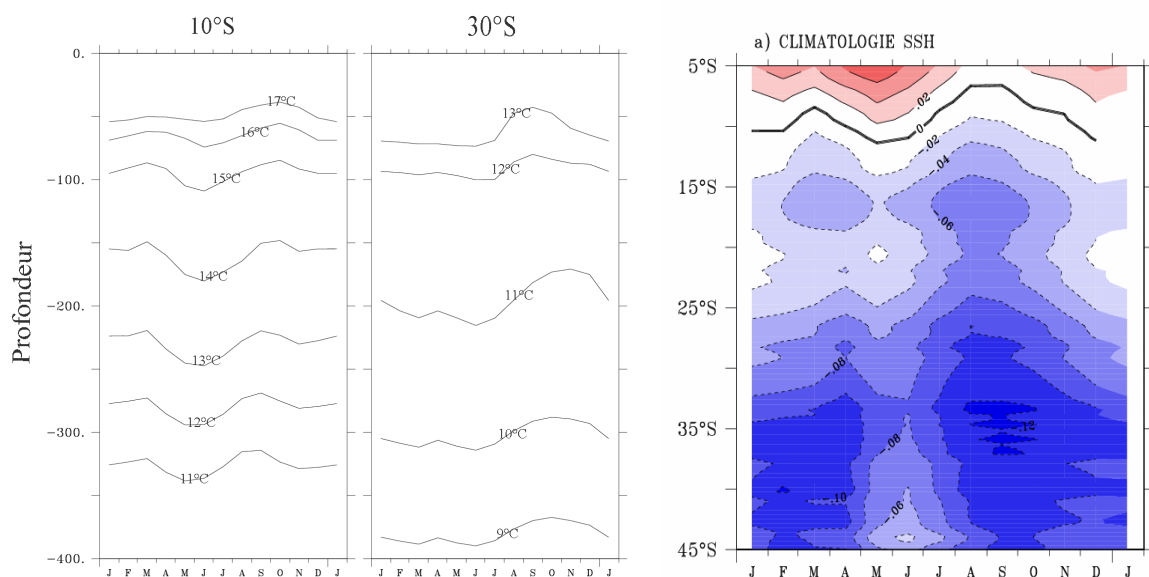


Figure 3.8 : Cycle saisonnier moyen des isothermes à la côte à 10°S (gauche) et à 30°S (milieu) entre la surface et 400 m. Seules les isothermes présentes à la côte toute l'année sont représentées. Le cycle saisonnier moyen de la SSH du modèle en fonction de la latitude est calculé de 1991 à 2001 (droite).

(Figure 3.8). Seules les isothermes comprises entre la surface et 400 m toute l'année sont représentées : à 10°S ce sont les isothermes entre 11°C et 17°C et à 30°S entre 9°C et 13°C. Les isothermes plus en surface ne sont pas présentes à la côte toute l'année et leur cycle saisonnier est seulement partiellement résolu. Au Pérou (respectivement au Chili), les isothermes 15°C, 16°C et 17°C (respectivement isotherme 13°C) sont situées en moyenne dans la thermocline (cf. chapitre 2 Figure 2) et les variations de profondeur des isothermes plus froides, en dessous de la thermocline, permettent de caractériser les mouvements verticaux de la partie inférieure de la thermocline.

La profondeur des isothermes (Figure 3.8), comprise entre la surface et 400 m, se caractérise, aussi bien au Pérou qu'au Chili, par un cycle semi-annuel marqué par une remontée des isothermes en mars-avril puis en septembre-décembre. La première remontée (mars-avril) est moins importante vers la surface qu'en profondeur, en effet les isothermes 12°C et 13°C à 30°S et 17°C à 10°S ne présentent quasiment qu'un seul affleurement annuel. A 10°S, les isothermes remontent d'une trentaine de mètres aussi bien en mars-avril qu'en septembre-décembre alors qu'à 30°S, les isothermes remontent bien plus en septembre-décembre (50 m) qu'en mars-avril (10 m). Ce cycle saisonnier semi annuel n'est pas du tout en accord avec ceux du transport ou du pompage d'Ekman. En revanche, la hauteur de la mer du modèle (SSH, "*Sea surface Height*", Figure 3.8), présente deux minimums aux mêmes périodes que les profondeurs des isothermes le long de toute la côte: en avril-mai et en septembre-décembre. La SSH est négative toute l'année au Sud de 10°S; en revanche, au Nord de cette latitude, elle est maximum et positive en mai indiquant la présence d'un courant côtier de surface dirigé vers le pôle, sûrement le sous-courant côtier qui surface. Ce courant sera examiné plus en détails à la section 2.

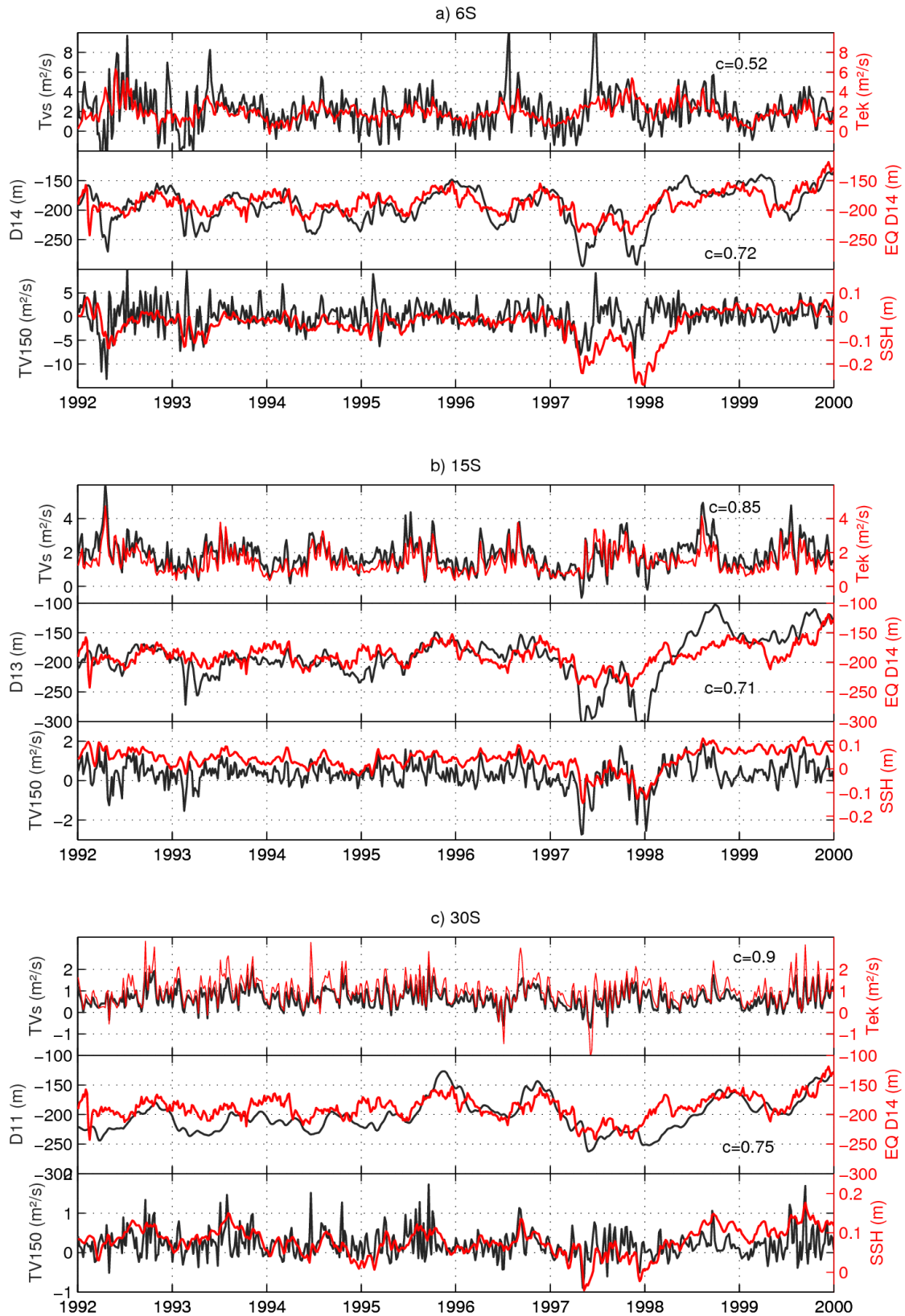


Figure 3.9 : a) Séries temporelles à 6°S; en haut : transport d'Ekman (T_{EK} , rouge) et transport vertical de surface (T_{Vs} , noir); au milieu : isotherme 14°C à la côte ($D14$, noir) et à l'équateur ($EQD14$, rouge) ; en bas : transport vertical à 150 mètres ($TV150$, noir) et hauteur de la mer (SSH , rouge). La SSH a été multipliée par -1 pour des raisons de visibilité. b) même chose qu'en a) mais à 15°S l'isotherme côtière considérée est 13°C ($D13$). c) même chose qu'en a) mais à 30°S l'isotherme côtière considérée est 11°C ($D11$)

La variabilité semi annuelle étant importante à l'équateur [*Kessler et al* 1998, *Rebert et al* 1985, *McPhaden et Hayes* 1990], les fluctuations de profondeur des isothermes et de la SSH pourraient, aux échelles saisonnières, être reliées aux fluctuations des variables à l'équateur. Afin de préciser l'influence du forçage équatorial et du forçage local, les séries temporelles du transport d'Ekman, transport vertical, de la profondeur des isothermes, de la SSH sont examinées à différentes latitudes (Figure 3.9). La profondeur de l'isotherme 14°C à l'équateur (0°S, 105°W) et le transport vertical profond à 150 m à la côte (T_{V150}), sous la thermocline, ont été ajoutés. A 6°S, les isothermes sont proches de la surface et la base de la thermocline correspond approximativement à l'isotherme 14°C alors qu'à 30°S c'est l'isotherme 11°C. A 110°W et 0°S, l'isotherme 14°C se situe à la base de la thermocline.

Comme il a été vu précédemment, T_{EK} et T_{VS} sont parfaitement en accord vers le Sud : à 30°S, les variations du transport vertical entre 15 et 50 m suivent parfaitement celles du transport d'Ekman avec une corrélation qui atteint 0.9, confirmant que le transport vertical est forcé par le vent local. A 6°S, la corrélation est moins bonne (0.54), et le transport vertical présente une grande variabilité haute fréquence.

A 6°S, le transport vertical en surface et le transport d'Ekman ont des variations saisonnières similaires. T_{VS} présente cependant davantage de variabilité haute fréquence et des maximums en milieu d'année 1996 et 1997 ne semblent pas reliés au transport d'Ekman. La corrélation entre les deux séries temporelles est de 0.54. Les variations de profondeur de l'isotherme 14°C à 6°S sont parfaitement en accord avec celles de l'isotherme 14°C à l'équateur aussi bien aux échelles interannuelles qu'aux plus hautes fréquences. Les variations de profondeur des isothermes sont principalement marquées par l'évènement El Niño de 1997/1998. Un approfondissement de plus d'une centaine de mètres à la côte est associé à un

approfondissement de l'isotherme 14°C à l'équateur en mars et décembre 1997. Ces approfondissements sont associés à un transport vertical à 150 m vers le fond alors qu'en surface le transport vertical et le transport d'Ekman sont positifs. Hors période El Niño, les séries temporelles de la profondeur des isothermes côtières et équatoriale restent en bon accord avec des variations très proches et une corrélation supérieure à 0.7 sur toute la période. On note cependant en 1992/1993, un approfondissement d'une quarantaine de mètres au début de chaque année, associé à un transport d'Ekman faible, des transports de surface et profonds négatifs. La SSH présente des variations tout à fait similaires aux profondeurs d'isothermes marquées par une augmentation de niveau de la mer durant l'évènement 1997/1998. Les corrélations entre profondeur de l'isotherme côtière et SSH atteignent -0.82 confirmant que, dans cette région, un modèle « shallow water » à deux couches (cf chapitre 1) est une bonne approximation de la relation entre niveau de la mer et profondeur de la thermocline.

A 15°S , la profondeur de la thermocline à la côte a des variations proches de celles de 6°S et les séries temporelles à 15°S et à l'équateur ont une corrélation supérieure à 0.7. En mars et décembre 1997, l'approfondissement de la thermocline (de l'ordre de 100 m) est associé à un T_{V150} négatif et une SSH qui augmente mais aussi à un transport vertical en surface quasiment nul. En début d'année 1992 et 1993, on retrouve, tout comme à 6°S , l'approfondissement de l'isotherme côtière associé à un transport vertical profond négatif ; en revanche le transport vertical de surface à 15°S n'est pas marqué par une diminution telle qu'à 6°S . Pendant la Niña (fin 1998), la profondeur de l'isotherme à 15°S à la côte ne semble plus suivre celle de l'équateur mais davantage le transport vertical de surface et le transport d'Ekman.

A 30°S , les variations du transport vertical en surface sont parfaitement corrélées à celles du transport d'Ekman (0.9) et le transport vertical profond a des variations bien plus proches de celles de T_{EK} confirmant une influence plus profonde du vent due à une

stratification moindre. Les amplitudes des variations de profondeur des isothermes côtières sont moins grandes qu'au Nord et particulièrement moins importantes durant les événements El Niño : l'approfondissement n'est que d'une cinquantaine de mètres en 1997-1998. La profondeur de l'isotherme côtière est moins bien corrélée à la SSH (-0.58), en effet au Sud, la thermocline est moins stratifiée et le modèle « shallow water » à deux couches atteint ses limites de validité. En revanche, la profondeur de l'isotherme à la côte est en bon accord avec celle à l'équateur (0.75) y compris durant les années La Niña 1998-1999.

Profondeur d'influence du forçage équatorial

Pour chaque latitude, la profondeur des isothermes situées dans la thermocline présente des corrélations moins bonnes avec celle de l'isotherme 14°C à l'équateur (de l'ordre de 0.6). Les corrélations entre les variations de profondeur de l'isotherme 14°C à l'équateur et

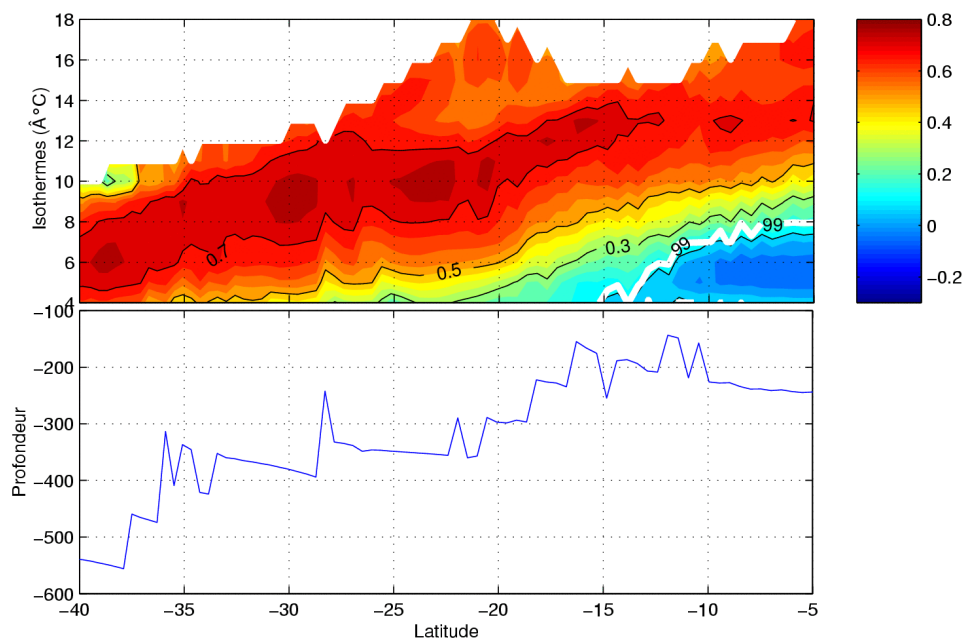


Figure 3.10 : En haut : Corrélation entre l'isotherme 14°C à l'équateur-105°W et les isothermes comprises entre 4°C et 18°C à la côte. Seules les corrélations correspondant à des isothermes côtières présentes à la côte pendant au moins 7 ans sont représentées en couleur. La ligne blanche indique une significativité égale à 99%. En bas : profondeur des isothermes côtières de corrélation maximale à chaque latitude.

de différentes isothermes le long de la côte du Pérou et du Chili (Figure 3.10) permettent de déterminer la profondeur d'influence du forçage équatorial en fonction de la latitude. Les profondeurs des isothermes sont choisies plutôt que les températures elles-mêmes afin d'identifier plus facilement les propagations des variations de l'équateur aux côtes sud-américaines.

Des corrélations supérieures à 0.65 correspondent à des isothermes comprises entre 12°C et 16°C au Nord de 10°S et entre 6°C et 12°C vers 30°S. Ces isothermes sont situées à la base ou en dessous de la thermocline (Figure 2 chapitre 2). Les corrélations élevées correspondent donc à des isothermes côtières de plus en plus froides vers le Sud, situées sous la thermocline, en dessous de la zone d'influence du transport d'Ekman. Les isothermes correspondant aux corrélations maximales se situent à des profondeurs qui augmentent vers les Sud (Figure 3.10 b). Les profondeurs varient de 150 à 250 m au Nord de 18°S et de 300 et 400 m entre 18°S et 35°S.

Ondes: vecteurs du forçage équatorial

Les propagations des perturbations équatoriales le long des côtes sud-américaines s'effectuent via les ondes océaniques : les ondes de Kelvin équatoriales puis des ondes piégées à la côte (CTW) [Enfield 1987]. Deux périodes de propagation principales ont été identifiées dans les études précédentes [Enfield et al 1987, Hormazabal et al 2001], autour de 5 - 10 jours et de 50-70 jours. Les périodes de fluctuations de 5-10 jours ne peuvent être identifiées dans le modèle compte tenu du pas de temps (5 jours) des sorties. Sur la Figure 3.9, de la variabilité intrasaisonnière peut être identifiée sur les différents paramètres. Afin de confirmer la présence d'ondes dans le modèle, une analyse en ondelettes est effectuée sur les sorties du modèle. L'analyse sur les isothermes 13°C à 15°S (Figure 3.11) est représentative des résultats

obtenus à différentes latitudes. Des résultats similaires ont été obtenus sur la SSH ou le transport vertical à 150 m à toutes les latitudes.

Des périodes de 40/70 jours significatives sont apparentes en mars-avril 1992, au début des années 1993, 1994, en hiver 1999 et durant El Niño 1997/1998. Cette période de fluctuation est caractéristique de la propagation des ondes piégées à la côte [Shaffer *et al*, 1997] mais aussi des ondes de Kelvin équatoriales [Kessler *et Mc Phaden* 1995]. La vitesse de propagation des ondes correspondant aux fluctuations de 40-70 jours a été évaluée dans le modèle, à plusieurs latitudes, à l'aide de corrélations retardées entre les séries temporelles filtrées entre 40 et 70 jours. Le résultat obtenu est d'environ 1.7 m/s et ne varie pas avec la latitude alors que les observations et la théorie incluant une topographie réaliste montrent des CTW dont la vitesse de propagation augmente de 0.5 m/s à 5°S à 2-3 m/s à 30°S [Shaffer *et al*, 1997, Brink 1982, Pizarro *et al* 1991]. La faible résolution du modèle et sa bathymétrie sont certainement responsables de cette différence : dans le modèle les ondes se propagent avec des caractéristiques proches des ondes côtières de Kelvin le long d'un mur vertical et non comme des CTW dont la propagation est influencée par la topographie du talus continental. En revanche, nous avons vu au paragraphe précédent que les maximums de corrélation entre isothermes à l'équateur et à la côte s'enfoncent avec la latitude. Cet approfondissement est en

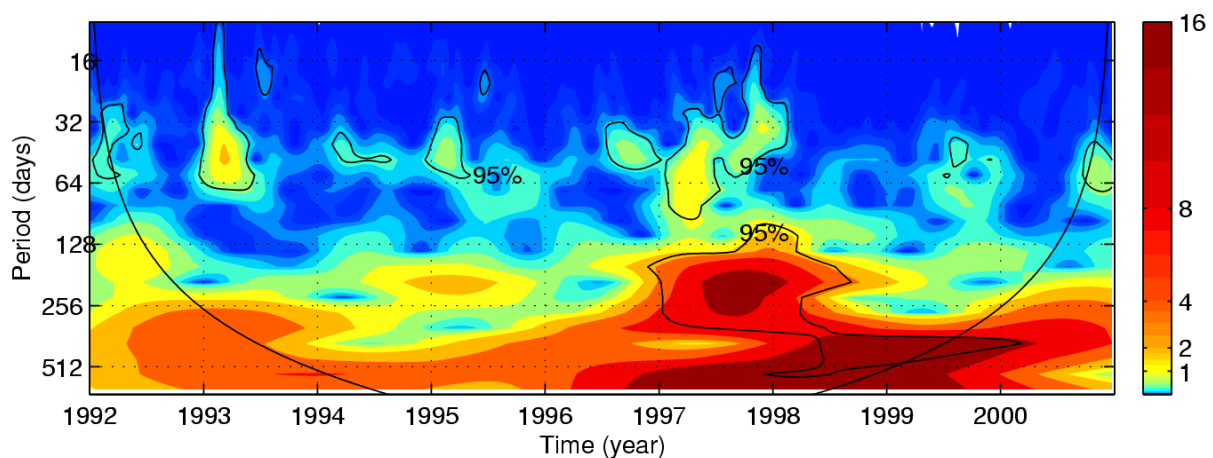


Figure 3.11 : Densité spectrale de la transformée en ondelettes des profondeurs d'isothermes 13°C à 15°S à la côte en $(^{\circ}\text{C})^2$. Les contours représentent un niveau de significativité égal à 95% et le cône d'influence (limite de validité de l'analyse en ondelettes) est représenté en noir sur les côtés.

accord avec la théorie des CTW qui indique une propagation le long du talus continental. Dans le modèle la bathymétrie est très grossièrement représentée et le talus est représenté par un seul point de grille au Pérou : il se situe autour de 150 m de 10°S à 18°S. Il n'est quasiment plus représenté (car trop raide) au delà de 18°S : la côte est donc semblable à un mur. Cette bathymétrie correspond bien aux profondeurs de maximum de corrélation qui augmentent vers le Sud.

Conclusion

Le modèle ORCA05 permet de mettre en évidence des transports vertical de surface (15-50 m) et cross-shore contrôlés par le transport d'Ekman entre 7°S et 18°S et au Sud de 20°S, avec cependant des corrélations moins bonnes au printemps-été. La profondeur des isothermes à la base de la thermocline et le transport vertical plus profond sont soumis au forçage équatorial aussi bien aux échelles saisonnières, intra saisonnières qu'interannuelles. Dans le modèle, des périodes de 40-70 jours ont été identifiées. En 1997-1998, elles sont associées à un approfondissement des isothermes sur toute la côte et à un fort T_{V150} négatif. L'approfondissement de la thermocline en 1997-1998 est donc bien lié à la propagation d'une succession d'ondes de 40-70 jours. La propagation de ces ondes permet donc la transmission des perturbations équatoriales aux côtes sud-américaines. Néanmoins, comment se fait-il que même en dehors des périodes où ont lieu les fluctuations de 40/70 jours, la profondeur des isothermes côtières varie en accord avec celle des isothermes à l'équateur ? Des ondes de périodes plus courtes, telles que les ondes 5-10 jours, non accessibles dans les sorties à 5 jours de ce modèle peuvent être impliquées dans cette propagation.

1.3 ROMS : apport d'une meilleure résolution

Le modèle ROMS avec une résolution de 18 km permet de confirmer les résultats précédents et de faire un bilan sur l'apport d'une meilleure résolution. Le transport d'Ekman est ici calculé à partir des données QuikSCAT journalières (vents utilisés pour forcer le modèle) et la vitesse verticale à la côte à 35 m est considérée au lieu du transport vertical (les vitesses de courants de ROMS étant plus réalistes que celles d'ORCA05 (cf. chapitre 2).

Transport d'Ekman/Vitesse verticale

On retrouve les résultats précédents, obtenus avec ORCA05, avec le modèle ROMS à savoir un transport de surface contrôlé par le transport d'Ekman (Figure 3.12) comme l'illustre le parfait accord des séries temporelles de vitesse verticale et de transport d'Ekman à 15°S. Cependant, les corrélations entre transport d'Ekman et vitesse verticale du modèle ROMS en fonction de la latitude (Figure 3.14 a) alternent entre valeurs élevées (autour de 0.9) et valeurs plus faibles ~ 0.3 . Celles-ci coïncident avec les irrégularités de la côte (Figure 3.14 b) et les valeurs supérieures à 0.8 coïncident avec une côte rectiligne. Ce phénomène est illustré par la Figure 3.15 : la vitesse vers le large est particulièrement forte au Sud des caps (jusqu'à 0.2

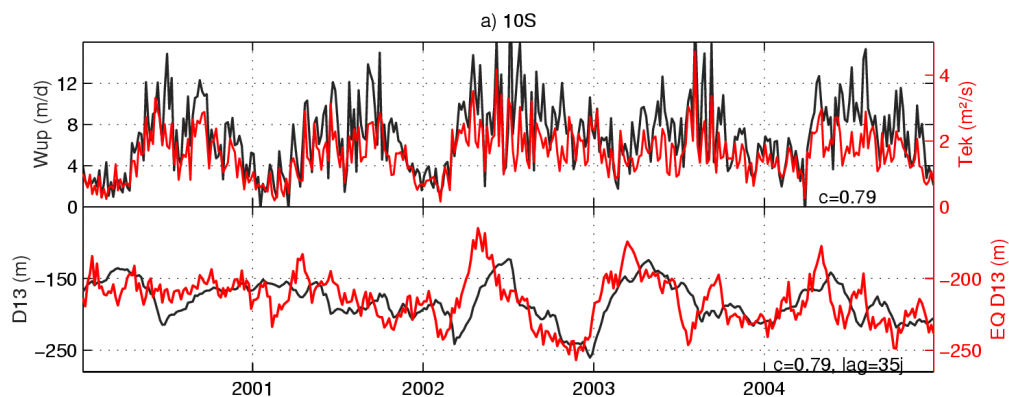


Figure 3.12 : Séries temporelles à 10°S, de, en haut : transport d'Ekman (T_{EK} , rouge) et vitesse verticale à 35 mètres (W_{up} , noir) (le transport d'Ekman est moyenné sur la même grille temporelle que les sorties ROMS ie tous les 5 jours); en bas : isotherme 13°C à la côte ($D13$, noir) et à l'équateur ($Eq13$, rouge).

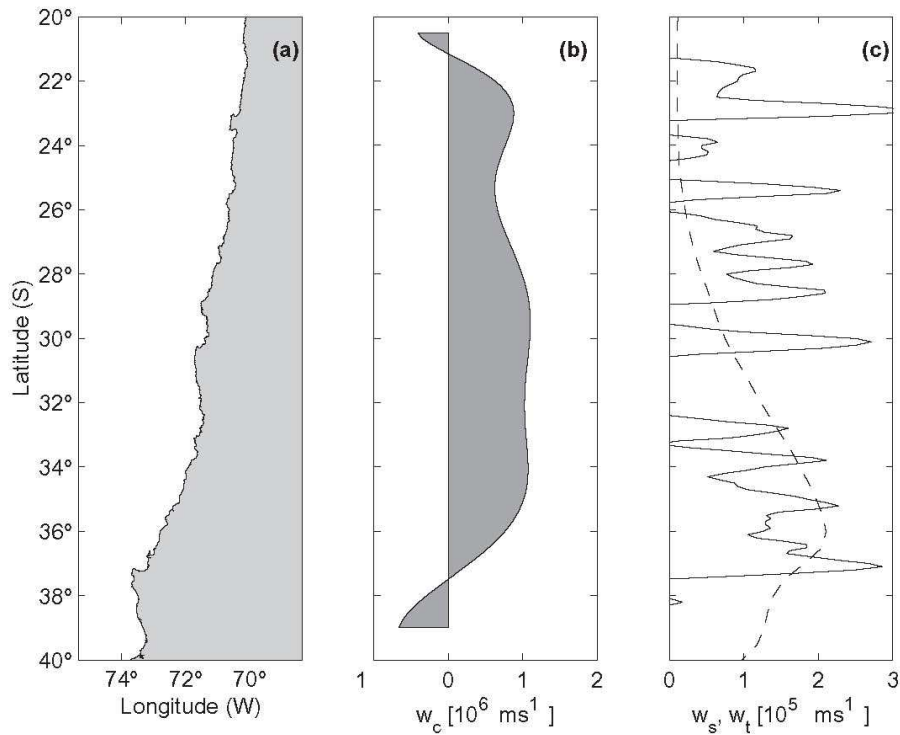


Figure 3.13 : (a) Côte Chilienne (b) Rotationnel de vent (c) Tension de vent (ligne discontinue) et vitesse verticale due au terme de topographie (ligne pleine). D'après Figueroa et Moffat [2000]

m/s) et plus modérée ailleurs. Ces faibles corrélations correspondant aux positions des caps ou des baies sont en accord avec les résultats de *Figueroa et Moffat* [2000] (Figure 3.13) qui suggèrent que le terme d'upwelling dû à la topographie est prépondérant dans les zones de changement méridien d'orientation de la côte au Chili. La contribution du terme de topographie à la vitesse verticale (w_t) peut être estimée en fonction de la composante méridienne du courant de surface (v), de sa largeur (S), du changement d'orientation de la côte (β) et de la profondeur d'une couche de surface d'upwelling (H) :

$$w_t = \frac{Hv^2}{fS^2} \tan \beta \quad [\text{Figueroa et Moffat 2000}]$$

Elle domine le terme dû à l'influence du vent (transport et pompage d'Ekman) à plusieurs endroits de la côte chilienne (par exemple à Antofagasta 23°S, 25°S, Coquimbo 30°S, Valparaiso 33°S, Concepcion 37°S). Le modèle ORCA05 de faible résolution ne permet

de représenter que grossièrement les irrégularités de la côte, l'influence de la topographie dans ORCA05 est donc très faible et les valeurs des corrélations entre T_{EK} et transport verticaux varient moins avec la latitude. Par exemple, à Coquimbo (30°S), la topographie côtière dans la simulation ROMS montre la présence d'un cap (Figure 3.15) alors que dans la simulation ORCA05 la côte est rectiligne. Il en résulte une vitesse zonale moyenne uniforme dans ORCA05 alors qu'elle varie dans ROMS avec une forte intensité vers le large au sud du cap et un transport vers la côte au nord du cap.

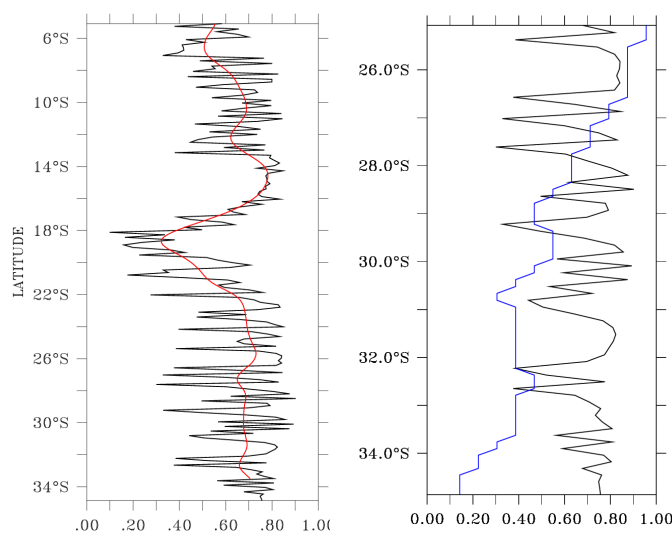


Figure 3.14 : a) Gauche : Corrélation entre vitesse verticale à 35 m et transport d'Ekman du modèle ROMS en fonction de la latitude (de 5°S à 35°S). La ligne rouge représente la corrélation lissée en y. b) Droite : Idem qu'en a) entre 25°S et 35°S, la ligne bleue indique la forme de la côte du modèle.

La méso échelle, malgré une représentation correcte dans le modèle (chapitre 2, Figure 2.9), semble jouer un rôle assez faible sur les transports verticaux et vers le large à la côte dans cette simulation. Les tourbillons sont particulièrement actifs dans la zone de front thermique qui délimite upwelling côtier et eaux du large et le maximum d'énergie due à la méso échelle (figure chapitre 2) se trouve au large. Cependant, des études numériques à plus haute résolution montrent que des tourbillons sont aussi présents à la côte et influent sur les upwellings. Au Sud du Chili, autour de "Punta Lavapie" (vers 37°S), des tourbillons méso-échelle (d'une cinquantaine de km) persistants modifient les conditions d'upwelling [Leth et Middleton 2004]. Par ailleurs, dans une simulation numérique très haute résolution, Mesias et al [2003] notent la présence de tourbillons de tailles similaires à ceux de Leth et Middleton [2004] lors des périodes de relaxation des vents au Nord de "Punta Lavapie". La simulation

1/6° (environ 18 km) de ROMS n'a peut être pas une résolution suffisante pour représenter pleinement l'influence de la méso-échelle très près des côtes.

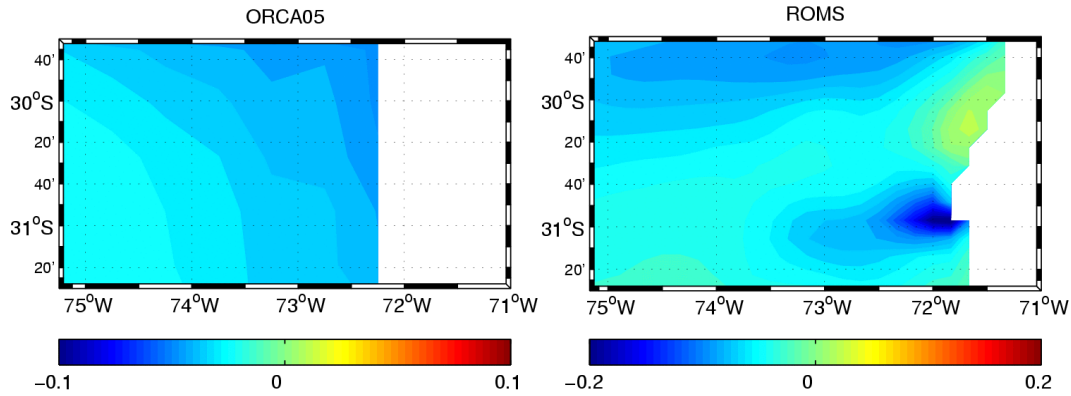


Figure 3.15 : Vitesse zonale moyenne de surface en m/s autour de Coquimbo (30.5°S) d'ORCA05 (à gauche) et de ROMS (à droite). Les moyennes ont été calculées sur 1992-2001 pour ORCA05 et 2000-2004 pour ROMS.

Structure thermique

La profondeur des isothermes à la côte et donc la structure thermique, comme dans ORCA05, sont soumises au forçage équatorial. Par exemple, la profondeur de l'isotherme 13°C à l'équateur et à la côte à 10°S (isotherme située en moyenne à la base de la thermocline cf. figure 2.2 chapitre 2) varient en phase avec un décalage temporel de quelques jours (Figure 3.12). Si on tient compte de ce "lag", les deux séries temporelles ont une corrélation supérieure à 0.7. Les mêmes résultats ont été obtenus à différentes latitudes avec un lag entre variations des profondeurs de ces mêmes isothermes à l'équateur et à la cote, qui augmente vers le Sud. A chaque latitude, les corrélations retardées entre profondeur de l'isotherme 13°C à l'équateur et profondeur des différentes isothermes côtières sont calculées. La série temporelle à la côte ainsi que "le lag" présentant la meilleure corrélation sont retenus. Les vitesses de propagation correspondantes sont ensuite estimées à partir du lag et de la distance entre équateur et latitude considérée (Figure 3.16 a). Les vitesses de propagation varient de

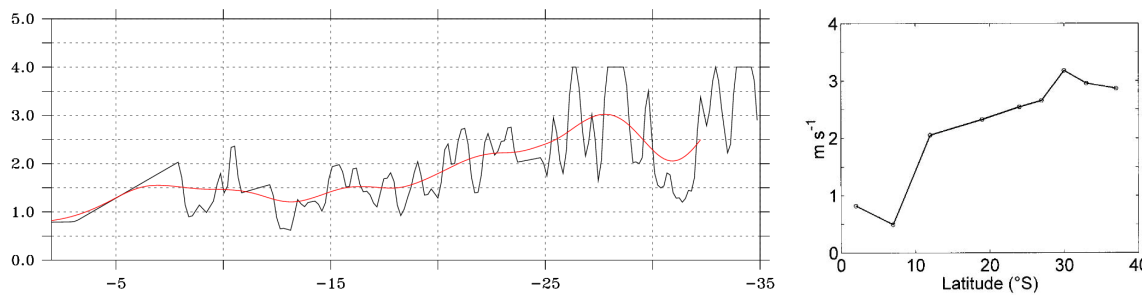


Figure 3.16 : Gauche: Vitesse de propagation en m/s en fonction de la latitude. La vitesse est estimée à partir du maximum des corrélations retardées entre l'isotherme 13°C à l'équateur et les isothermes du talus à la cote; Droite: Vitesse de propagation des anomalies de SSH calculée à partir d'un modèle numérique (adapté de Pizarro et al 2001)

0.5 m/s à 3°S à 4 m/s à 33°S et augmentent vers le Sud (trait rouge sur la Figure 3.16 a). Ces valeurs sont proches des vitesses de propagation des anomalies de SSH calculées à l'aide d'un modèle numérique (incluant une topographie réaliste) par Pizarro et al [2001] (Figure 3.16 b) et des vitesses de propagations des ondes piégées à la côte (0.5 m/s à l'équateur à 2.9 m/s à 37°S).

Avec ORCA05, les vitesses de propagation des ondes côtières ont été estimées à 1.7-1.8 m/s quelle que soit la latitude considérée, ce qui leur donne une caractéristique d'ondes de Kelvin théoriques. Dans le modèle ROMS en coordonnées sigma les ondes se propagent avec des vitesses plus proches des observations, variant avec la latitude. Ces différences de caractéristiques de propagations des ondes côtières sont sûrement dues aux différentes topographies des deux modèles.

Conclusion :

Le modèle ROMS, de meilleure résolution, permet une représentation plus réaliste qu'ORCA05 de la dynamique de l'upwelling côtier du Pacifique Sud-Est. Les transports verticaux et vers le large des eaux côtières dus aux vents « alongshore » favorables à l'upwelling sont fortement modulés par les variations méridiennes d'orientation de la côte.

Le découpage de la côte, plus précis dans ROMS permet de simuler des transports d'eaux résurgentes plus réalistes avec des amplitudes variant en fonction des distributions des caps et des baies. Par ailleurs une meilleure représentation de la topographie côtière mène à des vitesses de propagation des ondes côtières correspondant mieux aux observations et à la théorie, variant avec la latitude.

2 . Courants « alongshore » associés à l'upwelling

Cette section est dédiée à l'étude de la variabilité des 2 principaux courants côtiers : le CPCC (Chili Peru Coastal Current) et le PCUC (Peru Chili Undercurrent). Ces deux courants, comme il a été précisé dans le chapitre 1, sont reliés aux processus d'upwelling côtier, on s'attend donc à une influence des vents locaux sur leur variabilité. Cependant, les études précédentes [*Shaffer et al* 1997, 1999; *Huyer et al* 1991, *Pizarro et al* 2001, 2002] suggèrent que la variabilité du sous-courant est d'avantage soumise à l'influence des ondes de Rossby et des ondes piégées à la côte. Par ailleurs, *Pizarro et al* [2001, 2002] suggèrent qu'il existe un lien direct entre les variations du sous-courant côtier et du niveau de la mer. Aux échelles interannuelles, le niveau de la mer (SSH) et les vitesses des courants varient avec un décalage de 7-9 mois [*Pizarro et al* 2001]; ce décalage serait dû à un déphasage de 90° entre la variabilité de SSH associée aux ondes de Rossby interannuelles (périodes 2-4 ans) et la variabilité du courant géostrophique méridien associé. Ce déphasage expliquerait que les variations du sous-courant sont faibles lors du El Niño de 1997-1998 dans les observations et qu'une intensification se produit plusieurs mois après. Ainsi les ondes de Rossby forcées par les ondes piégées à la côte expliqueraient une grande partie de la variabilité saisonnière et interannuelle du système de courants [*Pizarro et al* 2002].

Afin d'étudier les processus qui influent sur la variabilité du CPCC et du PCUC le long de toute la côte du Pérou et du Chili, et en particulier les contributions du forçage local et du forçage à distance, les variations des deux courants dans le modèle ORCA05 sont comparées à celles des vents locaux, de la SSH et du sous-courant équatorial (EUC). Des analyses en ondelettes permettent également de mettre en évidence les principales périodes de variabilité. Certains points seront ensuite précisés à l'aide du modèle ROMS.

2.1 ORCA05

Des sections "cross-shore" du courant moyen parallèle à la côte ont été présentées dans le chapitre 2 à 6 latitudes (Figure 2.7). Le courant de surface dirigé vers l'équateur (CPCC) et le courant de sub-surface dirigé vers les pôles (PCUC) sont tout deux clairement présents. Le cœur du CPCC, représenté par un maximum de vitesse positive, reste piégé à la surface alors que le cœur du PCUC s'approfondit vers les hautes latitudes, variant de quelques mètres de profondeur au Pérou à 250 m à 35°S. La vitesse du noyau des deux courants est plus importante au Nord de 18°S et le PCUC est considérablement plus faible au Sud de 33°S. Le sous-courant atteint des valeurs de 4.6 cm/s à 5°S et reste inférieur à 0.4 cm/s au Sud. L'extension verticale des deux courants s'étend en profondeur avec la latitude. La limite inférieure du CPCC (respectivement du PCUC) s'étend de quelques mètres (respectivement 150 m) au Nord à une centaine de mètres (respectivement 450 m) au Sud de 25°S. L'approfondissement du PCUC avec la latitude a été relié à la conservation de la vorticité potentielle, en première approximation [Penven *et al* 2005]. Cet approfondissement est aussi en accord avec la théorie linéaire de *Mc Creary et al* [1981], appliquée à la région du Pérou-Chili par *Pizarro et al* [1999] (cf chapitre 1). L'extension verticale du transport vers la surface (section 1 Figure 3.3) est en grande partie située dans le noyau du PCUC : la plupart du flux

vers le Sud en surface provient donc du PCUC. Les analyses de sections CTD à 5°S ont montré que la source de ce flux en surface se situait sous la thermocline, dans le PCUC, à 50-100 m de profondeur [Huyer *et al* 1987].

Pour la suite, le transport du sous-courant dans ORCA05 a été évalué en intégrant les vitesses parallèle à la côte, négatives entre 40 m et 400 m et entre la côte et 50 km au large. Le CPCC peut parfois changer de sens à la côte [Strub *et al* 1998], le transport de ce courant est estimé en considérant seulement la maille de surface à la côte (centrée à 5 m de profondeur).

211 Variations saisonnières et interannuelles

Cycle saisonnier

Les cycles saisonniers des deux courants sont quasiment opposés (Figure 3.17).

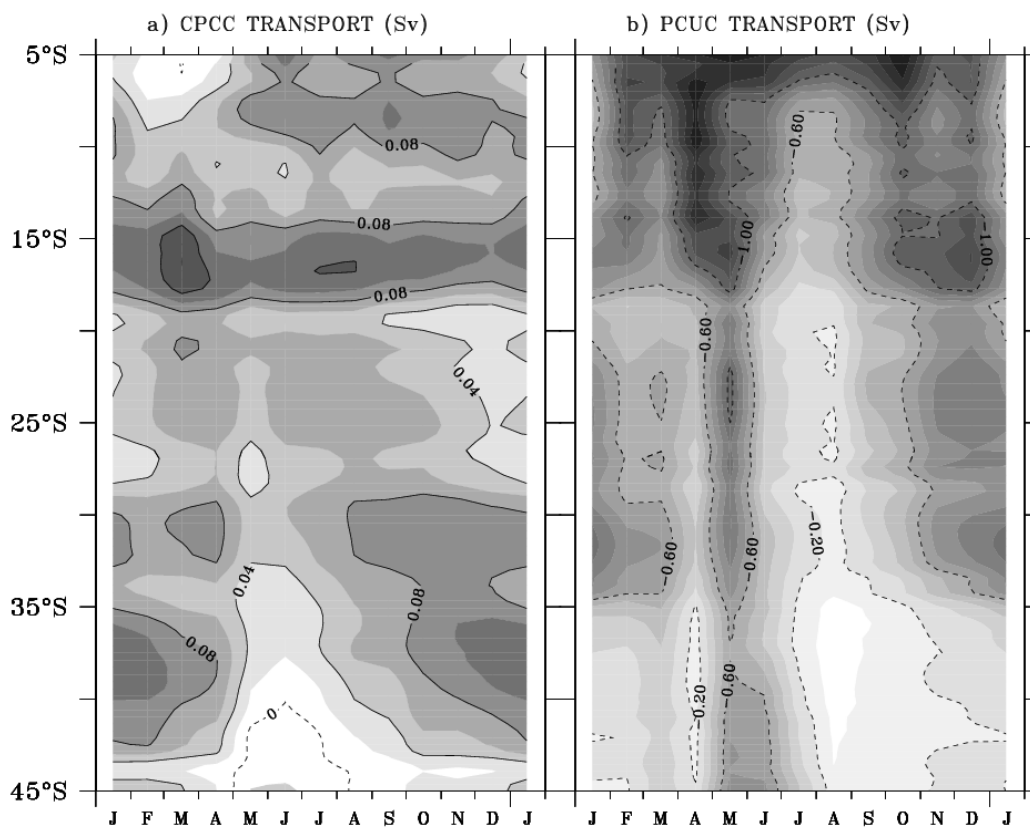


Figure 3.17 : Cycle saisonnier du CPCC (a), du PCUC (b) en Sv.

Au Nord de 15°S, le transport du CPCC est maximum du printemps à l'été et est minimum (inférieur à 0.04 Sv) en hiver. Entre 15°S et 35°S, le CPCC a deux maximums d'environ 0.1 Sv : le premier se décale de l'hiver au printemps vers le Sud et le second a lieu en mars. Le premier maximum, en hiver, a été signalé dans de précédentes études [Strub *et al* 1998]. Au Sud de 35°S, le CPCC oscille entre direction vers l'équateur au printemps-été et vers le pôle Sud en hiver. Ces renversements de courant correspondent à la transition de la saison d'upwelling à la saison de downwelling.

Le sous-courant montre un cycle saisonnier avec plusieurs maximums dans toute la région. Un bref maximum se produit en mars-avril, avec des valeurs supérieures à 1 Sv au Nord de 18°S contre environ 0.8 Sv au Sud. Un maximum plus long, mais de moindre intensité a lieu au printemps-été. Au Sud de 33°S, le maximum d'été est moins important (de l'ordre de 0.2 Sv). En hiver (juillet-août-septembre), le sous-courant est minimum le long de toute la côte avec des valeurs inférieures à 0.6 Sv au Sud de 5°S et inférieures à 0.1 Sv au Sud de 35°S. Comme il a été vu dans le chapitre 2, le cycle saisonnier à 30°S est en accord avec celui évalué à partir d'un mouillage [Shaffer *et al* 1999], même si le maximum se produit un mois plus tard dans le modèle. Il a déjà été noté précédemment que le PCUC est plus faible au Chili qu'au Pérou, la figure du cycle saisonnier permet de mieux visualiser la différence d'intensité entre les deux régions. 20°S semble être approximativement la latitude de transition, au nord de cette latitude, le flot du PCUC est beaucoup plus important.

Le cycle saisonnier du PCUC est donc opposé à celui du CPCC entre 10°S et 25°S.

Variabilité interannuelle

Les variations interannuelles du transport du CPCC et du PCUC sont représentées Figure 3.18. Durant la période d'étude, les fluctuations les plus importantes des deux courants sont associées au El Niño de 1997-1998 et de façon moindre à celui de 1992-1993. Le PCUC montre la variabilité interannuelle la plus forte. Le flot du CPCC décroît (anomalies

inférieures à -0.04 Sv) alors que le PCUC augmente en avril-mai 1997 avec des anomalies supérieures à $+0.8$ Sv. Un second pic dans les anomalies du PCUC a lieu en novembre-

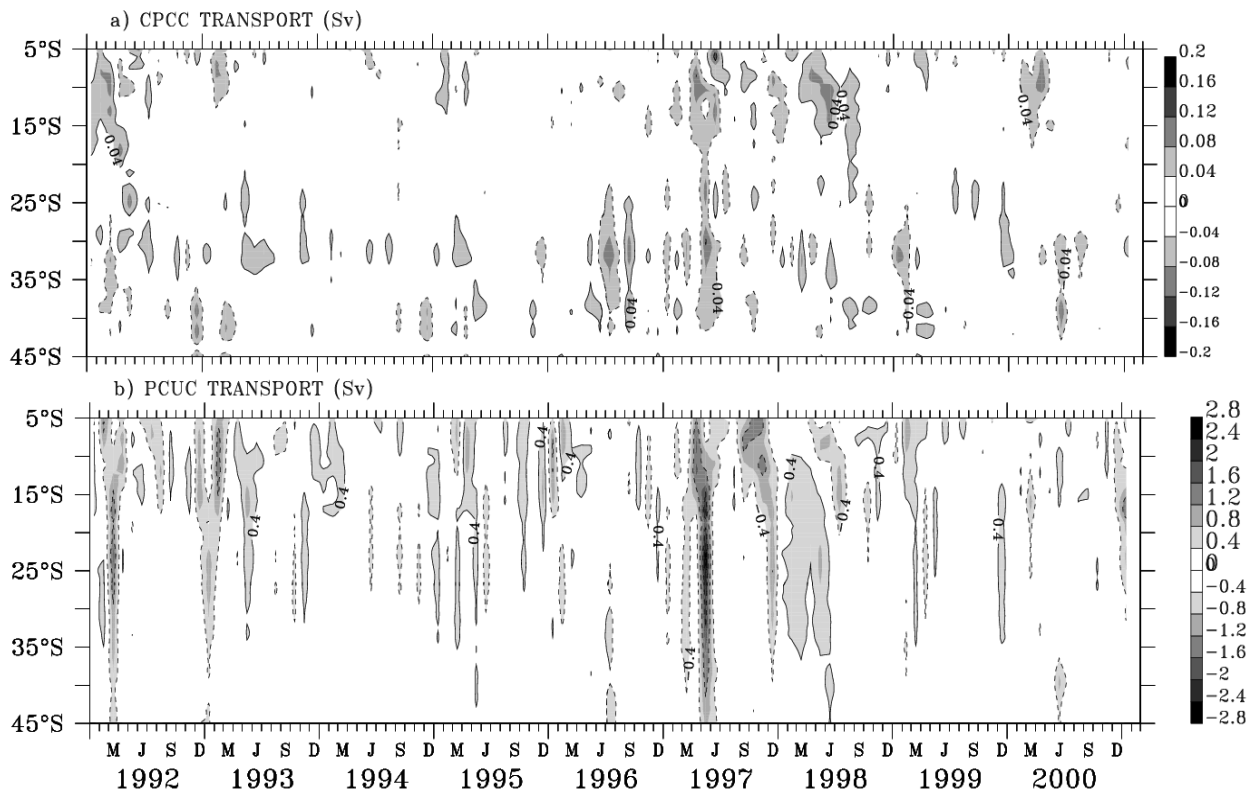


Figure 3.18 : Anomalies interannuelles de transport du CPCC (a), du PCUC (b), en Sv.

décembre 1997. Les autres périodes de fluctuations notables apparaissent en mars 1992, avec des anomalies négatives (-0.4 Sv) et lors du premier semestre de 1998 avec des anomalies positives. L'augmentation du flot du PCUC lors des El Niño de 1992 et avril 1997 a été observée par *Blanco et al* [2002] dans les courants géostrophiques estimés à partir de données hydrologiques et par *Shaffer et al* [1997, 1999] dans les données des mouillages côtiers. Les courants géostrophiques ont été estimés entre 18°S et 24°S et montrent un fort courant dirigé vers les pôles ($25\text{--}30$ cm/s) durant deux périodes : de mai à juin 1997 et d'octobre 97 à février 98. Ces deux périodes correspondent bien aux fortes anomalies de transport du modèle. A 30°S , le mouillage [*Shaffer et al* 1997, 1999] montre cependant un flot aussi fort durant le El Niño 1994 qu'en 1997. Les anomalies de 1994

n'ont pas été simulées par le modèle, en revanche celles de 1997 sont trop importantes à 30°S.

212 Les mécanismes et processus à l'origine de la variabilité du PCUC

Le vent

Les variations saisonnières et interannuelles du CPCC et du PCUC sont confrontées à celles du transport du pompage d'Ekman, présentées à la section 1 (Figure 3.1 et 3.2).

Au Nord de 25°S, le cycle saisonnier du CPCC est différent de celui du transport et du pompage d'Ekman. En revanche, au Sud de 25°S, le cycle saisonnier du CPCC est en accord avec celui du transport vertical de surface et du transport d'Ekman (maximum au printemps-été et opposé en hiver), ce qui pourrait indiquer que le courant côtier est piloté par le gradient de densité dû à la présence d'un upwelling côtier. Aux échelles interannuelles, aucune similarité n'a été mise en évidence entre le CPCC

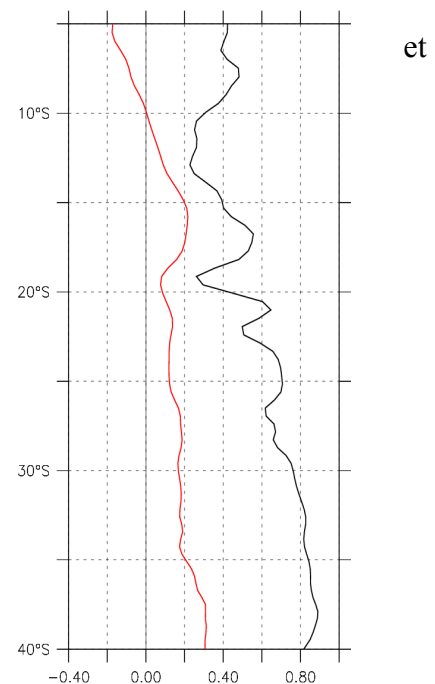


Figure 3.19 : Corrélation en fonction de la latitude entre transport d'Ekman et PCUC (rouge), et transport d'Ekman et CPCC (noir)

(Figure 3.18) et les processus d'Ekman (Figure 3.2) ; par contre la décroissance du CPCC durant le El Niño de 1997-1998 est en phase avec l'intensification du PCUC. Entre 10°S et 30°S, les corrélations entre CPCC et transport d'Ekman (Figure 3.19) sont autour de 0.5. Au Nord de 10°S, le CPCC est faible et disparaît quasiment en été, durant le surfacage du PCUC [Lukas, 1985]. Au Sud de 30°S, le CPCC est fortement corrélé (0.8) au transport d'Ekman et donc avec les vents parallèles à la côte. Cette corrélation reflète l'influence des vents alongshore favorables à l'upwelling sur les courants de surface aux échelles saisonnières.

Un lien entre variabilité entre sous-courant côtier et 'upwelling n'apparaît pas, ni aux échelles saisonnières, ni aux échelles interannuelles comme en témoignent les faibles corrélations de la Figure 3.19. Aux échelles saisonnières, le double maximum du PCUC n'est pas présent dans le transport vertical ni dans les processus d'Ekman. Aux échelles interannuelles, lors des événements El Niño, les processus d'Ekman ne montrent pas d'augmentation aussi nette que le PCUC aux mêmes périodes. Il n'y a pas de corrélation directe entre le PCUC et les vents locaux. Cependant nous avons vu que la zone située autour de 20°S correspondait à une zone de transition entre un flot important au Nord de cette latitude et plus faible au Sud. Or cette zone située autour de 20°S correspond à une zone de faible vent, donc de faible transport d'Ekman et de faible upwelling (cf sections précédentes figure 3.1 et 3.4).

La variabilité du PCUC ne semble donc pas directement reliée à celle du vent local ni aux échelles saisonnières, ni aux échelles interannuelles. Au nord de 30°S, celle du courant de surface côtier non plus. La variabilité haute fréquence (néanmoins de période supérieure à 10 jours vu la résolution du modèle) ne révèle pas non plus de similarités. Dans le chapitre 1 nous avons vu qu'un des processus pour expliquer la présence de ces deux courants faisait intervenir le gradient de pression cross-shore (et donc la SSH), qui par géostrophie générerait un courant de surface et plus indirectement un sous-courant. Dans la mesure où le vent et les courants côtiers ne varient pas en phase, nous nous proposons de comparer les variations de courant géostrophiques à la côte évaluées à partir de la SSH aux deux courants dans le modèle.

Courants géostrophiques

Les courants géostrophiques en surface à la côte sont évalués à partir de la SSH du modèle à l'aide des formules classiques suivantes :

$$\begin{cases} u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial SSH}{\partial y} \\ v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial SSH}{\partial x} \end{cases}$$

où f désigne le paramètre de Coriolis, g l'accélération de la pesanteur et SSH le niveau de la mer du modèle.

Par ailleurs les courants géostrophiques en sub-surface sont évalués à partir de l'hydrologie. Les champs de température et de salinité du modèle permettent d'estimer la densité puis les courants géostrophiques :

$$\begin{cases} u_g(Z) = -\frac{g}{f} \int_{\ln m}^Z \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho(z)}{\partial y} dz \\ v_g(Z) = \frac{g}{f} \int_{\ln m}^Z \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \end{cases}$$

où $\rho(z)$ la densité de l'eau à la profondeur z évaluée à partir des champs de température et salinité. "Lnm" est le niveau de référence ("level of no motion") des courants, choisi ici à 1000 m.

Les variations du CPCC sont en phase avec celles de l'intensité du courant géostrophique à la côte comme en témoignent les corrélations entre ces deux courant (Figure 3.20 b. en noir). En effet, les corrélations sont supérieures à 0.8 de 5°S à 20°S et au sud de 33°S et elles sont supérieures à 0.6 entre 20°S et 33°S.

Les séries temporelles de l'intensité du courant géostrophique de sub-surface à la côte évalué à partir de l'hydrologie et du PCUC dans le modèle ORCA05 sont représentées à trois latitudes différentes : 6°S, 15°S et 30°S (Figure 3.20). Ces séries temporelles sont caractérisées par une grande variabilité intra saisonnière aux trois latitudes : un cycle saisonnier est difficile à identifier. La variabilité intra saisonnière est associée à des amplitudes de fluctuations plus importantes au Nord qu'au Sud. Les corrélations des deux

séries temporelles à 6°S sont assez faibles (de l'ordre de 0.41), alors qu'à 30°S les variations des deux courants sont parfaitement en phase, avec une corrélation de 0.71. Les corrélations de ces deux courants en fonction de la latitude (Figure 3.20 b) sont supérieures à 0.6 entre 15°S et 35°S illustrant ainsi le fait que les variations du PCUC sont induites par celles du gradient de pression. Au Nord de 10°S, les corrélations diminuent vers l'équateur et sont inférieures à 0.4 à 10°S.

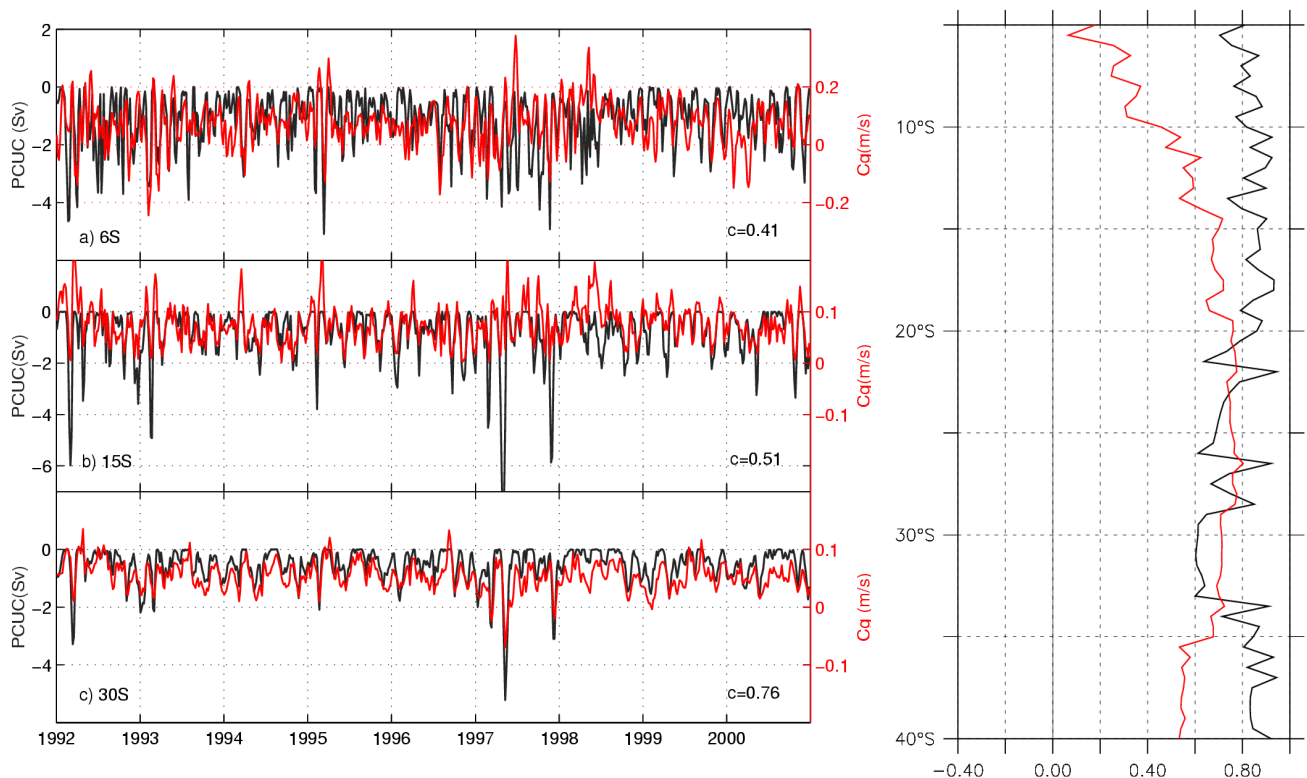


Figure 3.20 : a) Gauche : séries temporelles du module du courant géostrophique à la côte évalué à partir de l'hydrologie (rouge, en m/s) et du PCUC (noir en Sv). b) droite : Corrélation entre CPCC (resp PCUC) et courant géostrophique côtier évalué à partir de la SSH en noir (resp rouge).

Ainsi, tout au long de la côte, la variabilité du courant côtier de surface montre un bon accord avec celle des courants géostrophiques calculés à partir de la SSH : le CPCC est en équilibre géostrophique et est bien forcé par le gradient de pression cross shore. Au sud de 30°S, les fluctuations de CPCC et donc celles des gradients de SSH sont directement influencées par le vent alors qu'au Nord de cette latitude la variabilité n'est pas liée à celle du

vent. Les variations du sous-courant sont également soumises au forçage par le gradient de pression entre 15°S et 35°S. Au Nord de 15°S, l'accord est moins bon et une dynamique différente doit rentrer en jeu.

Au nord de 30°S, nous avons vu que le vent et les deux courants côtiers (PCUC et CPCC) n'étaient pas en phase. Les variations intra saisonnières étant très marquées dans le PCUC du modèle, la section suivante cherche à identifier les principales périodes de fluctuations du PCUC et les processus associés.

Rôles des ondes, lien entre variabilité équatoriale et variabilité du PCUC

Des analyses en ondelettes du sous-courant à différentes latitudes sont effectuées (Figure 3.21). Les ondelettes du sous-courant aussi bien à 15°S qu'à 30°S montrent une

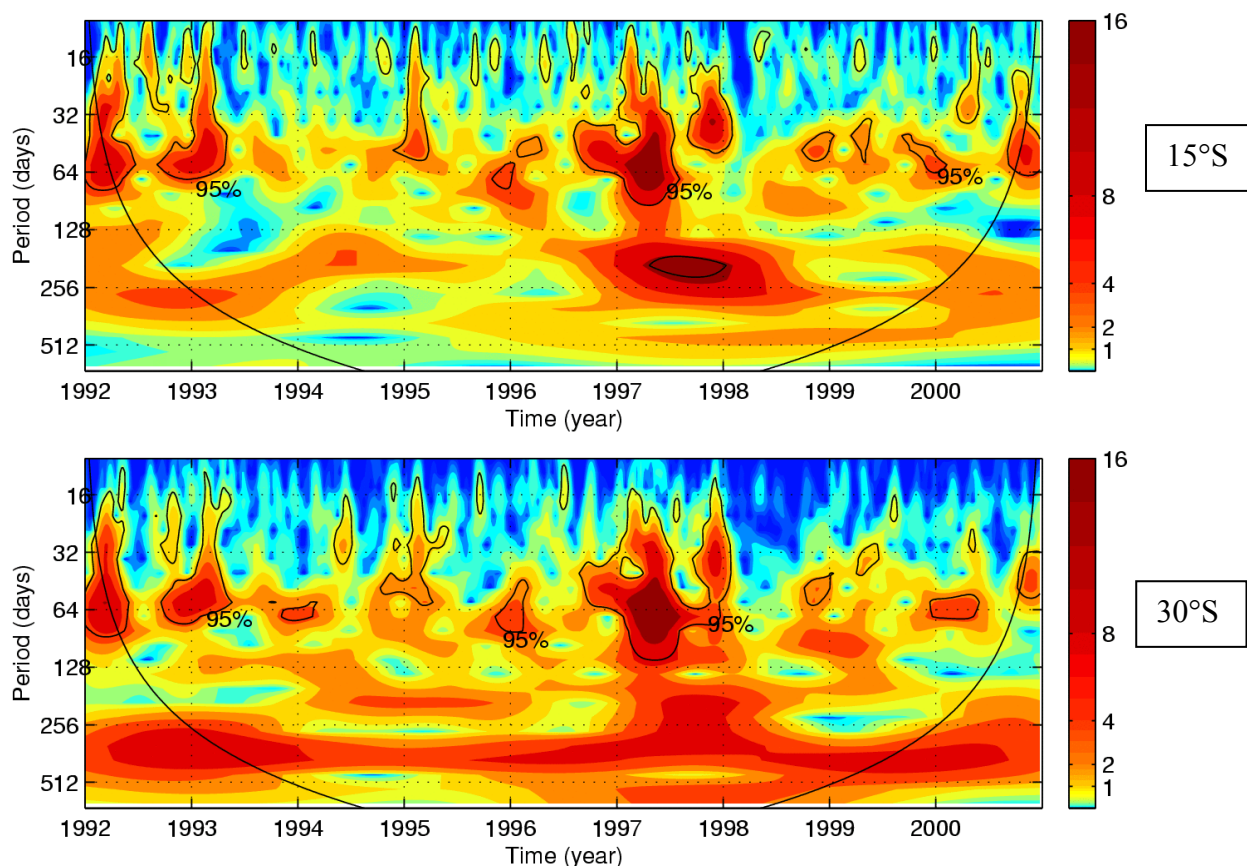


Figure 3.21 : Densité spectrale de la transformée en ondelettes du transport du PCUC à 15°S et à 30°S en $(Sv)^2$. Les contours représentent un niveau de significativité supérieur à 95% et le cône d'influence (limite de validité de l'analyse en ondelettes) est représenté en noir sur les côtés.

période de fluctuation de 30-70 jours dominante au printemps-été de toutes les années de 1992 à 2000 sauf en 1994. Ces périodes de fluctuation sont particulièrement importantes lors des El Niño de 1992-1993 et 1997-1998. Les vitesses de phase associées à ces ondes ont été évaluées à 1.7-1.8 m/s, et nous avons vu à la section précédente que ces ondes correspondaient aux CTW observées par de nombreux auteurs et qu'elles se propageaient comme des ondes de Kelvin côtière dans cette simulation. Elles sont d'origine équatoriale. Par ailleurs, des fluctuations supérieures à 130 jours ont lieu durant les années 1992, 1993 et de 1996 à 2000 et coïncident à cette latitude avec les périodes de propagations d'ondes de Rossby déterminées par *Pizarro et al* [2001]. En 1997-1998, la période de 180 jours coïncide également avec les deux périodes de fluctuations successives à 30-70 jours.

Afin de confirmer la provenance équatoriale des fluctuations de 40-70 jours et d'examiner si des variations du PCUC sont d'origine équatoriale, des comparaisons entre variations du sous-courant côtier et du sous-courant équatorial (EUC) ont été effectuées. En effet, le cycle semi-annuel du PCUC tout comme celui des isothermes est caractéristique de la

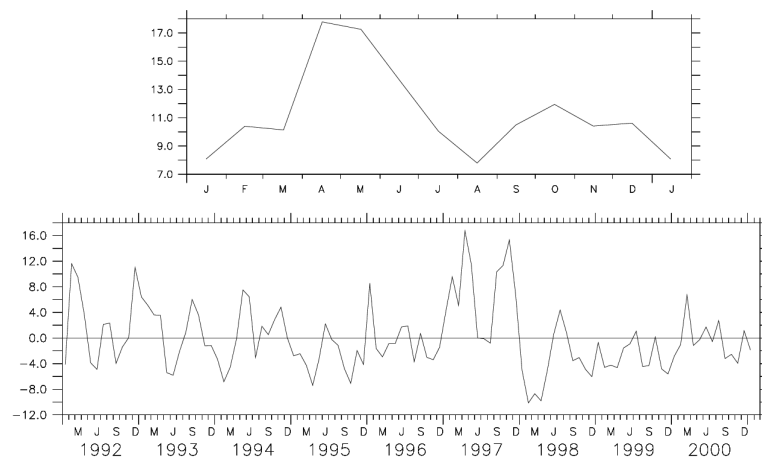


Figure 3.22 : Cycle saisonnier (haut) et variations interannuelles(bas) du transport de l'EUC en Sv à 95°W.

saisonnalité à l'équateur (cf section 1) et nous fait penser à un lien entre variabilité saisonnière du PCUC et des courants équatoriaux. De plus, *Lukas* [1985] suggère que l'EUC rejoint le PCUC en automne (avril-mai-juin), ce qui confirme une liaison entre sous-courant équatorial et sous-courant côtier.

Le transport de l'EUC est évalué ici en intégrant la vitesse zonale (si celle-ci est positive) à 95°W entre 3°S et 3°N et entre la surface et 100 m de profondeur. Les variations du PCUC et de l'EUC montrent des similarités. Aux échelles saisonnières (Figure 3.17, 3.22), les deux courants sont maximums en automne et un second maximum moins prononcé a lieu au printemps-été. Le maximum d'octobre à décembre et celui de février sont aussi présents dans le cycle saisonnier de l'EUC. Aux échelles interannuelles (Figure 3.18, 3.22), les fortes anomalies du transport du PCUC en mars-avril et en décembre 1997 font suite à une augmentation du transport de l'EUC. De la même

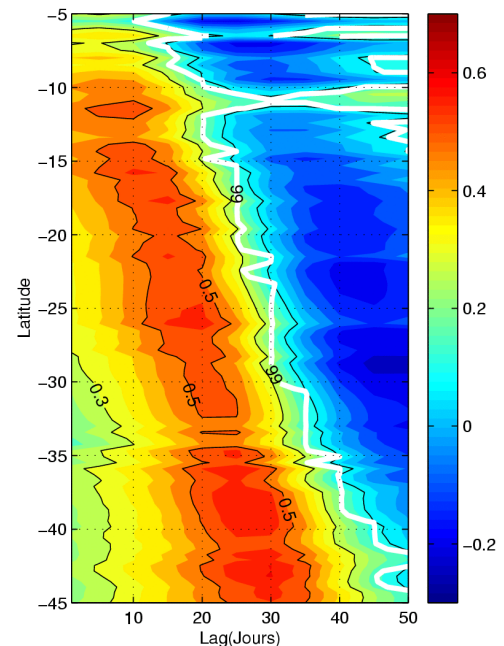


Figure 3.23 : Corrélation retardée entre les transports de l'EUC et du PCUC. La ligne blanche indique une significativité égale à 99%

façon, les anomalies positives du transport du PCUC au premier semestre de 1998 correspondent à un transport faible de l'EUC. De plus, des corrélations retardées entre les deux courants, calculées sur les sorties du modèle (tous les 5 jours) sont maximum avec un décalage nul au Nord de la région (5°S) et de 30 jours au Sud (40°S). La vitesse de propagation correspondante est constante avec la latitude et est d'environ 1.8 m/s ce qui est très proche des vitesses de propagation des ondes de 40-70 jours (1.7-1.8 m/s) calculées dans la section 1 à partir des isothermes. L'analyse en ondelettes croisées à 10°S montre que des fluctuations de périodes de 40-70 jours sont présentes au printemps été et particulièrement en

1997-1998 en mars et décembre 1997, pour les deux courants. Une seconde période de 180 jours est également significative durant El Niño 1994 et 1997-1998. Ce pic semi annuel est la signature des deux trains d'ondes intra saisonnières de juillet décembre 1994 et de mars novembre 1997 comme signalé précédemment. Les fluctuations de périodes 40-70 jours que l'on retrouve dans le PCUC ainsi que dans le gradient de pression cross shore proviennent bien de la propagation de CTW forcées par les ondes de Kelvin équatoriales.

Résumé et Conclusion :

Dans le modèle ORCA05, la dynamique du CPCC est géostrophique avec un forçage du vent important au Sud de 30°S. Les variations du PCUC sont induites par celles des gradients de pression entre 15°S et 35°S. Celui-ci n'est pas contrôlé par le forçage local vu qu'aucun lien n'a été trouvé entre PCUC et vents locaux. En revanche, le sous-courant est fortement soumis à l'influence des propagations d'ondes piégées à la côte induites par les ondes de Kelvin équatoriales. Aux échelles saisonnières le maximum du PCUC au printemps-été peut être relié aux ondes de Kelvin intra saisonnières provenant du Pacifique ouest. Il en est de même aux échelles interannuelles avec les fortes anomalies du PCUC, associées à El Niño.

2.2 ROMS

Dans cette section, la dynamique des deux courants côtiers, CPCC et PCUC dans le modèle ROMS est examinée. Sachant que le modèle ROMS a une meilleure résolution (1/6°) et est forcé par des vents journaliers QuikSCAT, on recherchera si les processus qui régissent

la variabilité des deux courants sont ou non affectés par cette différence de résolution spatio-temporelle.

2.2.1 Dynamique du CPCC

Le CPCC est évalué ici comme le maximum de vitesse vers le Nord entre la côte et 300 km et entre la surface et 300 m. Le cycle saisonnier du CPCC (Figure 3.24) est différent de celui obtenu avec ORCA05. De 6°S à 30°S, le courant présente une saisonnalité moins marquée avec deux faibles maximums : un en avril-mai et un en octobre alors qu' ORCA05 présentait des maximum se produisant plutôt en mars-avril et en juillet-août à ces latitudes. Par ailleurs, entre 18°S et 20°S, le CPCC dans ROMS est deux fois plus fort qu'aux autres latitudes (40 cm/s contre environ 20 cm/s ailleurs), et un fort maximum se produit en hiver (juin-juillet-août) et en été (janvier-février).

La dynamique du CPCC dans le modèle ROMS est en revanche similaire à celle d'ORCA05. En effet les corrélations entre le courant côtier de surface et les courants géostrophiques calculés à partir de la SSH dans ROMS sont autour de 0.8 indiquant que la dynamique du CPCC est en première approximation géostrophique. Les cycles saisonniers

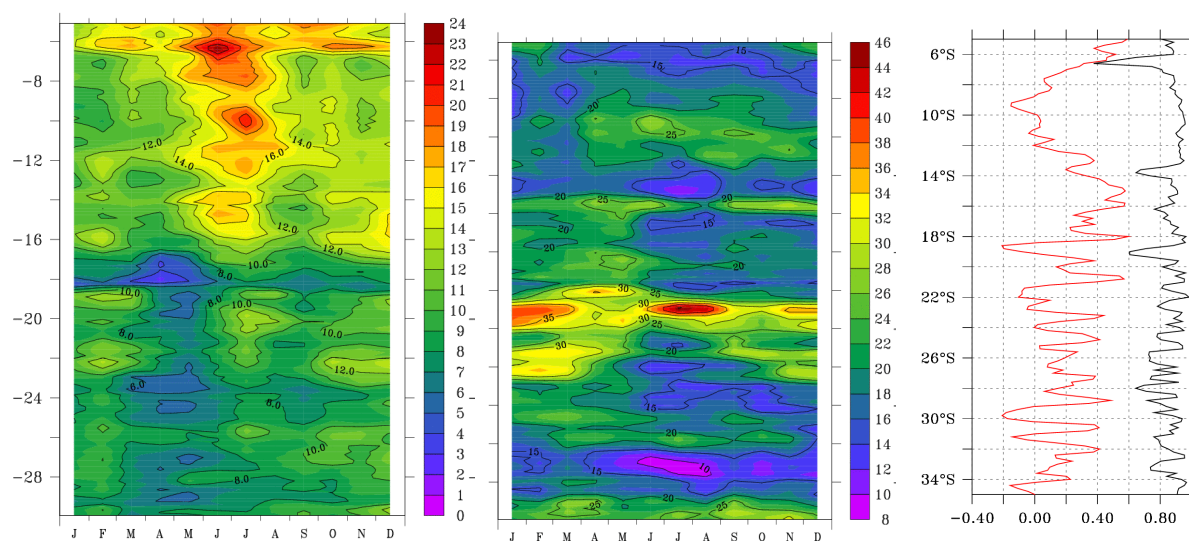


Figure 3.24 : Cycle saisonnier du PCUC (gauche), du CPCC (milieu). Droite : corrélations entre CPCC (resp PCUC) et du courant géostrophique à la côte en noir (resp en rouge).

différents sont peut être dus aux différentes périodes que couvrent les deux modèles.

2.2.2 *Dynamique du sous-courant*

Le sous-courant est ici évalué par le maximum de vitesse vers le Sud entre la côte et 300 km et entre la surface et 300 m. Le cycle saisonnier (Figure 3.24) associé présente deux maximums annuels au Sud de 14°S : un en juin-juillet et l'autre au printemps-été. Au Nord de 14°S, un seul maximum domine en juin-juillet. Le maximum du PCUC au Nord de 14°S, coïncide avec la période de maximum du transport d'Ekman et de l'upwelling. Les séries temporelles du PCUC et du transport d'Ekman entre 7°S et 12°S (Figure 3.2 a), montrent des variations saisonnières en accord caractérisées par un maximum en hiver. Durant le El Niño de 2002, les séries temporelles ne varient pas en phase : l'intensité du sous-courant diminue lors du maximum hivernal du transport d'Ekman. Les corrélations entre PCUC et transport d'Ekman en fonction de la latitude sont cependant faibles avec des valeurs inférieures à 0.4 (Figure 3.25 c, noir). Les variations saisonnières des séries temporelles nous paraissant pourtant en phase, nous avons appliqué aux séries temporelles un filtre à 70 jours. Les séries temporelles moyennées entre 7°S et 14°S (Figure 3.25 b) montrent alors, en dehors de l'année 2002, des variations en phases avec une corrélation de 0.67. Les corrélations entre les séries filtrées en fonction de la latitude (Figure 3.25 c rouge) sont maximums au Pérou, autour de 10°S avec des valeurs qui atteignent 0.7. Elles restent faibles au Chili où nous avons un cycle saisonnier du PCUC semi-annuel, différent de celui du transport d'Ekman. Par ailleurs les variations du PCUC montrent des corrélations avec les courants géostrophiques issus de l'hydrologie (Figure 3.24 rouge) des valeurs de l'ordre 0.6 au Nord de 18°S et de 0.5 au Sud. Ces corrélations sont significatives et confirment un forçage par le gradient de pression. Elles

sont cependant moins élevées que dans le modèle ORCA05, ce qui semble indiquer une dynamique plus complexe.

Les analyses en ondelettes du PCUC à 15°S dans ROMS (Figure 3.26) montrent des périodes de fluctuations de 30-70 jours également au printemps-été, en 2001, 2002 et 2003 et durant le El Niño de 2002. Une période de 120 jours est significative à 15°S durant l'année 2002 qui correspondrait peut-être à la propagation des ondes équatoriales de Kelvin du second mode barocline (*Cravatte et al* [2002]). Des périodes supérieures à 130 jours sont ici significatives sur quasiment toute la période 2001 à 2004. L'énergie est concentrée principalement autour de 180 jours et entre 250 et 500 jours.

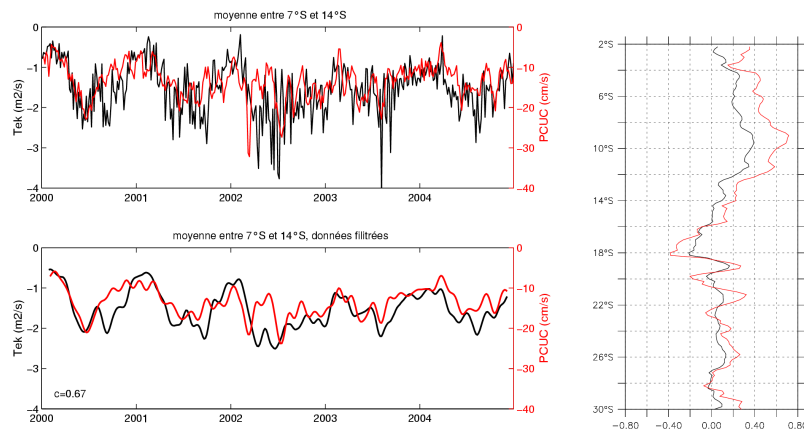


Figure 3.25 : Haut à gauche : Séries temporelles du transport d'Ekman (m^2/s) et du PCUC (cm/s) moyennées entre 7°S et 14°S. Haut bas : comme a) mais les séries temporelles ont été filtrées à des périodes supérieures à 70 jours. Droite : Corrélation en fonction de la latitude du transport d'Ekman et du PCUC des séries à 5 jours (noir) et des séries filtrées à 70 jours (rouge).

Les caractéristiques du cycle saisonnier du PCUC sont différentes du cycle obtenu avec ORCA05 au Nord de la région où il y avait deux périodes de maximum au Pérou. Pourquoi les cycles saisonniers sont-ils différents dans ROMS et dans ORCA05 ? ROMS couvre la période 2000 à 2004 qui présente une variabilité interannuelle beaucoup moins importante. Les CTW induites par les ondes de Kelvin équatoriales sont moins fréquentes : les années 2000 et 2004 ne montrent aucun signe de fluctuations intra saisonnières et le El Niño

de 1997-1998 est caractérisé par le passage de trains d'ondes durant quasiment un an et demi. Les variations du PCUC sont donc peu soumises au "forçage équatorial" dans ROMS du fait de la période de la simulation. Nous avons vu que les variations du PCUC entre 7°S et 14°S étaient bien corrélées à celles du vent : le forçage local est donc important à ces latitudes. Il est donc possible que durant les périodes d'absence de fluctuations intra saisonnières d'origine équatoriale, le forçage local domine.

Par ailleurs, le vent utilisé dans le modèle ROMS est journalier alors que celui utilisé pour forcer ORCA05 est hebdomadaire. Il contient donc davantage de variabilité haute fréquence comme l'illustre l'analyse en ondelettes du vent à 15°S (Figure 3.26). En particulier, des périodes de fluctuations inférieures à 15 jours se reproduisent systématiquement en hiver.

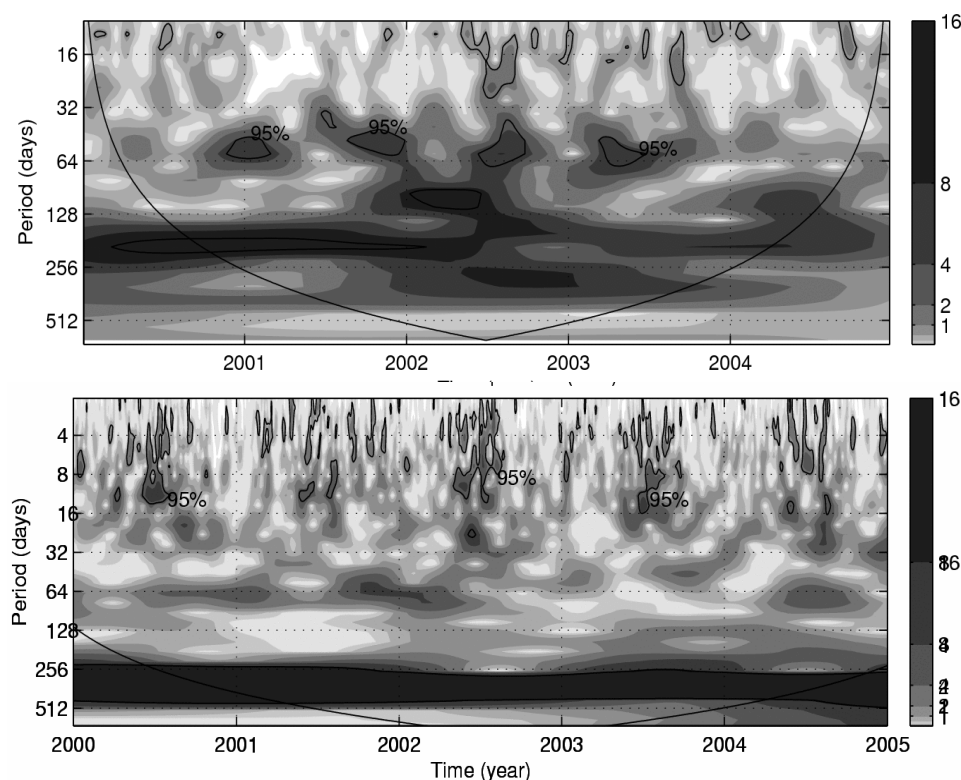


Figure 3.26 : Densité spectrale de la transformée en ondelettes du transport du PCUC à 15°S (haut) et du vent QuikSCAT à 15°S (bas). Les contours représentent un niveau de significativité égale à 95% et le cône d'influence (limite de validité de l'analyse en ondelettes) est représenté en noir sur les côtés.

Des analyses en ondelettes à plusieurs latitudes (non montrées) révèlent que cette variabilité est présente tout au long de la côte. Cette variabilité très haute fréquence a sûrement une

influence sur l'océan comme le suggèrent quelques études [Huyer *et al* 1991, Hormazabal *et al* 2004] mais malheureusement elle ne peut être identifiée dans les sorties de modèles qui sont moyennées à 5 jours.

2.2.3 Quantification de la variabilité méso-échelle

Bien que cette thèse ne prétende pas aborder la dynamique méso-échelle, comme dit précédemment, il est cependant utile d'obtenir un ordre de grandeur de son importance dans la variabilité de la circulation : pour cela on déterminera la relative importance de la basse fréquence et de la méso-échelle dans la variabilité de la circulation obtenue par ROMS.

Les moyennes et RMS des vitesses à 170 m, calculées sur la période 2000-2004, sont présentées sur les figures 3.28 et 3.30 (gauche). La plus grande variabilité dans les champs de vitesses zonales et méridiennes a lieu près de la côte et à l'équateur. En effet les RMS des vitesses zonales et méridiennes atteignent des valeurs de 0.07 m/s à la côte. A l'équateur, elles sont de l'ordre de 0.07 et 0.12 m/s pour les composantes zonales et méridiennes. Les vitesses zonales et méridiennes moyennes (Figures 3.27 et 3.29 à gauche) à l'équateur sont de l'ordre de 0.06 à 0.02 m/s. Les moyennes des vitesses méridiennes (Figure 3.29 gauche) montrent des valeurs de l'ordre de -0.07 m/s à la côte, illustrant la présence du PCUC. Les RMS du courant à la côte et à l'équateur sont donc du même ordre de grandeur que le courant moyen lui-même ce qui indique une grande variabilité des courants côtiers et équatoriaux.

La contribution de la variabilité méso-échelle est calculée en filtrant les basses fréquences (périodes supérieures à 100 jours) du signal puis en calculant moyenne et RMS des champs obtenus (Figures 3.27 et 3.29 à droite). La contribution de la méso échelle moyenne (zonale et méridienne) est faible dans toute la région (inférieure à 0.02 m/s). Elle est maximale à la côte du Pérou avec une contribution de la composante méridienne de l'ordre de

0.01 m/s. La variabilité des champs de vitesse due à la méso-échelle (Figure 3.28 et 3.30 droite) est particulièrement importante à l'équateur avec des valeurs de 0.04 m/s et 0.03 m/s pour respectivement les composantes méridienne et zonale (la variance du champs totale étant de 0.07 et 0.1 m/s). A la côte la méso-échelle contribue à hauteur de 0.02 m/s à la variabilité de la vitesse méridienne totale (de 0.05 à 0.08 m/s), soit environ 20-40 %.

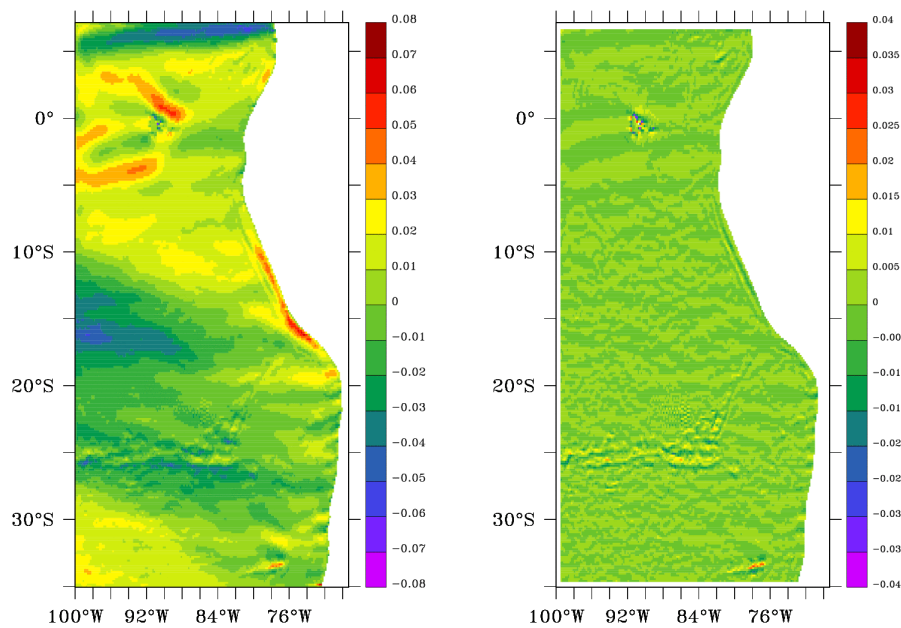


Figure 3.27 :
Vitesse zonale
moyenne (gauche) et
vitesse zonale
moyenne due à la
contribution de la
méso-échelle
(droite) en m/s

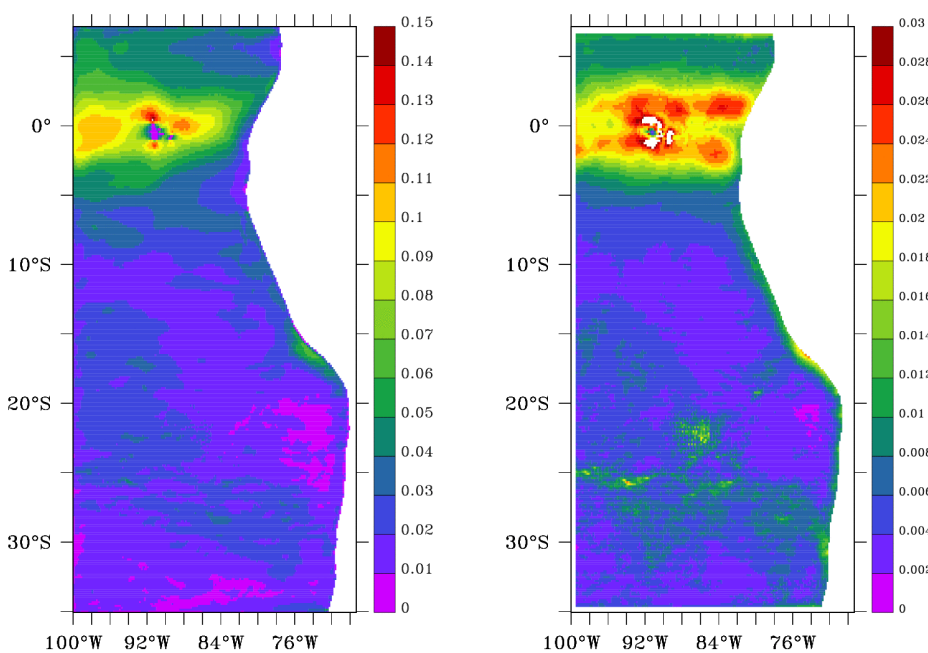


Figure 3.28 : RMS
de la vitesse zonale
totale (gauche) et
RMS de la vitesse
zonale due à la
contribution de la
méso-échelle
(droite) en m/s

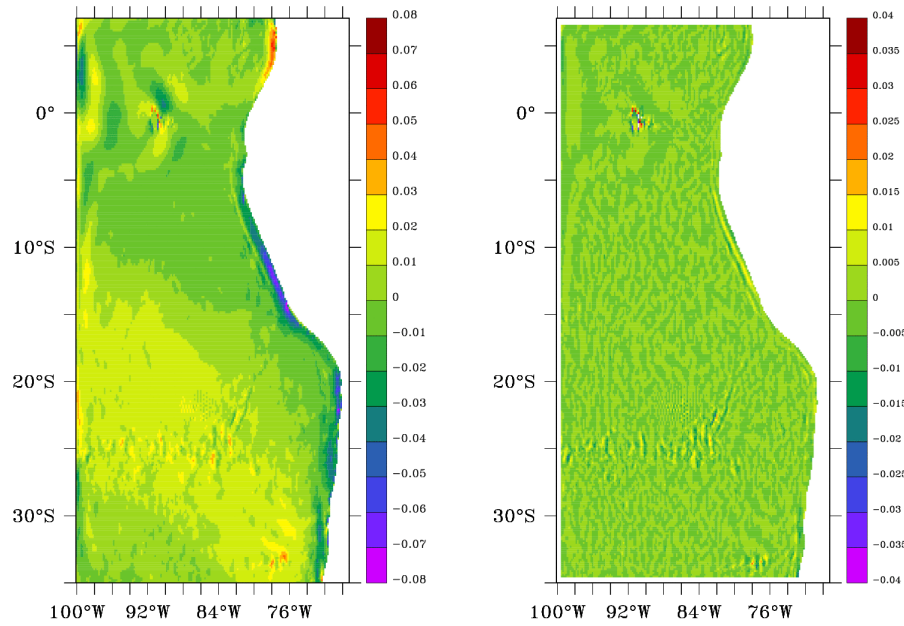


Figure 3.29 :
Vitesse méridienne
moyenne (gauche) et
vitesse méridienne
moyenne due à la
contribution de la
mésos-échelle
(droite) en m/s

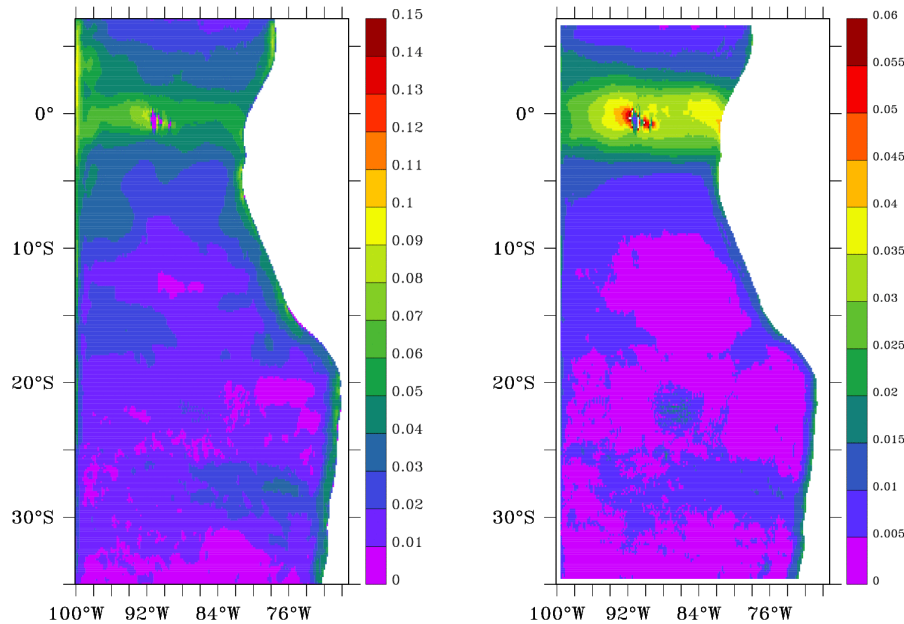


Figure 3.30 : RMS
de la vitesse
méridienne totale
(gauche) et RMS de
la vitesse
méridienne due à la
contribution de la
mésos-échelle
(droite) en m/s

Ce calcul confirme que si la contribution de la meso-échelle aux champs de vitesse moyens est faible, une partie notable de la variance de la circulation provient de la méso-échelle (contribution de l'ordre de 40%). On peut se demander si les caractéristiques du modèle utilisé (résolution...) jouent un rôle sur cette variance, mais ce point sort du cadre de cette thèse.

Conclusion du chapitre :

Le modèle ROMS permet donc de confirmer certains résultats obtenus avec ORCA05 à savoir un transport vertical contrôlé par le forçage local (transport d'Ekman) alors que les isothermes côtières varient en phase avec les isothermes équatoriales et sont donc en premier lieu forcées par la dynamique équatoriale. Sur d'autres points, ce modèle montre des différences avec les résultats d'ORCA05. ROMS (résolution 18 km) permet une représentation plus détaillée incluant les caps et pointes qui influencent fortement l'upwelling côtier. De plus, grâce à une topographie mieux représentée, les ondes se propagent avec des vitesses qui augmentent vers le Sud, en accord avec les observations et la théorie.

Les principales interrogations qui demeurent portent sur le sous-courant. Si le CPCC semble clairement géostrophique dans les deux modèles, la dynamique du PCUC est plus complexe. Les fluctuations intra saisonnières dues à la propagation des CTW interviennent quasiment tous les ans au printemps-été et pourraient expliquer le maximum saisonnier du PCUC durant cette période. En revanche, au Pérou, les deux modèles présentent des résultats différents. ORCA05 semble indiquer une tendance semi-annuelle du cycle saisonnier du PCUC et une dynamique contrôlée par le forçage à distance via la géostrophie. Dans ROMS, le sous-courant présente également des variations intra-saisonnières mais le cycle saisonnier, caractérisé par un maximum du sous-courant en hiver, est relié aux vents locaux « alongshore ». Ces différences pourraient en partie être dues aux différentes périodes de simulation des deux modèles sur lesquelles reposent les analyses. Dans cette région, le sous-courant côtier serait donc relié aux vents lorsqu'il n'y a pas de forte variabilité équatoriale. En l'absence d'observations au Pérou nous ne pouvons confirmer les résultats obtenus ici avec les modèles numériques. Seuls deux mouillages à 5°S et à 10°S avaient été mis en place de novembre 1981 à mars 1985 [*Huyer et al* 1991], pendant le fort El Niño de 1982-1983 et n'avaient pas permis de mettre en lumière un cycle saisonnier. Depuis 2006, le Jose Olaya

(navire de recherches de l'IMARPE) est équipé d'un ADCP et devrait permettre d'augmenter significativement la quantité de données de courants dans la région.

Chapitre 4 : Origine des eaux de l'upwelling et du PCUC.

Etude Lagrangienne et Eulérienne.

Introduction : les différentes sources possibles du PCUC et de l'upwelling, études précédentes.

La dynamique du sous courant du Pérou Chili (PCUC) a été étudiée par plusieurs auteurs [Pizarro *et al* 1999, 2002, Shaffer *et al* 1997, 1999, Hormazabal *et al* 2002, Huyer *et al* 1991]. En revanche les origines des eaux qui le composent sont mal connues. La bibliographie indique deux provenances possibles : le sous courant équatorial (EUC) ou la branche sud des contre-courants de sub-surface (SSCC pour Southern Subsurface Counter Current ou Jet Sud de Tsuchiya). En 1986, Lukas a étudié, à partir de données hydrographiques (température, salinité, oxygène) la terminaison du sous courant équatorial (cf chapitre 1). A l'Est des Galápagos, l'EUC a un cycle saisonnier très marqué, avec un maximum de janvier à juin. Les eaux de l'EUC se déversent dans le PCUC en avril mai juin, qui est situé en surface au Nord de 5°S où il plonge. Une partie de l'EUC bifurque au niveau des îles Galápagos et rejoint les côtes Sud Américaines via le contre courant du Pérou Chili. Par ailleurs, Mc Creary *et al* [2002] étudient la dynamique des SCC (Subsurface Counter Currents) à l'aide de modèles en couches. Les SCC se composent de deux branches, situés de part et d'autre de l'équateur (le SSCC et le NSCC pour Southern et Northern Subsurface Counter Current). Les conclusions de l'étude indiquent que les jets sont pilotés en partie par les résurgences d'eaux le long de l'Amérique du Sud et dans la région de l'ITCZ (zone de convergence intertropicale).

Par ailleurs les observations montrent que les eaux de l'upwelling du Pérou Chili proviennent de profondeurs correspondant au sous-courant et possèdent des caractéristiques hydrologiques semblables [Strub *et al* 1998].

Ces études suggèrent donc qu'une partie des eaux du PCUC et de l'upwelling du Pérou-Chili proviennent de l'EUC et du SSCC. Kessler [2006] effectue une revue des études existantes sur le Pacifique Est tropical et dresse la carte des courants suivante (Figure 4.1)

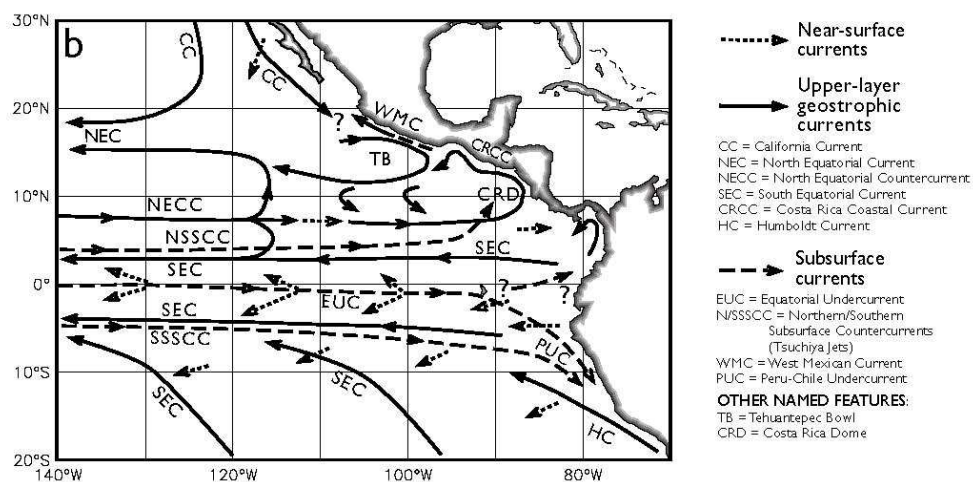


Figure 4.1 : Schéma tridimensionnel de la circulation dans le Pacifique Sud Est. D'après Kessler [2006].

Cependant, ces études sont centrées sur l'EUC et sur le SSCC et non sur le PCUC ou l'upwelling du Pérou-Chili eux mêmes. De nombreuses questions restent en suspens, et dans ce chapitre nous allons tenter de répondre à quelques unes : quelles sont les sources d'alimentation du PCUC et de l'upwelling du Pérou-Chili ? Quelle proportion du système est alimentée par l'EUC et par le SSCC ? Cette alimentation a t'elle une variabilité saisonnière ? Ces interrogations seront examinées dans la première partie. La deuxième partie de ce chapitre est d'avantage tournée vers le SSCC, pour tenter de vérifier les résultats de modélisation de Mc Creary *et al* [2002]. Cette hypothèse sera examinée en ce qui concerne le SSCC où une étude régionale est entreprise: une intensification de l'upwelling correspond

elle à une intensification du SSCC ? Le SSCC est-il influencé par l'upwelling sur toute la côte (Pérou et Chili) ou par la partie Péruvienne seulement ?

1. Les eaux du PCUC et des upwellings

La simulation ROMS interannuelle au $1/6^\circ$ a été utilisée ici. Les détails sur la configuration et la validation du modèle se trouvent au chapitre 2. La configuration mise au point à l'avantage d'inclure à la fois les régions du Pérou et du Chili. Dans un premier temps, une étude Lagrangienne sur les sorties du modèle a été menée (Etude « Off Line ») à l'aide de l'outil Ariane (cf chapitre 2 pour des précisions). En effet, l'étude off line permet le calcul de trajectoires à rebours et permet ainsi de remonter aux origines d'un courant. Par ailleurs les trajectoires calculées ici s'étendent sur plus de cinq années et nécessiteraient donc pour un calcul « on-line » une simulation d'une dizaine d'années, difficilement réalisable avec les moyens informatiques disponibles.

Tout d'abord, des trajectoires ont été étudiées sur l'Etat moyen. Ceci permet une rapide détermination des provenances des particules. Une étude sur le cycle saisonnier a ensuite permis de confirmer et de compléter les résultats, avec l'obtention de trajectoires plus réalistes qui tiennent compte, au premier ordre, des variations saisonnières des courants. Les variations interannuelles n'ont pas pu être abordées ici, car une étude interannuelle est beaucoup plus coûteuse en matière de calcul et montre des trajectoires plus aléatoires (dues notamment à la méso échelle) où les sources sont difficiles à identifier.

1.1 Etude lagrangienne sur l'Etat moyen et le cycle saisonnier du PCUC : description des trajectoires et identification des sources

Dans cette partie, l'état moyen puis le cycle saisonnier sont donc considérés. Les particules des trajectoires calculées sur l'état moyen sont initialement positionnées à plusieurs latitudes (10.5°S, 15°S, 22.5°S et 30°S), dans le cœur du PCUC estimé à partir des champs de vitesses moyennes (Figure 4. 2). Celles des trajectoires calculées sur le cycle saisonnier, sont déployées chaque mois et les positions sont également déterminées chaque mois en tenant compte des variations du PCUC. Au Pérou, une vitesse moyenne minimale de 4 cm/s du PCUC a été sélectionnée pour le positionnement initial des flotteurs; à 30°S, le PCUC est plus faible et la vitesse minimale a été ramenée à 1.6 cm/s. A 30°S, le noyau principal est collé sur le talus et un noyau secondaire apparaît un peu plus au large.

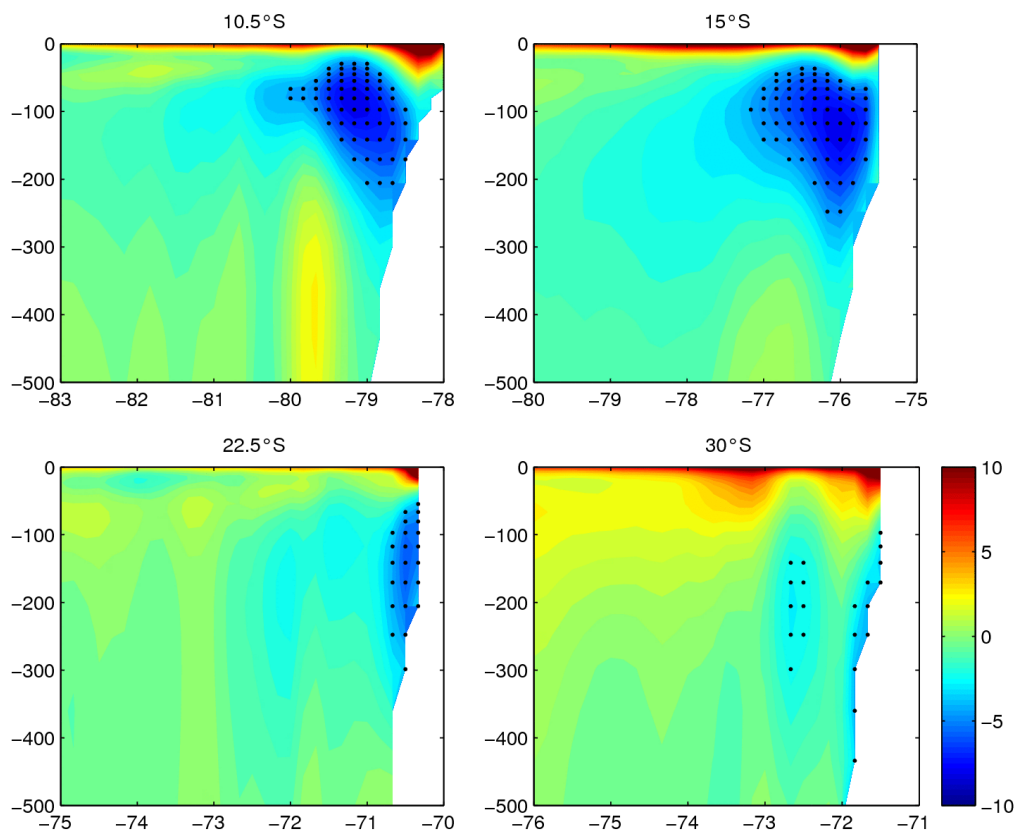


Figure 4.2 : Sections (Profondeur/Longitude) du courant parallèle à la côte en cm/s à plusieurs latitudes (10.5°S, 15°S, 22.5°S, 30°S). Les points noirs représentent les positions initiales des particules.

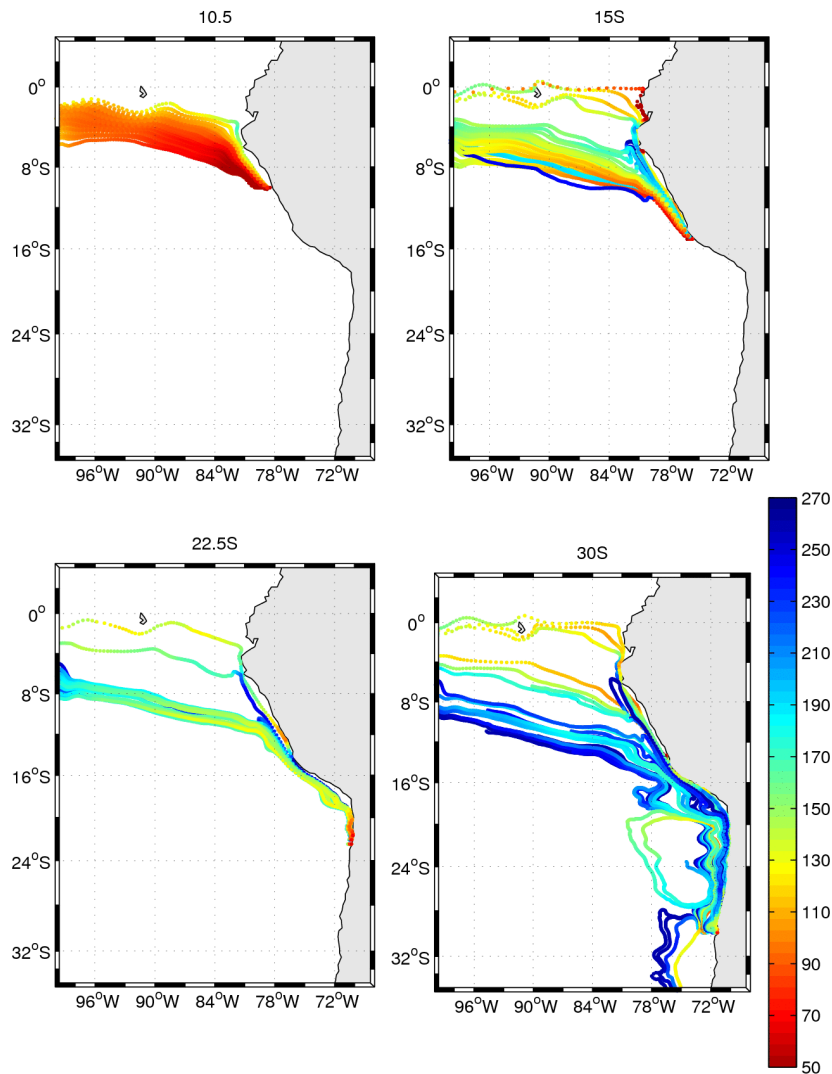


Figure 4.3 a : Trajectoires à rebours des particules initialement positionnées aux latitudes 10.5°S, 15°S, 22.5°S et 30°S (cf Figure 4.2). Les trajectoires sont calculées sur l'état moyen du modèle. La couleur représente la profondeur des particules en mètres.

1.1.1. Description des trajectoires :

Les trajectoires représentées ici sont celles obtenus à partir de l'état moyen aux différentes latitudes (Figure 4.3 a) et du cycle saisonnier à 30°S (Figure 4.3 b). La plupart des particules dans le PCUC proviennent de l'Est du bassin à 99°W, entre l'équateur et 10°S, 80 et 250 m. Elles suivent des trajectoires plutôt zonales jusqu'à la côte du Pérou et se propagent ensuite, en s'approfondissant, dans le PCUC le long de la côte. Certaines atteignent le Sud de la région (cf Figure 4.3a, 15°S, 30°S). L'approfondissement des particules avec la latitude est cohérent avec l'approfondissement du PCUC vers le Sud notée dans diverses études [Penven *et al* 2005, Pizarro *et al* 1999]. Au Chili (23.5°S et 30°S), 3 branches bien distinctes

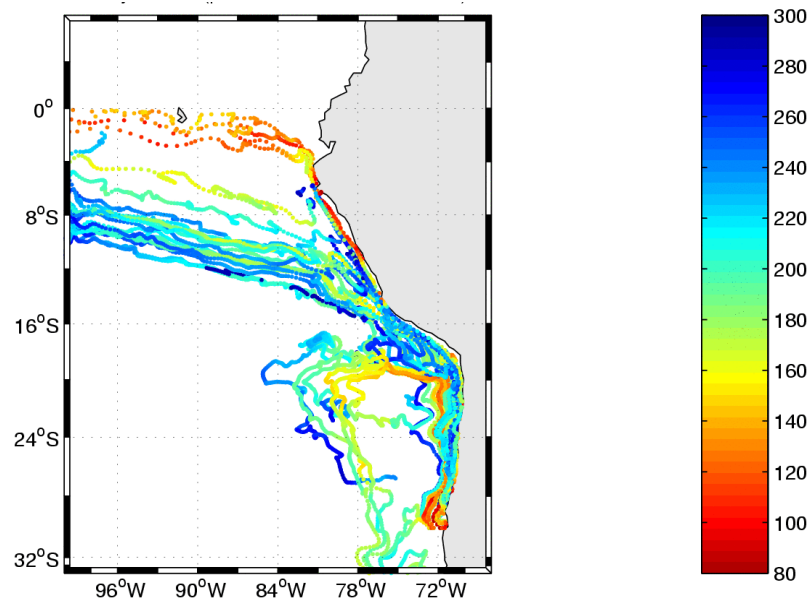


Figure 4.3 b : Trajectoires à rebours des particules initialement positionnées à 30°S (cf Figure 2). Les trajectoires sont calculées sur le cycle saisonnier du modèle. La couleur représente la profondeur des particules en mètres.

alimentent le PCUC : une à l'équateur, une autour de 4°S et la dernière autour de 8°S. Par ailleurs, quelques particules à 30°S proviennent du Sud, remontent vers le Nord et semblent effectuer un mouvement de rétroflexion avant de rejoindre le PCUC soit vers 30°S soit vers 18°S. Ces particules ont des profondeurs comprises entre 130 et 270 m. Les propagations sont assez lentes: les flotteurs provenant de 3°S à 9°S mettent environ 5 ans pour atteindre la côte et ceux provenant de l'équateur sont légèrement plus rapides: environ 1 année pour arriver à 5°S. Deux particularités sont assez remarquables dans les trajectoires calculées sur l'état moyen et sur le cycle saisonnier:

- Une boucle de re-circulation vers 170 m de profondeur s'étend entre 20°S et 27°S, et entraîne des particules du PCUC Sud pour les réinjecter dans le sous-courant un peu plus au Nord. Les courants moyens (Figure 4.4) montrent la présence du courant de retour du gyre sub-tropical qui s'étend jusqu'à 200 km des côtes sud-américaines. Cette branche de retour amène des eaux vers le Nord. Par ailleurs, de nombreux tourbillons situés dans la région d'upwelling permettent des échanges de masse entre la côte, donc

le PCUC, et le gyre sub-tropical et les régions hauturières. Les particules du PCUC sont donc amenées dans le gyre via les tourbillons, remontent au Nord dans la branche du gyre puis sont reprises dans un tourbillon qui les ramène dans le PCUC vers 20°S.

- Aux alentours de 18°S, certaines particules (vers 160 m de profondeur) s'éloignent de la côte pour rejoindre la partie Chilienne du PCUC. Les courants moyens (Figure 4.4) en profondeur (entre 150 et 250 m) sont caractérisés par un PCUC particulièrement faible à la côte autour de 18°S et les particules ont tendance à s'éloigner de la côte pour poursuivre leur chemin vers le Sud. Elles sont réinjectées ensuite dans le PCUC par des tourbillons vers 20°S.
- Vers 4°S-6°S, les particules situées très près de la côtes plongent brutalement de plusieurs dizaines de mètres ; en effet la vitesse verticale du modèle est particulièrement négative pour des profondeurs inférieures à 50 m. Les courants moyens de profondeurs supérieures à 50 m sont dirigés vers la côte entre 4°S et 6°S (Figure 4.5) et par convergence entraînent une plongée des eaux. L'influence éventuelle du vent a également été examinée mais aucune corrélation entre tension ou rotationnel de vent et vitesse verticale du modèle n'a pu être mise en évidence. Cette plongée des particules

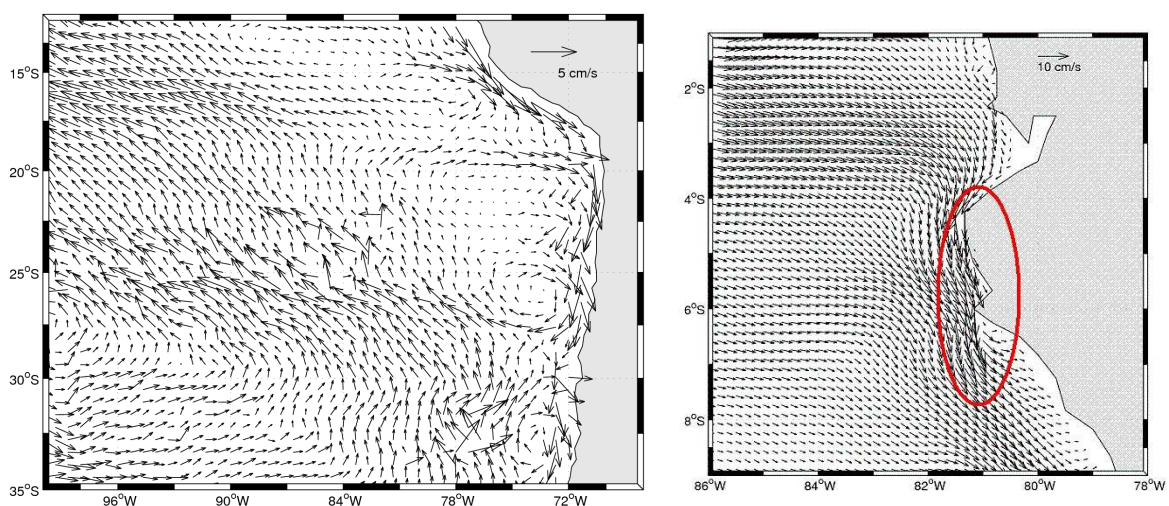


Figure 4.4 (Gauche) : Courants moyens entre 150 et 250 m.

Figure 4.5 (Droite) : Courants moyens à 50 m. Le cercle rouge met en évidence la zone où les courants sont dirigés vers la côte.

entre 4°S et 6°S semble donc être due à la convergence des courants sur la côte. Les vitesses verticales du modèle permettent d'estimer un transport vers le fond d'environ 0.02 Sv. Les observations régulières le long de la radiale à 5°S effectuée par l'IMARPE montrent en effet un upwelling au dessus de 50m et un downwelling en dessous (C. Grados, comm. pers.)

1.1.2. Identification des sources du PCUC

Dans ce chapitre, on s'intéresse aux sources des eaux du PCUC et on cherche donc à identifier les différentes branches qui l'alimentent. Les Figures 4.3 a et b permettent de distinguer trois sources principales. Deux sources se situent à l'Ouest de la région entre l'équateur et 9°S et alimentent le PCUC au Pérou, jusqu'à 15°S. Les particules y ont des profondeurs comprises entre 100 et 170 m à l'équateur et entre 100 et 250 m entre 3°S et 9°S. La troisième source, tout au Sud de la région, alimente le PCUC à 30°S, au Chili.

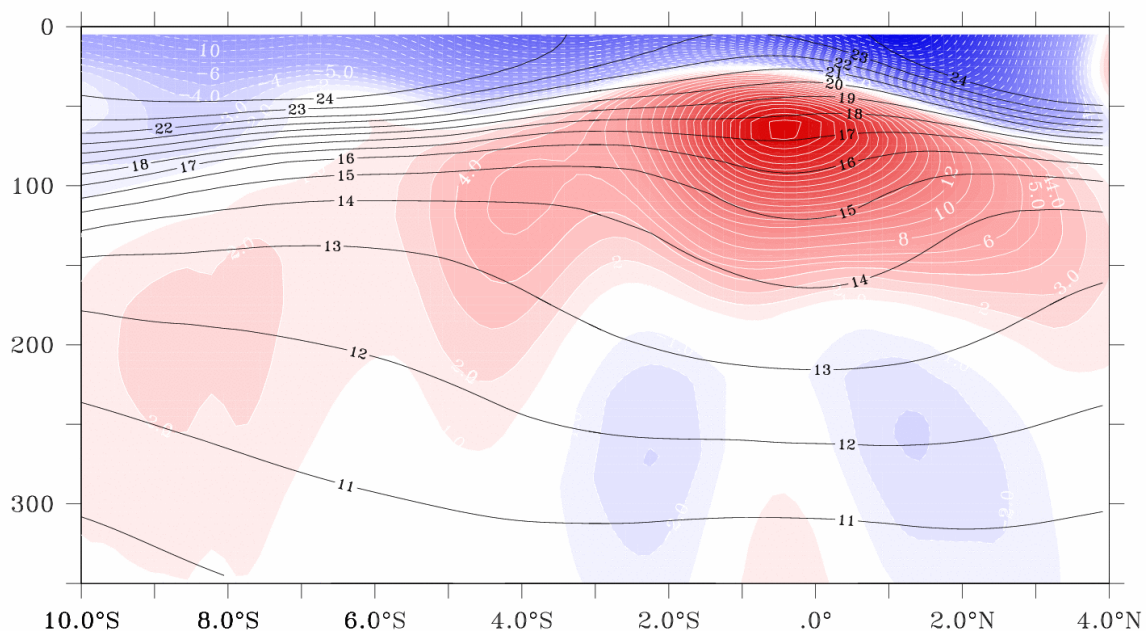


Figure 4.6 : Distribution méridienne moyenne de la vitesse zonale du modèle (moyennée entre 99°W et 94°W). L'unité est le cm. Les contours noirs représentent la température (en °C).

Afin d'identifier ces sources, la Figure 4.6 présente la vitesse zonale moyenne à l'Ouest de notre région d'étude, entre 94°W et 99°W (à l'Ouest des Galápagos). Les courants de subsurface du système équatorial peuvent être identifiés. En premier lieu, le EUC entre 40 et 200 m dont le noyau, situé entre les isothermes 17°C et 18°C, vers 60 m, est de l'ordre de 38 cm/s. Les particules du PCUC provenant de l'équateur sont dans une gamme de profondeur comprise entre 100 et 170 m et proviennent donc de la partie inférieure de l'EUC. *Johnson et al* [2002] étudient les courants équatoriaux à partir de sections CTD et ADCP. Ils signalent un EUC à l'Est du bassin (110°W et 95°W) centré autour de l'isotherme 17°C avec une profondeur autour de 60 m. En revanche, il y atteint des vitesses supérieures à 50 cm/s et est compris entre 2°S et 2°N. L'EUC simulé par le modèle est donc plus faible et plus étendu que les observations. Enfin, un peu plus au Sud, deux noyaux de courants dirigés vers l'Est correspondent aux positions initiales de plusieurs particules sources du PCUC. Ces noyaux sont similaires aux observations de la branche Sud du contre courant de sub-surface. Dans le modèle, les deux noyaux bien distincts sont situés autour de 4°S, 120 m; et autour de 9°S, 200 m, et sont en accord avec plusieurs études qui signalent la présence de deux maximums du SSCC : un proche de l'équateur, peu profond et un secondaire, plus au Sud, plus faible et plus profond [*Rowe et al* 2000, *Johnson et al* 2001] voir Figure 4.7. Les vitesses des noyaux dans le modèle sont de l'ordre de 5 et 2 cm/s. Le SSCC a été surtout étudié dans le centre du bassin Pacifique à partir de sections CTD et de données ADCP [*Rowe et al* 2000, *Johnson et al* 2001, *Johnson et al* 2002]. Le SSCC remonte d'Ouest en Est tout en s'éloignant progressivement de l'équateur. A l'Est de 150°W, un cœur d'environ 18-29 cm/s et une densité comprise entre 26.3 et 26.5 kg/m³ sont observés pour la branche Sud des SCC par *Rowe et al* [2000]. Cependant ces moyennes sont faites en prenant à chaque section le maximum en vitesse des SCC indépendamment des variations de leurs positions géographiques (plus ou moins profond, plus ou moins vers le Sud). Elles tiennent donc compte de la variabilité

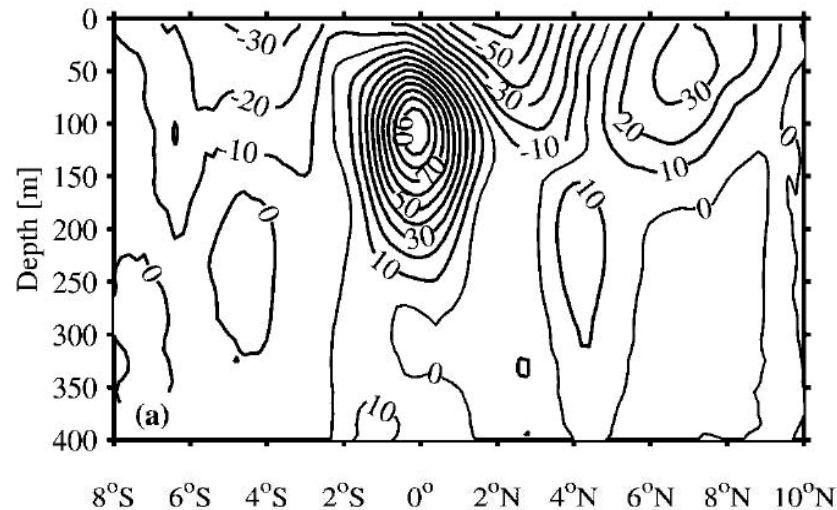


Figure 4.7 : Section méridienne de la vitesse zonale à 136°W (en cm/s). Adapté de Johnson et al [2001].

spatiale des SCC, et sont supérieures aux moyennes géographiques. *Johnson et al* [2001], examinent l'état moyen autour de 136°W (moyenne des longitudes des sections). Ils notent la présence de deux noyaux : un à 4.5°S, 220 m, et l'autre à 7°S, 290 m, de vitesses inférieures à 10 cm/s (cf Figure 4.7). De même, *Rowe et al* [2000] observent sur certaines sections entre 180°E et 120°W, un noyau secondaire plus dense, situé à 1° ou 2° au sud du SSCC principal et plus en profondeur. Le transport de ce deuxième noyau représenterait environ 60% du noyau principal. A 95°W un seul noyau a été observé à 150 m et 6°S [*Rowe et al* 2000, *Johnson et al* 2002]. Néanmoins, ces auteurs précisent que très peu de sections ADCP ont été analysées à l'Est du bassin (seulement 12 à 110°W et 95°W pour *Johnson et al* [2002]). A l'est du bassin Pacifique, *Tsuchya* [1975] note un faible contre-courant au sud du SSCC principal et à 88°W *Rowe et al* 2000 notent un "possible" noyau secondaire plus dense vers 9.5°S. Les noyaux du SSCC simulés par le modèle entre 99°W et 94°W ont des amplitudes et des latitudes à peu près similaires mais sont situés moins en profondeur que ceux décrits par *Johnson et al* [2001] à 136°W. Cette remontée des noyaux vers l'Est étant cohérente avec les observations, le modèle semble assez réaliste dans la simulation des noyaux du SSCC, même si le premier noyau ne semble pas vraiment détaché de l'EUC.

Par ailleurs, les deux noyaux de courants dans le modèle se situent dans des gammes de température comprises entre 10°C et 15°C (Figure 4.6) et les observations montrent que le SSCC est associé à la thermostade à 13°C. Cette masse d'eau se caractérise par une température proche de 13°C, un maximum de salinité et une concentration en oxygène élevée. Le volume (extension verticale et méridienne) de cette masse d'eau augmente considérablement à l'Est du bassin Pacifique [Tsuchya 1975, Lukas 1985]. La gamme de températures dans laquelle se situent les noyaux du SSCC du modèle est donc en accord avec les observations.

La source d'alimentation de la branche chilienne du PCUC provenant du Sud et rétroflectée vers 28°S (Figure 4.3) est plus difficile à identifier car le modèle ne s'étend au Sud que jusqu'à 35°S. Cependant, les courants moyens entre 150 et 250 m (Figure 4.4) montrent un flot dirigé vers le Nord qui forme la branche de retour du gyre sub-tropical. Comme vu précédemment (section 1.1.a), cette branche s'étend près des côtes et entraîne des particules vers le Nord qui sont injectées dans le PCUC via les tourbillons. Il est néanmoins difficile de distinguer, vu l'étendue spatiale du modèle, s'il s'agit d'une recirculation locale ou si ces particules peuvent venir de régions plus lointaines. Une section moyenne de la salinité du modèle à 76°W (longitude qui correspond à peu près à la branche Sud) permet de compléter la vision fournie par les courants (Figure 4.8). Sur cette section, on identifie entre autres l'eau Antarctique Intermédiaire (AAIW), l'eau Intermédiaire du Pacifique Sud (ESPIW) et l'eau équatoriale de sub-surface (ESSW) (cf masses d'eaux, chapitre 1). L'AAIW se situe à des profondeurs supérieures à 500 m et se caractérise par des salinités relativement faibles (de 34.2 à 34.5), l'ESPIW se situe à des profondeurs inférieures à 250 m et se caractérise par une faible salinité (34.2-34.3). Entre ces deux masses eaux l'ESSW s'étend vers le Sud avec des salinités relativement élevées (34.4-34.9).

Les particules de la branche Sud ont des salinités comprises entre 34.1 et 34.4 (Figure 4.9) et des profondeurs entre 100 et 300 m. Ces salinités et ces profondeurs correspondent aux caractéristiques de la ESPIW qui s'étend jusqu'à 250 m mais aussi à des eaux mélangées entre 250 et 300 m. L'ESPIW est une eau formée en surface au Sud du Chili (entre 33°S et 38°S) où le minimum de salinité affleure, et qui plonge ensuite par subduction due au

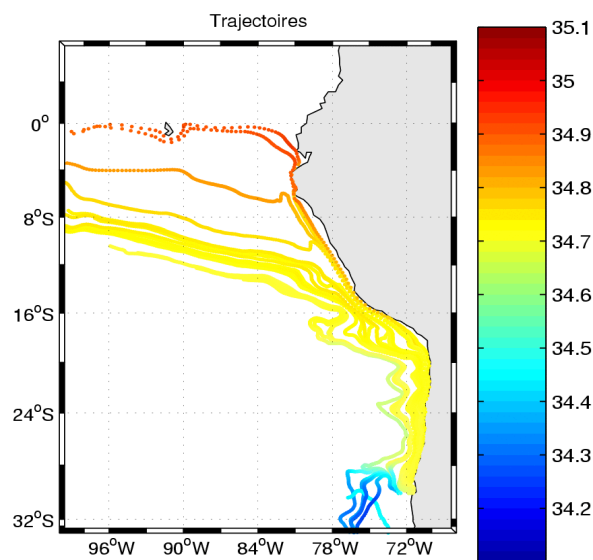
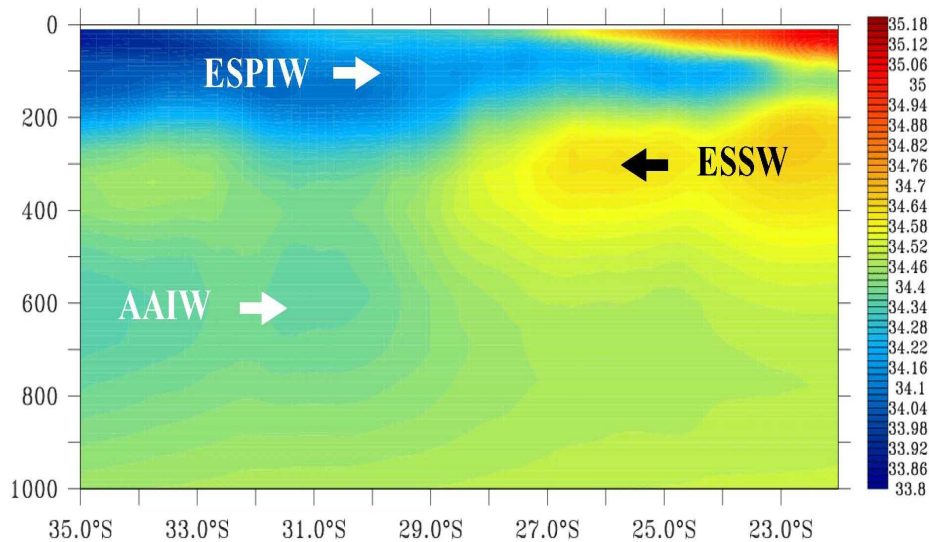


Figure 4.8 (Haut) : Section à 76°W de la salinité moyenne dans le modèle (ESPIW : eau Intermédiaire du Pacifique Sud, AAIW: eau Antarctique Intermédiaire, ESSW : eau équatoriale de sub-surface)

Figure 4.9 (Bas) : Trajectoires à rebours des particules initialement positionnées à 30°S (cf Figure 4.2). Les trajectoires sont calculées sur l'état moyen du modèle. La couleur représente la salinité des particules.

pompage d'Ekman ; une partie se retrouve entraînée dans le gyre sub-tropical [*Schneider et al* 2003]. Les caractéristiques des particules de la branche Sud indiquent donc une provenance des particules du Sud du Chili. Les eaux peu salées de la ESPIW se mélangeraient donc aux eaux salées de l'ESSW au Chili vers 30°S et contribueraient ainsi à la diminution de la salinité du sous-courant vers le Sud.

1.1.3. Et l'upwelling dans tout ça...

L'étude Lagrangienne nous a permis d'étudier les trajectoires du PCUC mais aussi les sources d'alimentation de ce courant. Une étude similaire a été réalisée sur l'upwelling : des particules ont été initialement distribuées à plusieurs latitudes en surface et une intégration à rebours a permis de déterminer les sources de ces eaux de surface et leurs profondeurs d'origine. Les résultats obtenus avec Ariane sont cohérents avec ceux obtenus pour le PCUC. En effet les particules de surface lâchées à la côte proviennent d'eaux remontées en surface un peu plus au Sud, puis qui sont advectées par les courants côtiers sur une centaine de kilomètres. Les profondeurs à la côte de ces eaux se situent aux alentours de 100 m à 10°S et 15°S et entre 150 et 300 m à 30°S (Figure 4.10), profondeurs qui correspondent à celle du PCUC. Les eaux upwellées remontent donc du PCUC, comme l'avaient signalé plusieurs études précédentes [*Strub et al* 1998, *Huyer et al* 1987]. Les sources d'eaux sont les mêmes que celles du PCUC, ie l'EUC, les SSCC et le Sud du Chili.

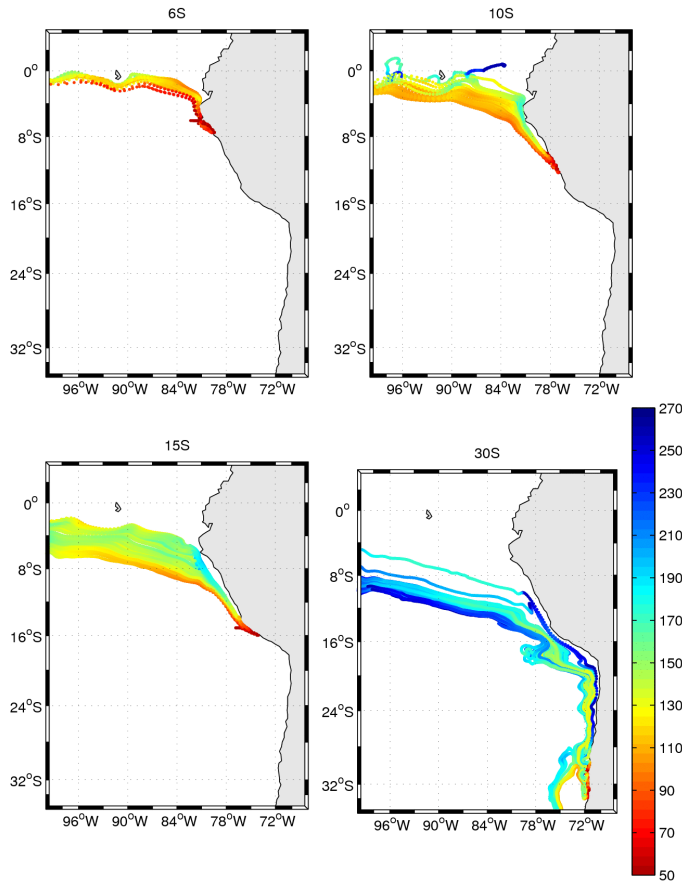


Figure 4.10 : Trajectoires à rebours des particules initialement positionnées aux latitudes 10.5°S, 15°S, 22.5°S et 30°S en surface à la côte. Les trajectoires sont calculées sur l'état moyen du modèle. La couleur représente la profondeur des particules en mètres.

Conclusion :

Trois sources pour les eaux du PCUC et de l'upwelling ont été identifiées. Au Pérou, l'EUC et le SSCC alimentent le sous-courant et les résurgences d'eaux jusqu'à environ 16°S ; ces eaux sont ensuite advectées le long de la côte Chilienne via le sous-courant. Au Chili, des eaux provenant des régions sub-polaires et sub-tropicales sont injectées dans le sous-courant via le gyre sub-tropical et les tourbillons présents dans la zone de transition des régions côtières et hauturières. Il reste à présent à déterminer quelles sont les contributions relatives des différentes branches, et le transport associé à chaque branche. Apportent-elles toutes la même quantité d'eaux aux PCUC ? Les eaux très peu salées de la ESPIW participeraient à une diminution de la salinité du PCUC vers le Sud mais dans quelle mesure leur contribution est elle significative ?

1.2. Quantification des transports : importance des différentes branches

Afin d'estimer les contributions relatives de chaque branche, des bilans en transport ont été réalisés via deux méthodes: en utilisant les champs eulériens de vitesses du modèle pour estimer les transports du PCUC, de ses sources et puits, et en utilisant le programme Ariane qui permet également d'effectuer de telles estimations à partir des trajectoires lagrangiennes. Les bilans effectués avec Ariane l'ont été sur les moyennes saisonnières, ce qui permet d'obtenir des trajectoires et des transports plus réalistes qui tiennent compte des variations saisonnières des courants (cf chapitre 2).

1.2.1. A partir des champs Eulériens :

Dans cette section, on détermine tout d'abord les dimensions d'une « boîte » correspondant au PCUC. Les flots rentrant et sortant sont évalués, pour chaque côté de la boîte, à partir des champs moyens eulériens de vitesses, ce qui permet d'obtenir un "bilan" en transport. Afin d'évaluer les dimensions de la boîte la mieux adaptée, les projections zonale et verticale du PCUC moyen sont présentées Figure 4.11, a et b. A chaque maille du modèle, le transport est calculé en intégrant la vitesse parallèle à la côte sur les dimensions de la maille. Dans un premier temps, les vitesses situées à des profondeurs inférieures à 700 m et des distances à la côte inférieures à 250 km sont sélectionnées puis intégrées zonalement (Figure 4.11 a) ou verticalement (Figure 4.11 b). Les Figures a et b, projections horizontale et verticale, permettent ainsi de définir une boîte plus restreinte. Le PCUC moyen, dirigé vers le Sud, correspond à des vitesses négatives (bleu-jaune). Sur la Figure a, le PCUC s'étend de 3°S à 35°S et de la surface à plus de 500 m. La couche d'eau correspondant au courant s'approfondit tout en s'épaississant vers le Sud. Le PCUC est quasiment en surface à 3°S et

atteint un maximum autour de 15°S. Afin de tenir compte de l'approfondissement et de l'épaississement de la couche du PCUC, seules les vitesses inférieures à -2 cm/s, représentées par des points noirs sur la Figure, sont conservées et permettent ainsi de délimiter la partie inférieure et supérieure de notre boîte. La Figure 4.11 b permet de visualiser l'extension zonale du PCUC : celui-ci s'étend de la côte à environ 200 km. Cette limite sera donc sélectionnée pour le calcul du bilan en transport.

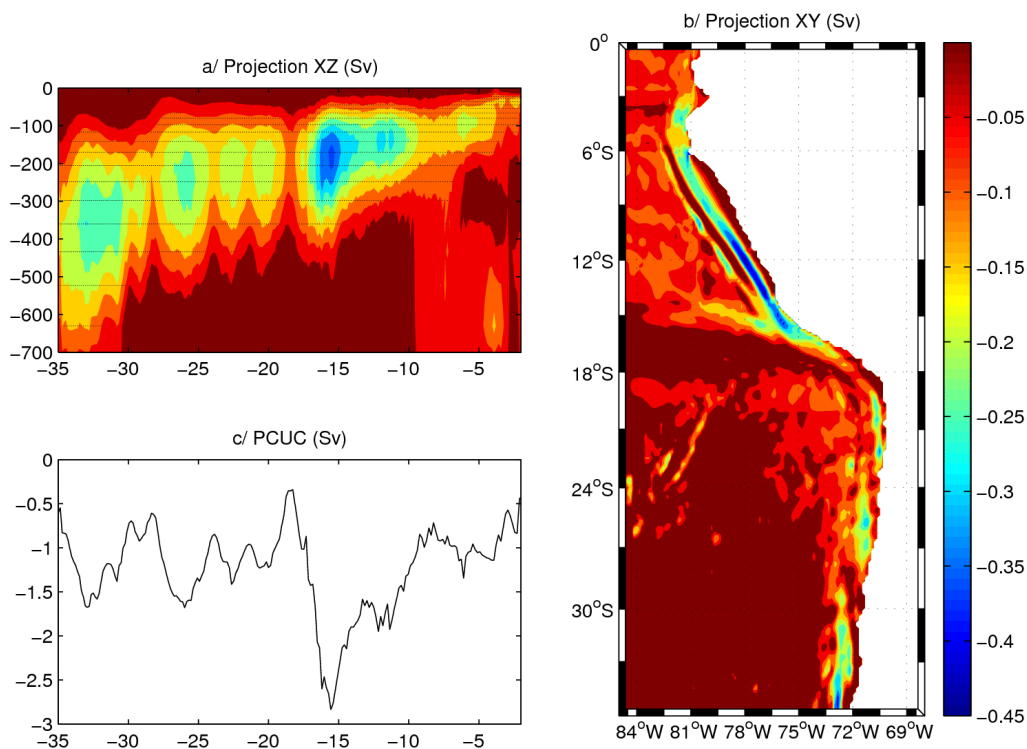


Figure 4.11 : Transport moyen du PCUC (T_{pcuc}) en Sverdrup. a/ Projection zonale (entre 0 et 250 km) et b/ Projection verticale (entre 0 et 700 m). Les points finalement sélectionnés pour le calcul du bilan en transport sont marqués en noir. L'échelle de couleur représente le transport en Sv. c/ Plot de T_{pcuc} en fonction de la latitude (T_{pcuc} a été intégré sur les points noirs et entre la côte et 200 km).

Le long de la côte du Pérou, le PCUC est bien continu et un maximum se situe autour de 15°S ; en revanche le long des côtes du Chili, le PCUC, plus faible est marqué par des points de discontinuité (courant particulièrement faible) autour de 27°S et 22°S. Enfin la Figure 4.11 c représente la variation du transport du PCUC selon la latitude, intégré entre la côte et 200 km et sur les points noirs (vitesses négatives) de la Figure 4.11 a. Le transport est

maximum autour de 15°S et est plus intense le long des côtes du Pérou (comme remarqué précédemment).

En résumé, la boîte utilisée pour les calculs de transports du PCUC a pour dimensions : côte-200km de la côte, 0-700 m et vitesse parallèle à la côte inférieure à -2 cm/s. Le bilan en transport est effectué dans des sous régions (2°S-5°S, 5°S-14°S, 14°S-18°S, 18°S-22°S, 22°S-33°S) en évaluant le transport sur chaque face (Ouest Surface et Profondeur).

Les valeurs obtenues sont résumées sur la Figure 4.12. Les sources du PCUC se situent à l'Ouest et au Nord et le puits est formé par les eaux qui remontent, donc par l'upwelling. Quasiment tout le PCUC est alimenté par l'Ouest. A 3°S, le transport du PCUC est déjà aux alentours de 0.8 Sv. Entre 3°S et 5°S, le PCUC est alimenté coté Ouest par 1.2 Sv d'eau qui provient de l'EUC ou de la première branche du SSCC, dont 0.8 Sv remonte en surface via l'upwelling. Entre 5°S et 14°S, l'upwelling est plus intense et constitue un puit de 1.8 Sv, alors que 3 Sv sont amenés par l'Ouest par le SSCC. Entre 18°S et 22 °S, le PCUC n'est plus que très peu alimenté par l'Ouest (0.3 Sv) et est principalement constitué des eaux qui proviennent du PCUC plus au Nord (3 Sv).

L'upwelling reste important (0.8 Sv) relativement à l'étendue de la région considérée (4 degrés). Enfin au Sud de 18°S, 1.4 Sv est apporté au sous-courant par l'Ouest alors que 1.3 Sv d'eau remonte à la surface via l'upwelling. Ainsi l'approche eulérienne permet de déterminer que l'eau du PCUC provient en majorité de l'Ouest de la région, entre 4°S et 14°S là où le transport du PCUC est le plus important. Cependant, il semble difficile de différencier les contributions de la branche Sud, de l'EUC, et des différentes branches du SSCC.

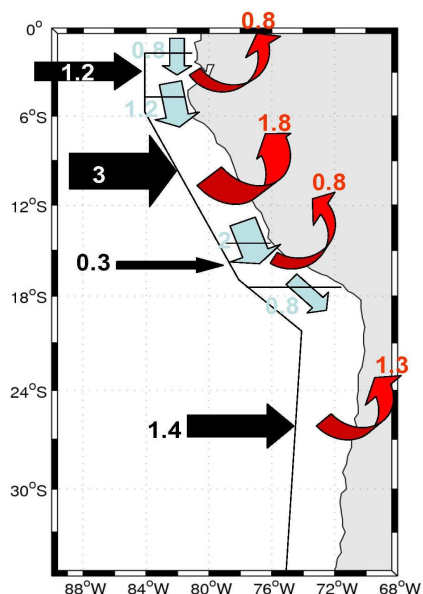


Figure 4.12 : Schéma du bilan en transport (en Sv) obtenu à partir des champs eulériens du modèle.

Pour ceux-ci, une étude lagrangienne permet de compléter l'approche eulérienne.

1.2.2. En utilisant Ariane

En augmentant considérablement le nombre de particules lâchées, le code Ariane permet l'estimation de transport de masses entre différentes sections (cf chapitre 2), et de confirmer ainsi le bilan effectué à la section précédente à partir des champs de vitesses. De plus, il permet de différencier l'apport des différentes branches et de différencier les trajectoires des particules selon leurs positions initiales.

Pour les branches à l'Ouest de la région, les particules sont initialement positionnées dans l'EUC et les SSCC (sections initiales). Un critère en température, salinité, déterminé à partir des champs du modèle, permet de positionner correctement les particules dans le cœur des courants: des particules ayant des températures comprises entre 11°C et 21°C et des salinités entre 34.3 et 35.2 sont sélectionnées pour être initialement placées dans l'EUC alors que des températures de 12.2°C à 16°C (respectivement de 8°C à 13.5°C) et des salinités de 34.8 à 35 (respectivement de 34.6 à 35) définissent le critère des particules initiales de la première branche du SSCC (respectivement deuxième branche). Ariane permet ensuite de déterminer le transport de masse des sections initiales vers des sections finales.

Les sections finales ont été définies ainsi :

- Surface : section qui représente l'ensemble des particules qui remontent via l'upwelling.
- Nord : section au Nord du domaine qui permet d'intercepter les particules qui partent vers le Nord
- PCUC à 14°S : section au Sud à 14°S entre la côte et environ 200 km au large correspondant au PCUC
- une section qui regroupe les particules s'échappant au large, à l'Ouest ou au Sud.

Une seconde expérience similaire à celle décrite ci-dessus est effectuée en définissant la section au Sud à 18°S (section PCUC 18°S) au lieu de 14°S, ce qui permet de faire le bilan des particules qui remontent entre 14°S et 18°S. Les résultats obtenus sont résumés sur la Figure 4.13.

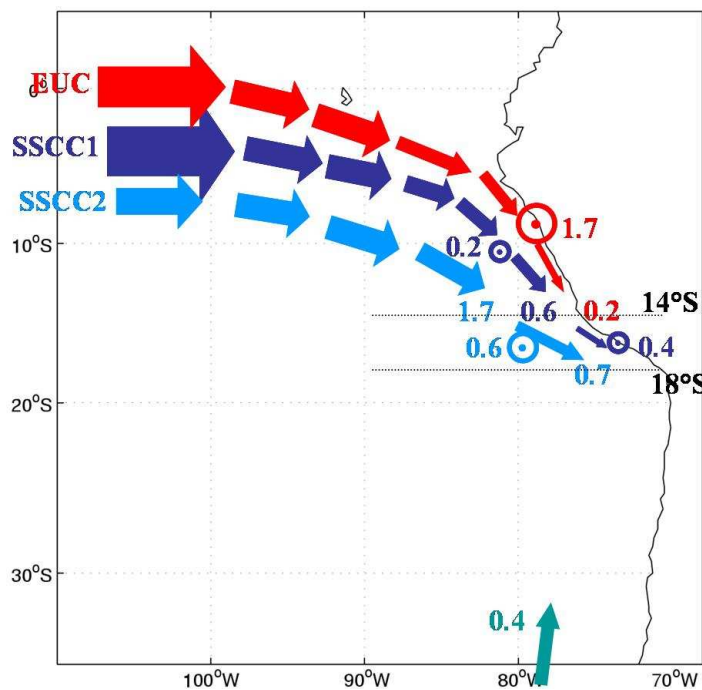


Figure 4.13 : Schéma du bilan en transport obtenu (trajectoires lagrangiennes).

Des statistiques sur les particules des sections initiales et finales (moyenne, minimum et maximum des profondeurs, températures et salinités) permettent de vérifier que les particules au final se situent bien dans le PCUC mais aussi de déterminer de quelles parties (supérieures, inférieures, cœur) des courants elles proviennent.

Les critères choisis pour les positions initiales de l'EUC et des SSCC correspondent à des transports initiaux de 10.6 Sv, 13 Sv et 2 Sv pour, respectivement, l'EUC et les deux branches du SSCC. Sur les 10.6 Sv du sous-courant équatorial, seul 0.17 Sv atteint le PCUC à 14°S, 1.7 Sv remonte en surface via l'upwelling côtier. Les autres particules se dirigent vers le Nord ou remontent à l'équateur avant de faire demi-tour dans le SEC. Les particules qui atteignent le PCUC proviennent de la partie Sud (entre 0.4°S et 2°S, en moyenne 1.4°S) et

inférieure (entre 72 et 153 m de profondeur et en moyenne à 100 m) de l'EUC. La plupart des particules de la première branche du SSCC connaissent le même sort puisque seulement 0.57 Sv atteint 14°S et 0.23 Sv est pris par l'upwelling côtier. En revanche la majeure partie du transport du second noyau du SSCC se retrouve à 14°S dans le sous-courant côtier (1.68 Sv). Les particules du PCUC proviennent essentiellement du cœur des jets (en moyenne 116 m, 4.8°S pour le premier; et 205 m, 8°S pour le second). Pour résumer, à 14°S, le transport total du PCUC provenant de ces trois sources est de 2.4 Sv et plus de la moitié des eaux proviennent de la deuxième branche du SSCC. A 18°S, on ne trouve plus d'eaux provenant de l'EUC et quasiment plus du premier noyau du SSCC. Presque toutes les particules du PCUC proviennent du cœur de la seconde branche du SSCC (0.69 Sv sur 0.7 Sv).

Enfin une troisième expérience a permis d'évaluer le transport de la branche Sud. Les particules sont initialement positionnées à l'Ouest (à environ 200 km de la côte, entre 18°S et 30°S) et dans la branche Sud (à 30°S, entre 80 km et 200 km de la côte). Les sections finales sont définies comme telles : une section au Nord (entre 0 et 200 km à 18°S), une section correspondant au PCUC à 30°S (entre 0 et 80 km, à 30°S). Parmi les particules du PCUC à 30°S, 0.4 Sv proviennent du Sud. La plupart des particules lâchées à l'Ouest sont prises dans des méandres et/ou remontent en surface.

Ce bilan en transport, effectué à l'aide d'Ariane, montre un bon accord avec le bilan précédent, réalisé sur les champs de vitesse. A 14°S, le transport du PCUC est ici estimé à 2.4 Sv contre 2 Sv avec la méthode précédente et à 18°S à 0.7 Sv contre 0.8 Sv. L'upwelling côtier, lui, est évalué à 2.3 Sv au Nord de 14°S contre 2.6 Sv et à 1 Sv contre 0.8 entre 14°S et 18°S.

Conclusion :

Nous avons effectué des bilans de transport et des calculs de trajectoires à partir de l'état moyen et du cycle saisonnier. Les particules du PCUC et de l'upwelling proviennent de trois origines bien distinctes : l'EUC, les SSCC et une branche au Sud de la région pour le sous-courant au Chili. Le bilan en transport a permis de montrer que la source principale d'alimentation du sous-courant était le SSCC. Dans le modèle, sur les 15 Sv que comptent les SSCC vers 99°W, seul 2-3 Sv servent à alimenter le sous-courant à 14°S. Nous pouvons donc nous demander dans quelle mesure l'upwelling côtier du Pérou et du Chili et donc les vents côtiers pilotent les variations du SSCC. Quelle est l'influence de l'upwelling du Pérou par rapport à celui du Chili ? Par ailleurs, le premier noyau du SSCC apporterait 0.57 Sv au PCUC à 14°S contre 1.68 Sv pour le second. Pourquoi a-t-on deux noyaux distincts du SSCC dans notre simulation et quelles sont leurs contributions respectives ? La section qui suit sera consacrée à l'étude de ce lien entre SSCC et upwelling côtier.

2. Possible lien entre upwelling côtier, PCUC et SSCC

Afin de visualiser le devenir de la branche Sud des jets de Tsuchiya, nous revenons aux trajectoires qualitatives.

Les particules sont initialement positionnées dans les deux noyaux du SSCC à l'aide de critères identiques à ceux de l'analyse quantitative (cf section précédente) et les calculs sont effectués sur le cycle saisonnier. Un exemple des trajectoires obtenues correspondant à chacun des deux noyaux du SSCC est représenté sur deux Figures distinctes pour plus de clarté. L'analyse Lagrangienne (Figure 4.14) montre des particules qui, soit remontent en surface, soit se déplacent le long de la côte dans le PCUC. La plupart des particules du premier noyau remontent en surface alors que celles du second noyau atteignent le PCUC

jusqu'au Chili. Il semble donc que le premier noyau du SSCC alimente l'upwelling du Pérou alors que le second approvisionnerait à la fois l'upwelling du Pérou et celui du Chili. Néanmoins, ces études ne concernent que les états moyen et saisonnier et demandent confirmation. Est ce que la variabilité de l'upwelling est à l'origine de celle du SSCC ? Autrement dit, un upwelling plus fort (resp. faible) correspond il à un SSCC plus faible (resp. fort) ? Si oui, quelle partie de l'upwelling sud-Américain influence t'elle le SSCC ? Est ce seulement l'upwelling du Pérou, ou comme il a été suggéré par l'étude Lagrangienne est ce que l'upwelling du Chili jouerait un rôle sur l'intensité d'une seconde branche ? Par ailleurs nous pouvons nous interroger sur le rôle des conditions aux frontières puisque nous utilisons un modèle régional. Dans quelle mesure le SSCC du modèle est il déterminé par le SSCC prescrit aux frontières ?

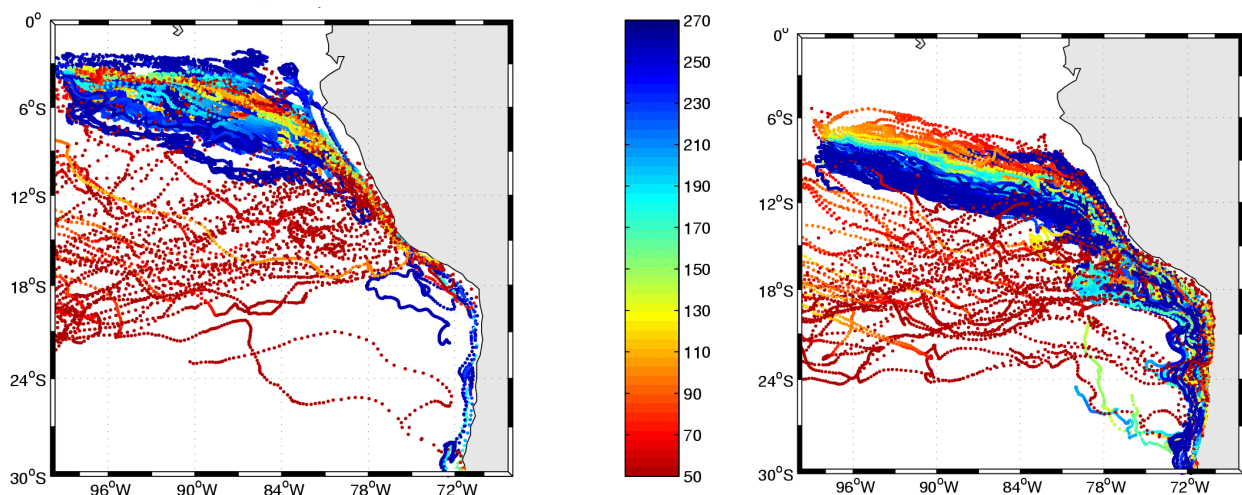


Figure 4.14 : Trajectoires des particules initialement positionnées dans le premier (Gauche) et dans le second (Droite) noyau du SSCC. Ces trajectoires ont été calculées à partir du cycle saisonnier du modèle.

Tout d'abord le SSCC du modèle utilisé aux frontières est examiné à 100°W afin de comprendre le rôle des conditions aux frontières. Ensuite l'impact de l'upwelling côtier est testé : plusieurs simulations, utilisant le modèle ROMS, ont été menées. A chaque "Run", nous avons utilisé un forçage atmosphérique différent qui crée des upwellings de différentes intensités. Ces expériences ne visent pas à obtenir des résultats réalistes, on se place dans le

cadre de "cas d'école" où une comparaison des différentes simulations avec un run de contrôle permet l'interprétation des résultats.

2.1. Influence des conditions aux frontières

Dans cette section nous nous intéressons aux conditions aux frontières prescrites à l'aide du modèle ECCO. Cependant il est important de noter qu'une étude sur la couche éponge elle même n'a pas été réalisée. Cette couche permet "d'accorder" les champs du modèle régional aux champs prescrits aux frontières. Le lien entre champs régionaux et champs aux frontières est donc fortement dépendant des paramètres des couches éponges utilisées.

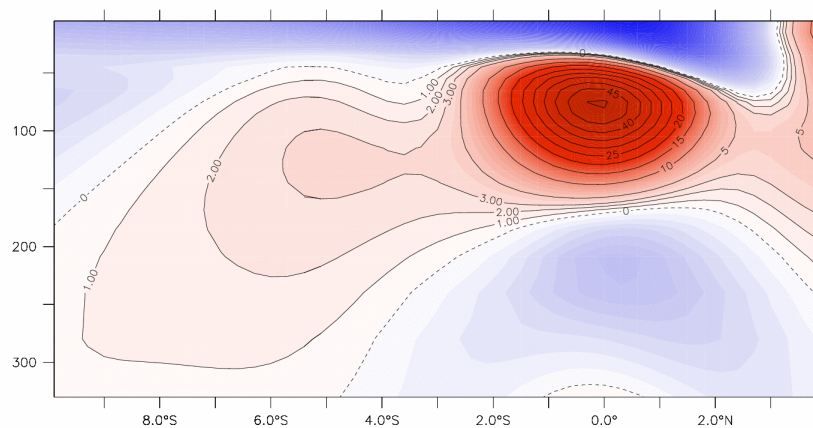


Figure 4.15 : Vitesse zonale moyenne sur 2000-2004 en cm/s des sorties ECCO à 100°W. Les sorties ECCO ont été utilisées aux frontières pour forcer le modèle régional ROMS.

La moyenne des courants zonaux entre 2000 et 2004 du modèle ECCO est donnée Figure 4.15. Le modèle présente, en moyenne, un seul noyau d'environ 2 cm/s situé vers 4°S et 100 m de profondeur. Le modèle régional présentait deux noyaux : un situé autour de 4°S, de l'ordre de 5 cm/s et un autre autour de 8°S de 2 cm/s (Figure 4.6). Le premier noyau du modèle régional pourrait être la continuité du noyau du modèle aux frontières. Néanmoins, l'intensité du courant dans le modèle régional est plus importante et le modèle utilisé aux

frontières ne présente pas de second noyau. Le 2nd noyau des SSCC ainsi qu'une partie du premier seraient entièrement dus à la dynamique régionale dans la simulation ROMS. La bibliographie, qui indique la présence d'un second noyau à l'Est du Pacifique et que la branche sud des SSCC serait en partie forcée par l'upwelling du Pérou [Rowe *et al* 2000 et Tsuchya 1975, McCreary *et al* 2002], appuie cette hypothèse.

2.2. Influence des conditions atmosphériques

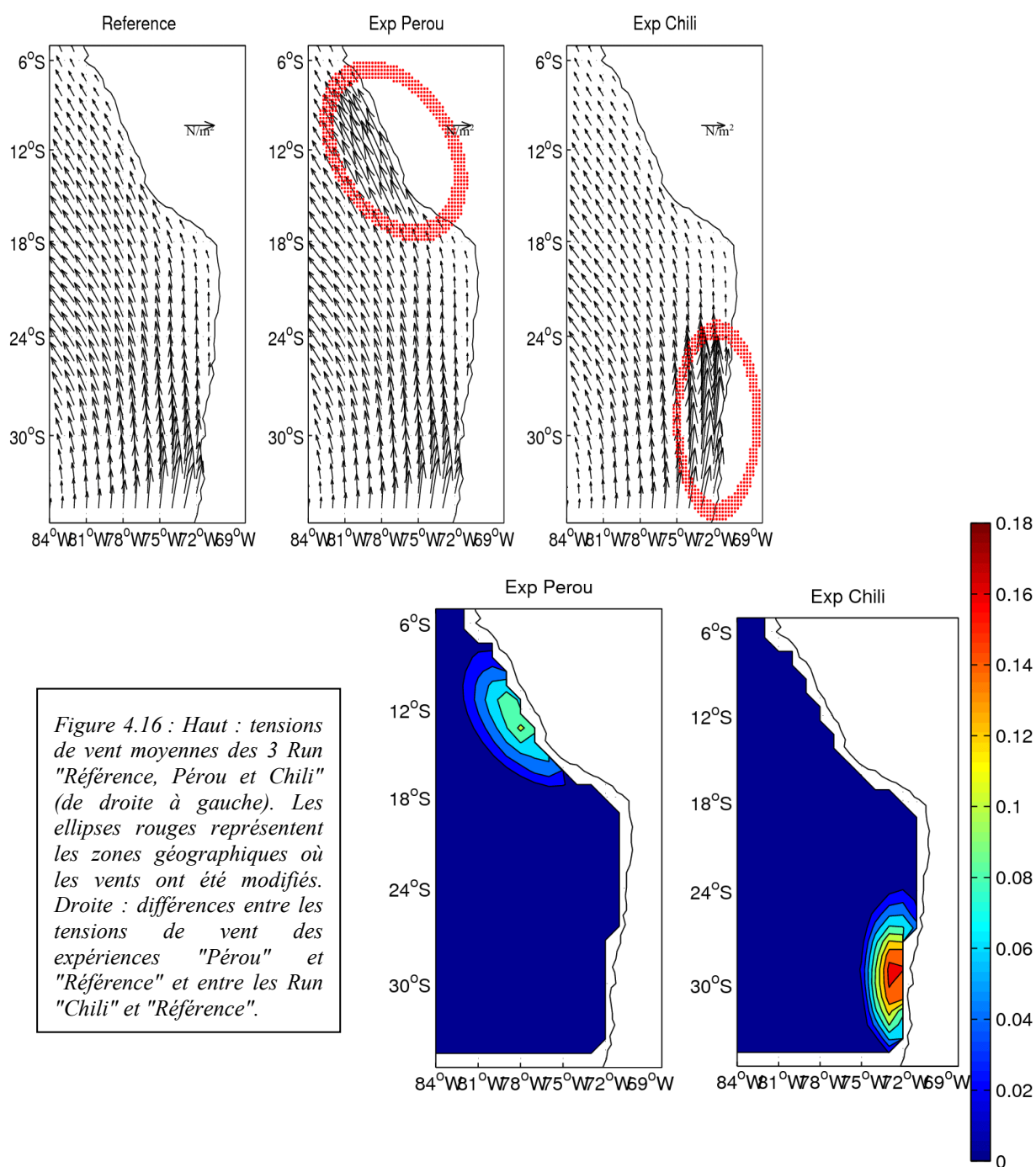


Figure 4.16 : Haut : tensions de vent moyennes des 3 Run "Référence, Pérou et Chili" (de droite à gauche). Les ellipses rouges représentent les zones géographiques où les vents ont été modifiés. Droite : différences entre les tensions de vent des expériences "Pérou" et "Référence" et entre les Run "Chili" et "Référence".

Le modèle ROMS reste l'outil utilisé ici et la configuration est la même que précédemment : le domaine s'étend de 35°S à 5°N et de 67°W à 100°W et le nombre de niveaux verticaux est inchangé (32). Les paramétrisations et schémas numériques sont également les mêmes, le cycle saisonnier obtenu à partir des sorties ECCO de 2000 à 2004 est utilisé pour les conditions aux frontières. Les forçages atmosphériques sont différents (cf section suivante) à chaque simulation. En fonction des moyens de calculs disponibles, la résolution est limitée à $\frac{1}{4}^\circ$. Chaque "Run" dure 365 jours auxquels il faut ajouter 3 ans de spin-up. Pour les analyses, les trois ans de spin-up ne sont pas retenus : seules les années pour lesquels le modèle a atteint son état d'équilibre le sont.

2.2.1. Description des simulations

Le but est de simuler des upwellings plus ou moins forts selon les régions côtières et de voir l'effet produit sur le SSCC. L'upwelling étant en premier lieu contrôlé par les vents parallèles à la côte, trois expériences avec différents forçages ont été réalisées : une première ("Run Référence") où le cycle saisonnier calculé à partir de QuikSCAT entre 2000 et 2004 est utilisé pour le forçage atmosphérique. Dans la seconde expérience ("Run Pérou"), le cycle saisonnier QuikSCAT est toujours utilisé mais les vents à la côte ont été intensifiés au Pérou à chaque mois (Figure 4.16) : une ellipse de rayon 300 km, centrée à 14°S à la côte permet de définir la zone géographique où les vents sont artificiellement modifiés. A la côte la tension des vents est multipliée par 2 à 14°S, passant en moyenne annuelle d'environ 0.05 N/m² à 1 N/m² et par un coefficient compris entre 1 et 2 des bords de l'ellipse vers le centre. Cette méthode permet de garder une continuité entre les vents à la côte et au large et d'éviter les perturbations dues aux changements brusques d'intensité des vents. Enfin, dans la troisième simulation ("Run "Chili"), les tensions de vents sont renforcées au Chili, autour de 30°S, de la

même façon. Elles sont en moyenne sur l'année autour de 0.16 N/m^2 à la côte contre 0.08 N/m^2 dans le "Run de référence". Les différences de vents moyens entre les simulations sont présentées Figure 4.16.

2.2.2. Résultats des différentes simulations

Avant d'étudier les répercussions des modifications des vents sur le SSCC, il faut au préalable étudier les variations engendrées sur l'upwelling et le PCUC. La Figure 4.17 représente une moyenne du maximum de vitesses verticales (upwelling) et le minimum de vitesse alongshore (PCUC) entre la côte et 300 km et entre la surface et 500 m sur la 4^{ème} année de simulation (après les trois années de spin-up). Une comparaison avec le "Run Référence" permet d'évaluer l'impact des amplifications locales des vents au Pérou puis au Chili.

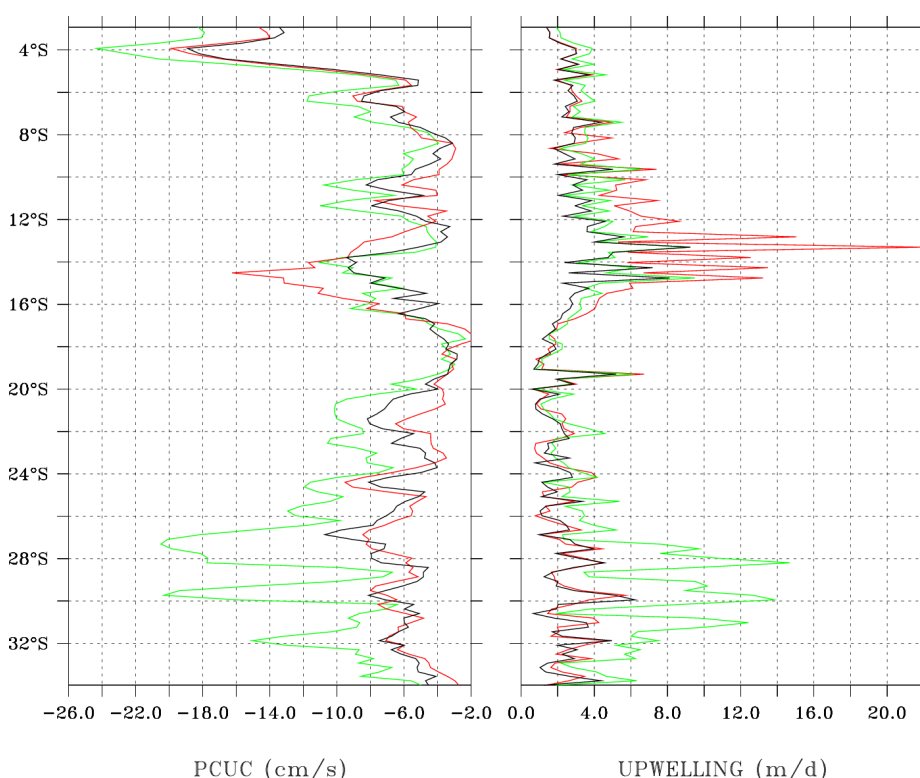


Figure 4.17 : Moyenne sur la 4^{ème} année de simulation du PCUC en cm/s (à gauche) et de l'upwelling en m/d (à droite). Le PCUC (resp. l'upwelling) est évalué par la vitesse alongshore minimale (resp. vitesse verticale maximum) entre la côte et 300 km au large et entre la surface et 500 m de profondeur. Les moyennes sont représentées pour les trois Run : "Référence" (noir), "Pérou" (rouge) et "Chili" (vert).

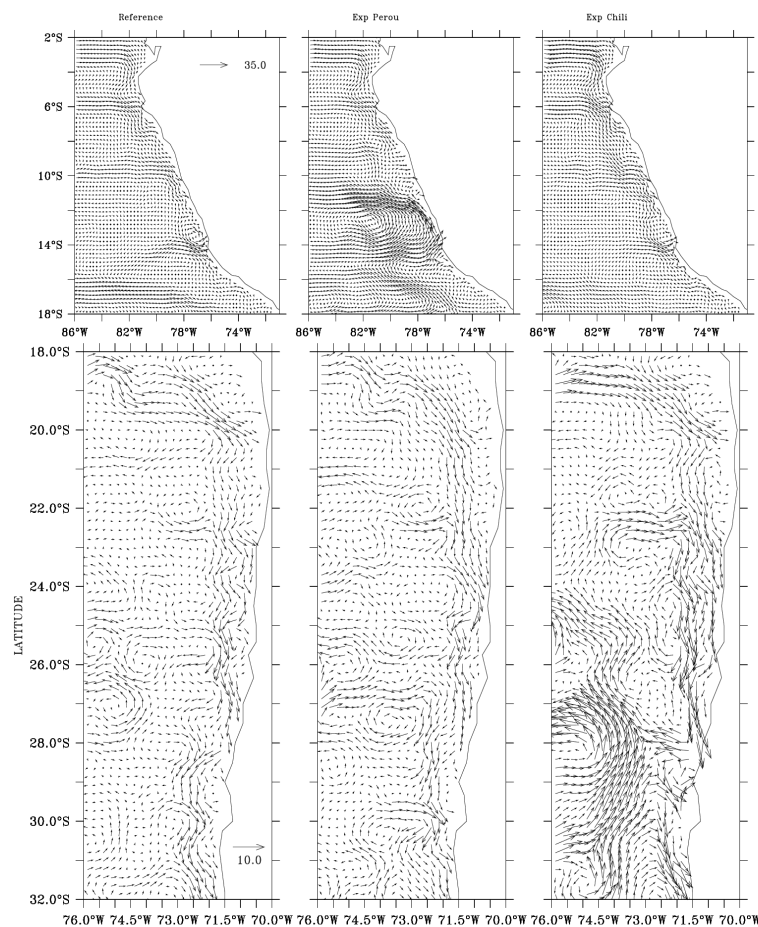


Figure 4.18 : Courants moyens à 150 m (haut) et à 200 m (bas). Les moyennes sont représentées pour les trois Run : "Référence" (gauche), "Pérou" (milieu) et "Chili" (droite).

Le "Run Pérou" (rouge) montre un upwelling et un PCUC qui s'intensifient entre 10°S et 18°S, juste dans la zone où les vents ont été modifiés. L'upwelling et le PCUC y atteignent des valeurs maximales vers 14°S de 14 m/d et 16 cm/s contre 10 m/d et 10 cm/s dans le "Run Référence". En dehors de 10°S-18°S, l'upwelling du "Run Pérou" montre des amplitudes semblables à celles de l'expérience de référence. De même le PCUC dans les deux expériences est du même ordre de grandeur avec toutefois un accroissement de 2 cm/s du courant localement à 20°S. Dans le "Run Chili", l'upwelling est également en moyenne plus intense que dans le "Run Référence" entre 26°S et 34°S (zone de renforcement des vents) : l'upwelling y atteint 14 m/d contre 6 m/d dans le "Run

Référence". En revanche, le PCUC, lui, est plus intense dans le "Run Chili" le long de toute la côte. L'augmentation la plus importante a lieu entre 26°S et 34°S avec un sous-courant supérieur à 18 cm/s contre au maximum 10 cm/s pour le "Run Référence". Le sous-courant est au moins 2 cm/s plus important autour de 22°S, 16°S, 10°S, 6°S ou 4°S.

L'upwelling s'intensifie donc localement, suite aux amplifications de vent, autour de 14°S dans le "Run Pérou" et autour de 30°S dans le "Run Chili". Le PCUC lui, s'accroît également localement aux mêmes endroits dans les "Run Pérou et Chili". Cette intensification montre que le sous-courant est étroitement lié au vent parallèle à la côte même si leurs variations ne sont pas toujours localement corrélées (cf chapitre 3). De plus dans le "Run Chili" bien que les vents n'aient été modifiés que localement autour de 30°S, le PCUC s'intensifie de quelques cm/s en plusieurs endroits de la côte sud-américaine. L'intensité du sous-courant côtier au Pérou serait donc également en partie liée à l'intensité du PCUC plus au sud. Les courants à 150 m et 200 m à la côte du Pérou et du Chili (Figure 4.18) pour les trois simulations permettent de mieux visualiser les modifications locales de circulation dues aux différents vents. Les courants côtiers du "Run Pérou" montrent un PCUC particulièrement intense entre 12°S et 14°S par rapport aux deux autres (Run "Référence" et "Chili"). Cette intensification est associée à une cellule de re-circulation locale formée de courants zonaux importants vers la côte à 14°S, vers le large à 12°S et d'un tourbillon au large, vers 82°W. Les courants du "Run Chili" sont plus intenses à la côte dans la zone de modification des vents (24°S-35°S) comparés aux deux autres Run. Le PCUC (situé à la côte, vers Sud) s'intensifie mais également les courants plus au large. En particulier, un courant dirigé vers l'équateur (sans doute la branche de retour du gyre sub-tropical) à environ deux cents kilomètres de la côte est bien plus important dans le "Run Chili". Des tourbillons font le lien entre le PCUC et le courant plus au large. Nous pouvons assimiler ce système de circulation, composé d'un courant vers l'équateur au large et de tourbillons, à la branche Sud

de la section précédente qui alimente le PCUC à cette latitude. La branche Sud d'alimentation du PCUC prend donc de l'importance dans le "Run Chili". Par ailleurs, le PCUC au Chili est également plus fort jusqu'à 18°S, ce qui semble confirmer l'augmentation du PCUC le long d'une grande partie de la côte que nous avons détectée à l'aide du minimum de courant alongshore de la Figure 4.17.

Si la circulation au Pérou est en partie liée au forçage du Chili, il est possible qu'à plus grande échelle celles du sous-courant équatorial ou du SSCC soient elles aussi liées à la circulation côtière. Les courants zonaux du modèle régional entre 2°S et 8°S, moyennées entre 85°W et 92°W (Figure 4.19), permettent d'examiner les différences dans le SSCC pour les trois expériences. Dans les 3 simulations, le cœur du premier SSCC est situé autour de 3.5°S et 90 m de profondeur. La vitesse du premier noyau est autour de 9 cm/s dans le "Run Référence" et autour 11 cm/s, soit un accroissement d'environ 2 cm/s, dans les "Run Pérou et Chili". Le second noyau de la branche sud des jets de Tsuchya est clairement présent dans les Run "Référence" et "Chili" et se situe autour de 6.5 °S et 120 m de profondeur. Son intensité est de 2 à 3 cm/s plus importante dans le "Run Chili" (7.5 cm/s). Dans le "Run Pérou", en

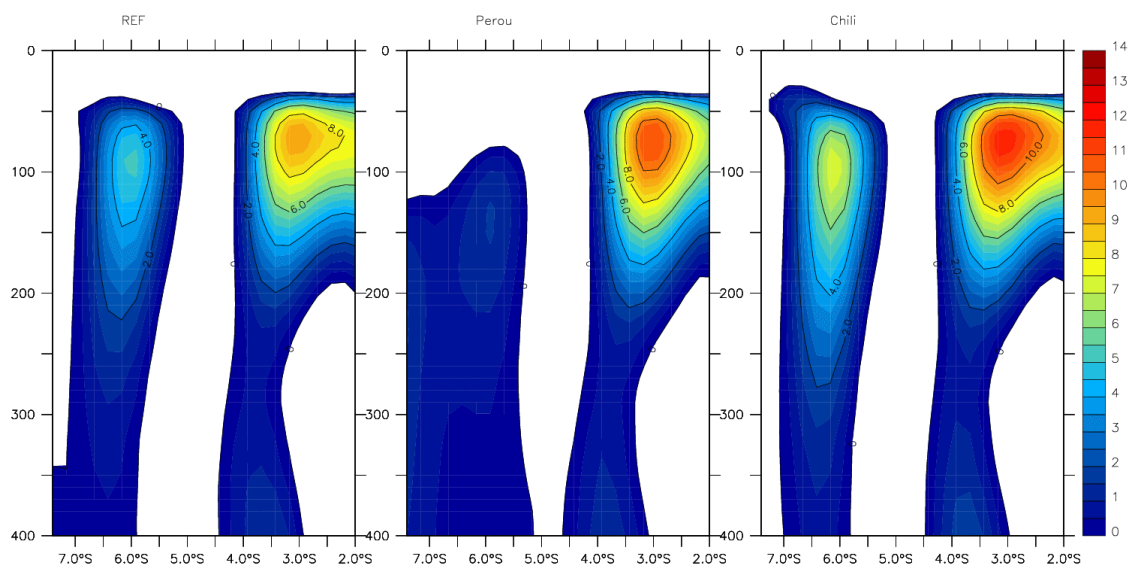


Figure 4.19 : Courant zonal moyen vers l'Est (cm/s) entre 92°W et 85°W. Les moyennes sont représentées pour les trois Run : "référence" (gauche), "Pérou" (milieu) et "Chili" (droite).

revanche, le second noyau n'est pas présent : la vitesse zonale est positive autour de 6.5°S et 150 m de profondeur mais cette vitesse est inférieure à 0.5 cm/s. Il semble donc qu'une intensification des vents au Pérou ou au Chili conduise à une intensification du premier noyau du SSCC alors que le second noyau s'intensifie avec les vents alongshore du Chili et au contraire s'effondre quand les vents sont intensifiés au Pérou. Cependant si l'intensité de l'upwelling et du PCUC est multipliée par 2, celle des deux branches du SSCC augmente modérément : de 0.3 et 0.2 cm/s pour des vitesses d'environ 4 et 8 cm/s.

S'il existe un lien entre intensité du PCUC ou de l'upwelling côtier et intensité des SSCC comme le suggère cette étude, il reste à déterminer quel est le mécanisme associé. Dans les différentes expériences numériques trois années de spin-up ont été réalisées avant d'effectuer les moyennes sur la quatrième année. Or les particules lâchées dans les deux branches du SSCC du run interannuel 2000-2004 (cf. début section 2) mettent au moins cinq années pour atteindre 30°S . Cependant un ajustement plus rapide a lieu entre PCUC et SSCC dans le "Run Chili" où les conditions sont modifiées autour de 30°S . Cet ajustement pourrait s'effectuer via des ondes de Rossby qui permettent une propagation des informations de la côte vers le large et contribueraient à ce que les variations observées sur le PCUC à la côte se répercutent sur les SSCC plus au large. *McCreary et al* [2002] suggèrent que les SCC sont des courants géostrophiques le long de fronts qui sont générés par des ondes de Rossby. Dans les simulations présentées ici tout comme dans le run au $1/6^{\circ}$ de 2000 à 2004, des ondes de Rossby se propagent bien vers le large (Figure 4.20). A 30°S , la vitesse théorique des propagation de ces ondes est autour de 0.02 m/s [*Pizarro et al* 2002], et les ondes mettent environ 3 ans (temps de spin-up des 3 expériences numériques) pour se propager de la côte à 92°W . Plus au Nord, les ondes de Rossby sont plus rapides (cf Figure 4.10), les moyennes effectuées sur la quatrième année entre 92°W et 85°W (Figure 4.19) tiennent donc compte de ces ondes. Cependant les corrélations retardées ("lag-correlation") entre PCUC et SSCC ne

sont pas significatives et ne permettent pas de confirmer un rôle des ondes de Rossby. Une étude spécifique sur leur rôle dans le lien PCUC-SCC sera nécessaire.

Conclusion du chapitre:

Dans ce chapitre, une étude lagrangienne a permis de différencier les différentes sources possibles d'alimentation du PCUC et de l'upwelling côtier. Trois origines ont été mises en évidences. En premier lieu, la partie inférieure de l'EUC (profondeur autour de 100 m) qui alimente essentiellement l'upwelling et le PCUC du Pérou. Ensuite une branche sud qui alimente l'upwelling et le PCUC du Chili. Enfin, le principal apport d'eau est fourni par le SSCC à la fois au Pérou et au Chili. Différentes expériences numériques nous ont permis d'aboutir aux conclusions suivantes : le SSCC est composé de deux noyaux, le flot du premier noyau semble en partie gouverné par l'upwelling du Pérou et du Chili alors que celui du second semble uniquement influencé par l'upwelling du Chili.

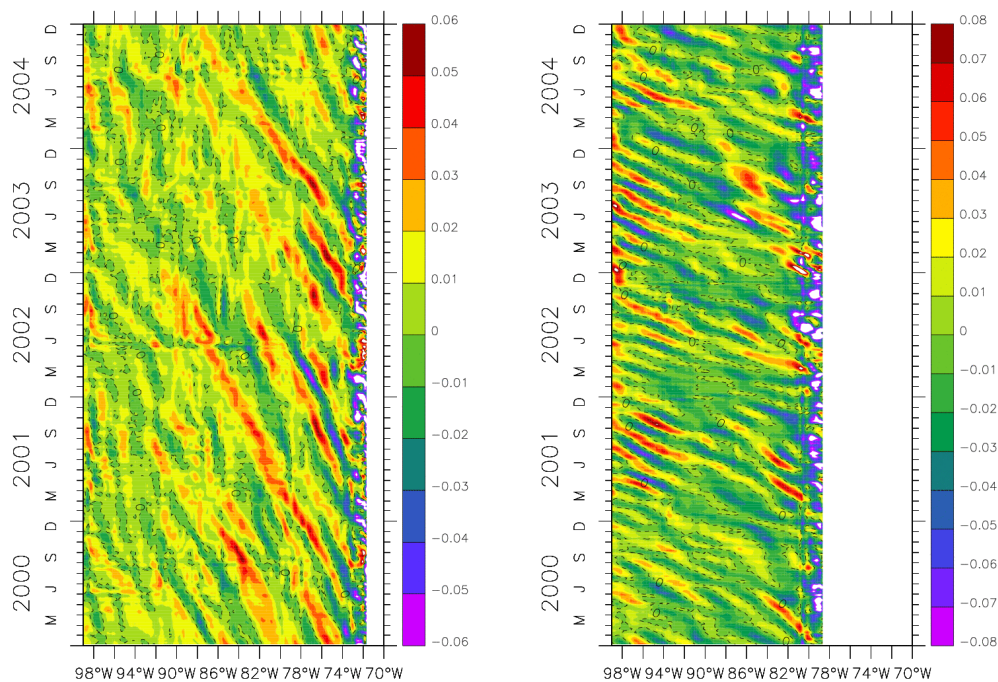


Figure 4.20 : Graphe longitude/temps des courants méridiens de surface du Run ROMS 1/6° à 10°S (gauche) et à 30°S (droite).

Conclusions et Perspectives

Conclusions

Le sujet principal de cette thèse aura été de caractériser les processus de l'upwelling et des courants associés ainsi que leurs variabilités aux échelles saisonnières à interannuelles, le long de la côte du Pérou et du Chili. Les données satellites de température de surface et de vent ont été analysées dans un premier temps mais ce travail s'est appuyé principalement sur la modélisation numérique, avec l'utilisation de deux modèles aux caractéristiques très différentes. Vu l'étendue du domaine d'étude et les limitations informatiques, la modélisation des processus à très haute résolution n'a pas été abordée. Tout d'abord le modèle ORCA05 en coordonnées z , de résolution modérée aura permis une première approche, poursuivie à l'aide du modèle ROMS en coordonnées sigma. Un run interannuel de résolution $1/6^\circ$ ainsi que trois expériences de résolution $1/4^\circ$ ont été réalisées durant cette thèse avec le modèle ROMS.

De la dynamique de l'upwelling et des courants associés...

L'upwelling et les courants associés présentent certains points communs, mais aussi d'importantes différences dans les runs ORCA05 et ROMS $1/6^\circ$. Les caractéristiques des variations de l'upwelling et des courants associés sont différentes au Pérou et au Chili. Une zone de transition où les vents, l'upwelling et le PCUC sont particulièrement faibles se situe autour de 20°S . L'upwelling montre, dans les deux modèles, un cycle saisonnier caractérisé par un maximum en hiver au Pérou et pendant le printemps-été au Chili. Ses variations sont clairement reliées aux vents locaux via le transport d'Ekman ; cependant le modèle ROMS

1/6° présente une grande influence de la topographie côtière sur l'upwelling. Les variations d'orientation de la côte (caps et baies) modifient l'équilibre entre vitesse verticale et vent parallèle à la côte, créant des alternances entre fortes et plus faibles corrélations. Les profondeurs d'isothermes, caractéristiques de la structure thermique, présentent des variations totalement différentes de celles du transport vertical. A la base de la thermocline, les isothermes dans les deux modèles ont des variations semi-annuelles parfaitement semblables aux variations de la thermocline équatoriale. Les ondes de Kelvin équatoriales puis les ondes piégées à la côte, bien que présentant des caractéristiques différentes dans les deux modèles, permettent la transmission des fluctuations équatoriales aux côtes sud-américaines. Ces ondes se rapprochent d'ondes de Kelvin théoriques dans ORCA05, probablement à cause de la résolution modérée du modèle (la topographie se rapproche d'un mur) alors que dans ROMS 1/6°, les ondes ont des vitesses conformes aux observations et aux calculs théoriques pour des ondes piégées à la côte, quand on inclue une topographie réaliste.

Le courant côtier de surface, le CPCC, présente dans ORCA05 au Chili deux périodes de maximums annuels : un en mars-avril et un autre entre août et octobre. En revanche, le cycle saisonnier dans ROMS 1/6° est moins marqué. Malgré les différences de variations saisonnières, la dynamique semble la même et ce courant est clairement en équilibre géostrophique avec le gradient de pression. Les variations de ce gradient de pression, induit par les variations de hauteurs de la mer, sont semblables aux variations équatoriales et sont soumises au forçage local des vents au sud de 20°S dans ORCA05. La plus grande inconnue reste dans la dynamique du sous courant Pérou-Chili, le PCUC. Celui-ci a un cycle saisonnier semi-annuel dans les deux modèles au Chili mais au Pérou, il est marqué par un fort maximum hivernal dans le modèle ROMS et un cycle semi-annuel équilibré dans ORCA05. Le courant est en partie géostrophique (des corrélations de 0.5 à 0.9 ont été trouvées dans les deux modèles entre PCUC et courants géostrophiques issus de l'hydrologie). En revanche, les

variations du PCUC sont en accord avec celles de l'EUC ou du niveau de la mer à l'équateur dans ORCA05 alors qu'elles semblent plutôt en accord avec celles du vent local au Pérou dans ROMS 1/6°. Par ailleurs, dans les deux modèles, des analyses en ondelettes dans les deux courants ont révélé la présence de périodes de fluctuations des vitesses de 40-70 jours le long de toute la côte associées aux propagations des ondes côtières d'origines équatoriales.

Les deux modèles comportent donc des différences dans les contributions respectives des forçages locaux et à distance sur la variabilité du PCUC. Comme les longues séries d'observations de ce courant sont rares, cette question reste ouverte.

Aux origines des eaux qui les composent....

Par ailleurs, une étude Lagrangienne sur les sorties du Run ROMS 1/6° aura permis de déterminer les origines des eaux de l'upwelling, du CPCC et du PCUC. Trois provenances principales ont été identifiées : l'EUC qui alimente principalement l'upwelling et le PCUC du Pérou, le SSCC qui alimente à la fois le Pérou et le Chili et enfin une 2^{ème} branche du SSCC plus au sud qui alimente le Chili. Des bilans de transports associés à chaque branche ont permis de montrer que le SSCC était la principale source d'alimentation.

Inversement, la variabilité de l'upwelling et du PCUC contrôle en partie celle du SSCC dans l'Est du bassin Pacifique : une intensification de l'upwelling ou du PCUC se traduit par une augmentation du flot du SSCC. Par ailleurs, le SSCC se compose de deux noyaux dans l'Est du bassin Pacifique, un principal et un secondaire un peu plus profond et plus au sud. Alors que le noyau principal alimente à la fois le Pérou et le Chili, les eaux du noyau secondaire semblent d'avantage destinées à l'alimentation de l'upwelling et du PCUC au Chili. L'existence du noyau secondaire est peut-être conditionnée par une sorte d'équilibre entre les upwelling du Pérou et du Chili comme semblent l'indiquer des expériences de modélisation. Un upwelling plus fort au Pérou pourrait amener une disparition du noyau secondaire alors

qu'un upwelling plus fort au Chili génère clairement un second noyau plus intense. Toutes ces interactions entre le SSCC et la variabilité à la côte sont probablement associées à des propagations d'ondes, mais leurs structures et vitesses de propagation n'ont pas pu être mises en évidence dans le modèle.

Limitations et perspectives de cette étude

- La principale limitation de cette étude réside dans le fait qu'elle est basée presque entièrement sur un modèle numérique dont la résolution n'a pas pu être plus fine que $1/6^\circ$. Comme nous l'avons vu dans les deux premiers chapitres, peu d'observations in situ existent dans la région et nous n'avions accès qu'à quelques unes d'entre elles. Par ailleurs, cette thèse aborde principalement des phénomènes de sub-surface et elle s'étend sur une grande zone géographique : de l'équateur au sud du Chili. Le recours à la modélisation numérique s'est donc avéré l'outil le mieux adapté. Cependant quelques points doivent être examinés de plus près à l'aide d'observations. Par exemple, les variations des profondeurs d'isothermes et de l'upwelling (vitesses vers le large ou vitesse verticale) ont été peu étudiées à l'aide d'observations. Le cycle saisonnier du PCUC au Pérou, différent dans les deux modèles, reste indéterminé et doit être précisé à l'aide de mesures in situ de courants. Dans cette perspective, le navire José Olaya (navire océanographique de l'IMARPE) qui vient récemment d'être équipé d'un ADCP de coque pourra contribuer à apporter des réponses.
- Par ailleurs, la résolution limitée n'a pas réellement permis une prise en compte des phénomènes meso-echelles, pourtant importants dans la région. Une étude de plus haute résolution serait dans un premier temps indispensable afin de

confirmer les résultats obtenus ici, tant ceux portant sur la dynamique que sur les trajectoires Lagrangiennes, et d'examiner le rôle de la méso-échelle.

- Les vents satellites utilisés pour forcer les modèles ont des résolutions modérées (au mieux 0.5°) qui ne permettent pas de rendre compte de la variabilité de fine échelle du vent près des côtes. Actuellement seules les études incluant des modèles atmosphériques régionaux permettent d'obtenir des résolutions suffisantes pour représenter correctement la diminution de l'intensité du vent à la côte [Capet et al 2005] et pour une prise en compte des phénomènes locaux liés à la présence des particularités de la côte (baies, caps). En Californie, ce genre d'étude a été réalisée (mêlant données satellites et modèle atmosphérique) et a montré que seule une prise en compte des variations à fine échelles à la côte permettait de représenter correctement les variations de température dues à l'upwelling côtier [Capet et al 2005]. La modélisation atmosphérique à haute résolution est en plein développement sur la région du Pérou-Chili et fait l'objet d'une thèse au LEGOS (thèse de Lionel Renault), l'impact sur les conditions océaniques est également en cours d'étude.
- Concernant plus spécifiquement les origines des masses d'eau, une étude incluant les sorties de modèles avec des fréquences d'échantillonnage temporel plus grandes (quelques jours) permettrait de se placer dans un cadre plus réaliste. Il a été montré à la fin du chapitre 3 qu'une partie notable de la variance de la circulation provient de la méso-échelle. Par ailleurs, certains courants étant soumis à une forte variation saisonnière, il est possible que

l'alimentation du sous-courant et de l'upwelling n'ait lieu que durant certaines périodes de l'année. En effet *Lukas* [1986] n'observe une liaison EUC-PCUC que d'avril à juin. Dans ce manuscrit, cette question n'a cependant pas été abordée. Les trajectoires montrent des particules avec un temps de propagation extrêmement lent. Les flotteurs modélisés mettent, par exemple, une dizaine d'années pour aller de l'Ouest du domaine (100°W) à la côte dans le SSCC. Il semble donc difficile de dégager des variations saisonnières à de telles échelles mais cette question mérite d'être abordée plus spécifiquement.

- Enfin, s'il a été montré que les variations des SSCC étaient influencées par l'upwelling côtier ou le PCUC du Pérou Chili, les mécanismes associés n'ont pas été identifiés. Nous avons vu qu'une possibilité était par l'intermédiaire des ondes de Rossby qui sont bien présentes dans le modèle, mais ce rôle des ondes n'a pas pu être précisé. Plus généralement, peu d'études portent sur les répercussions des variations côtières sur la dynamique plus au large. Le noyau secondaire du SSCC, présent dans le modèle, a également été parfois observé dans le centre du bassin pacifique [*Johnson et al* 2002] mais il est difficile de conclure que ce noyau est entièrement le résultat de l'impact de la circulation côtière au Pérou Chili. Jusqu'à quelle longitude peut s'étendre l'impact de la circulation de bord Est ? Cette étude a été réalisée à l'aide du modèle régional ROMS $1/6^{\circ}$ dont la configuration s'étend à 100°W , on peut envisager une extension zonale de la configuration, qui demandera des moyens de calculs plus importants. Le modèle numérique régional ROMS a une circulation de grande échelle prescrite aux frontières par l'intermédiaire de la couche éponge. Une étude spécifique sur la couche éponge elle-même n'a pas été réalisée. On

peut donc se demander quel rôle joue cette couche éponge dans le modèle régional sur le lien entre upwelling côtier et SSCC. Nous avons vu que le modèle semblait générer sa propre circulation régionale mais en serait-il de même avec un modèle incluant tout le bassin Pacifique ?

Perspectives à long terme :

Ce travail constitue une contribution à la caractérisation des phénomènes qui régissent la variabilité du Pacifique Sud Est et des upwellings. Il s'inscrit plus largement dans une dynamique d'étude globale du système de Humboldt et des upwellings de bord Est. Du fait de leur importance en termes de ressources économiques pour les pays riverains, ces systèmes côtiers sont au cœur de chantiers de recherche en cours (projet INTER-UP, FLOPS, recherches sur les systèmes d'upwellings d'Afrique de l'Ouest). Ces projets visent à mieux comprendre la variabilité climatique et océanique de ces régions clés ainsi que leur influence sur les ressources vivantes. Le lien entre la variabilité physique du milieu océanique et la gestion de ces ressources vivantes n'est pas direct. Cependant la connaissance de cette variabilité est la première étape, nécessaire, à la compréhension de la chaîne de mécanismes chimiques et biologiques qui mènent jusqu'au ressources, sans oublier le rôle de l'exploitation par l'homme, qui est peut être le plus mal connu. Si cette thèse a pu contribuer de façon même très minime à cette première étape, alors elle aura rempli son rôle.

Annexe

On differences in satellite wind products and their effects in estimating coastal upwelling processes in the South-East Pacific.

Marie Croquette⁽¹⁾, Gérard Eldin⁽¹⁾, Carmen Grados⁽²⁾ and Myrian Tamayo⁽³⁾

⁽¹⁾ *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS),
CNRS/CNES/IRD/Université Paul Sabatier, F-31400 Toulouse, France.*

⁽²⁾ *Instituto del Mar del Perú (IMARPE), Esq. Gamarra y Gral Valle S/N,
Chucuito, Callao, Casilla 22, Lima, Perú.*

⁽³⁾ *Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN), Av. Gamarra 500, Chucuito,
Callao, Lima, Perú.*

Abstract:

Alongshore wind stress and curl obtained from ERS and QuikSCAT satellite wind products are routinely used to investigate coastal upwelling dynamics in the South East Pacific. North of 17°S and south of 26°S there is a good agreement in the seasonal cycle of both products. Data from Peruvian coastal wind stations are used to validate satellite coastal winds. Between 17°S and 26°S seasonal cycles from coastal stations are in phase with QuikSCAT but in opposition with ERS. This discrepancy is confirmed during the overlapping period of the satellite products. Therefore, data from ERS do not seem to capture the strong cross-shore wind gradient in that area, while QuikSCAT renders at least part of it. These differences are dramatically enhanced when computing the wind stress curl along the coast: estimates of Ekman pumping obtained from QuikSCAT data in a coastal band are 2-3 times higher than those achieved with ERS data.

1. Introduction

Coastal upwelling in eastern boundaries current systems occurs when the wind stress has an equatorward alongshore component (Ekman transport) or a *negative* wind stress curl in the southern hemisphere (*positive* in the northern hemisphere) (Ekman suction). In the South-East Pacific (SEP) upwelling system, along the coasts of Peru and Chile, both mechanisms have been identified to influence upwelling variability. For instance, cross-shore current velocity estimated from a mooring at 15°S was found coherent with alongshore wind variations from a coastal wind station [Lentz, 1992]. In addition, Halpern [2002] has suggested that strong negative Ekman pumping may be the source of the deepened coastal thermocline at 15°S during the 1997-1998 El Niño.

It is thus relevant to better quantify the relative importance of the two Ekman processes. Satellite data provide long times series of wind measurements and are appropriate for that purpose. Wind products are available from two main satellites covering different time-periods: ERS and QuikSCAT. They are routinely used by the oceanographic community, but, because of their limited spatial resolution, their accuracy in reproducing alongshore wind and wind stress curl at the coast can still be questioned. In particular, satellite wind products are limited to a distance of 50 km (ERS) or 25 km (QuikSCAT) from the coast, while onshore-offshore wind gradients exist close to the coast. For example, in the California Current System, wind observations from moorings and aircraft measurements have shown that there is a drop off of the wind stress amplitude near the coast. This drop off and its position are more or less simulated by atmospheric models [Capet et al., 2004; Pickett and Paduan, 2004] whereas satellite winds are not as accurate in reproducing it. A wind gradient at the coast creates an Ekman suction which may be

capable of generating upwelling larger than 10 m d^{-1} [Pickett *et al.* Paduan, 2004; Münchow 1999]. In the SEP system, different alongshore wind speed seasonal cycles were found at Arica (18.5°S), Iquique (20.5°S) and Antofagasta (23.5°S) between coastal stations and ERS data [e.g. Blanco *et al.* 2001]. Blanco *et al.* [2001] suggested that ERS data could not faithfully represent the wind seasonal cycle close to the coast. On the contrary, ERS data variations are in phase with coastal station data variations at Lengua de Vaca (30.5°S) [Shaffer *et al.* 1999], even if the alongshore wind speed decreases between the last ERS data and the coastal station. A further study is thus needed to evaluate the ability of the satellites in measuring true alongshore coastal wind and wind stress curl all along the South American coast.

ERS data is available over 1992-2000 and QuikSCAT data from 1999 to present. In this study, alongshore wind speeds, and wind stress curls are investigated from these 2 products along the Peru and Chile coasts and compared to some coastal wind stations. Section 2 provides more information on the wind products. In section 3, alongshore wind speed is investigated. Mean state and seasonal variations of the two satellites are described and compared to coastal wind stations and previous studies. Section 4 is dedicated to the wind stress curl.

2. Data sets and methods

2.1 Gridded satellite data

ERS 1-2 scatterometer measurements have a 50 km spatial resolution and a 500 km-wide swath. These satellites covered the global ocean in 3 days and operated from 70 January 1991 to December 2000. QuikSCAT winds from Seawind scatterometer have

better spatial and temporal resolutions, 25 km and one day global coverage, respectively. Simultaneous measurements from both satellites are available for about one year and a half (July 1999 to January 2001). Several wind products are built from swath data by different institutions, like PO.DAAC in the US (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). Products available from CERSAT (www.ifremer.fr/cersat) are used in this study: ERS 1-degree and QuikSCAT 0.5-degree resolution grids, with weekly and daily temporal resolutions, respectively. These products are built with both ascending and descending passes. They are provided as representative of 10 m height winds. RMS differences between CERSAT products and offshore buoys wind speeds and directions are given as 1.5 m/s and 17° for QuikSCAT, and 1.38 m/s and 24° for ERS [*Anonymous, 2002a, 80 2002b*].

For both products, the alongshore component is obtained by projection over a line parallel to the coast. Coastal values are obtained from the grid cell closest to the coast, around 50 km and 25 km for ERS and QuikSCAT respectively.

Comparison between ERS 2 and QuikSCAT products in offshore areas for their common period show a mean difference of 2 m/s in speed and 20° in direction and a correlation of 0.95 for wind speeds ranging from 3 to 20 m/s. The main discrepancies are found for low wind speed (less than 3 m/s) [*Bentamy et al, 2000*]. A computation over the whole South East Pacific at a minimum distance of 300 km from the coast gives similar results.

2.2 NAYLAMP data

NAYLAMP (El Niño Anual Y Las Anomalías Medidas en el Pacífico) is an ocean observing project implemented by the Peruvian Navy through their Hydrographic Service (DHN). The project started in September 2001 and consists in 11 automatic meteorological coastal stations along the Peru coast. Among other parameters, they provide wind speed

and direction every hour at a height of about 4 meters above ground. More details on the NAYLAMP project and on coastal wind data can be found at <http://www.naylamp.dhn.mil.pe>. Only some of these stations (Talara, 4.59°S, Isla Lobos de Afuera, 6.93°S, Chicama, 7.97°S, San Juan, 15.34°S, Matarani, 17°S, and Ilo, 17.64°S) will be used in this study because their locations are free from possible 100 obstructions (hills, buildings...).

3. Coastal alongshore wind speed

A significant part of the variance in coastal upwelling processes is associated with synoptic wind variability associated with topographic features [Blanke *et al* 2005], or propagation of coastal waves in the 5-10 days frequency band [Hormazabal *et al* 2002]. However, the different temporal resolution of the ERS and QuikSCAT wind products do not allow a comparison in these frequency ranges, and our focus will be restricted to lower frequency variability, mainly the seasonal cycle.

3.1 Satellite winds seasonal cycles

Coastal alongshore wind speed seasonal cycles computed from ERS and QuikSCAT products after monthly averaging are compared on **Figure 1**. The studied area was divided into four regions, roughly corresponding to different seasonal cycles [e.g. Strub *et al*, 1998].

North of the study area (3°S - 17°S), ERS and QuikSCAT seasonal cycles are in good agreement. The maximum alongshore speed occurs in austral winter (5-6 m/s) and the minimum in summer (3.5 m/s). Nevertheless the ERS maximum (July) leads the QuikSCAT maximum (September) by two months. A study of a 1991-1997 times series of ERS 1-degree coastal alongshore wind component had also shown a winter maximum

[*Shaffer et al.*, 1999].

Between 17°S and 21°S, ERS and QuikSCAT coastal seasonal cycles are different. ERS alongshore wind is quasi constant with only a slight maximum in austral winter (3.6 m/s), whereas QuikSCAT winds show a clear maximum in austral summer (3.8 m/s, 1 m/s above ERS data). The QuikSCAT maximum in austral summer at the coast is consistent with the seasonal cycle computed from a coastal station at 18.5°S [*Blanco et al.* 2001].

Between 21°S and 26°S, ERS speed is maximum in austral winter and minimum in 120 austral summer. Although the QuikSCAT speed seasonal cycle is very weak, it rather shows a slight minimum in winter. For other seasons QuikSCAT data are most of the time 0.5-1 m/s above ERS data. *Blanco et al* [2001] had noted differences between ERS and a coastal station wind seasonal cycle at Antofagasta (23.5°S). Wind speed was clearly maximum in summer and minimum in winter at that station. Thus, in this region, neither ERS nor QuikSCAT are consistent with wind data from a coastal station. However, the QuikSCAT seasonal cycle seems closer to what was observed at Antofagasta than to the ERS seasonal cycle. This seems to confirm a change in seasonal cycle from the coast to offshore, which origin is still to be investigated.

In these two intermediate regions, the wind is particularly weak (note that all plots have different scales in figure 1). However, the amplitude of the seasonal cycle is of 1.5 m/s for QuikSCAT and is not negligible in regard of the mean values (around 3 m/s). Moreover QuikSCAT coastal satellite winds are in agreement with the change in the wind seasonality toward the coast suggested by *Blanco et al* [2001].

Finally, South of 26°S, the wind is stronger and the two products are in a better agreement. Wind cycles are characterized by a fall minimum and a spring-summer

maximum as already shown in *Shaffer et al.* [1999]. A one month lag is notable between QuikSCAT minimum (in May) and ERS's (in June).

3.2. Case of the 17°S-26°S region

The alongshore wind seasonal cycles of ERS and QuikSCAT data are in agreement north of 17°S and south of 26°S. In between, some significant differences are observed. Two main hypotheses may be invoked to explain this disagreement. Firstly, the seasonal cycles for the two data sets are computed over different periods of time, with a 1.5-year overlap. Secondly, the two products have different temporal and spatial resolutions, with coastal QuikSCAT data being 25 km closer to the coast than coastal ERS data.

Figure 2 presents ERS 2 and QuikSCAT time series for the same regions as on **Figure 1**, during the overlap period (07/1999 – 01/2001). North of 17°S and south of 26°S, variations are very similar and in agreement with previously described seasonal variations: in the north, maxima occur in winter of 1999 and 2000, and minima in summer of 2000 and 2001; in the south, both summer maxima and winter minima are evidenced in the 2 data sets. No lag in the peak occurrences is observed during this period between ERS 2 and QuikSCAT. Thus, the one (two) month lag previously observed, at the south (north), in the seasonal cycles maybe due to the different periods used to compute the seasonal cycles.

In the intermediate regions, QuikSCAT and ERS coastal variations are very different. Between 17°S and 21°S, QuikSCAT alongshore wind is maximum in summer 2000 and also starts to increase in January, beginning of summer 2001. ERS alongshore speed is minimum during November 1999-January 2000 and maximum during winter 1999 and 2000. Differences between the 2 data sets reach more than 1 m/s. and these different behaviors between ERS and QuikSCAT alongshore speeds are in agreement with the

seasonal cycle of each wind product described in the previous section. Between 21°S and 26°S, coastal ERS winds are very variable, on a monthly time-scale. QuikSCAT alongshore wind speed is almost constant in the whole period with only a short maximum in June 1999. Here also these differences between the 2 data sets are consistent with their seasonal cycle differences.

These observations during the overlap period confirm that the difference in seasonal cycles for the 2 data sets cannot be attributed to the different sampling time periods, and are more likely associated with an offshore-inshore wind gradient.

Winds from NAYLAMP coastal stations can provide more information on that alleged wind gradient. Four stations are located in the first region (3°S-17°S) and two in the northern part of the second region (17°S-21°S). The anemometers are positioned at a few meters height above sea-level (4-6 m), whereas satellite products represent the 10-m wind. Since the anemometers elevations are not precisely known, no systematic correction on the wind amplitude can be made; for example, a value of 5 m/s at 3 m height corrected with a simple logarithmic formula in neutral conditions would give amplitude of 5.58 m/s at 10 meters height in the offshore ocean. The direction is supposed to be constant with altitude. Because of that remaining uncertainty on amplitude, stress will be put on differences in seasonal cycles rather than on amplitudes. These data present a significant diurnal cycle, (see a summary in Table 1), which could affect the comparison with satellite data, obtained at 6 A.M. and 6 P.M. local time passes. To prevent that potential bias, seasonal cycles (**Figure 3**) at Talara (4.59°S), Lobos de Afuera (6.9°S), Chicama (7.69°S), San Juan (15.34°S), Matarani (16.99°S) and Ilo (17.64°S) stations were computed from monthly averages using only data at 6 A.M. and 6 P.M.. At Talara and Lobos de Afuera stations, the NAYLAMP and QuikSCAT data are in agreement with similar amplitudes

and a minimum in summer. At Chicama, amplitude and seasonal cycle from satellite and coastal station are different: the coastal station shows a winter maximum whereas QuikSCAT wind is minimum and the amplitude differences vary from 1 to 2 m/s. At San Juan, both seasonal cycles are in agreement but amplitudes differ by about 1 m/s in summer. In the intermediate region, at Matarani and Ilo, the seasonal cycle is characterized by a summer maximum and a winter minimum, in agreement with QuikSCAT alongshore wind seasonality. Thus, between 3°S and 18°S, available coastal stations and QuikSCAT data present similar seasonal cycles, except at Chicama. In addition, in the south of the area, at Matarani and Ilo, there is a significant difference (~ 3 and 2 m/s) between satellite and coastal data in winter. This wind gradient, if confirmed could induce significant Ekman pumping in the first 25 km from the coast.

4. Wind stress curl

4.1. Mean state

Wind stress curl mean state is presented on **Figure 4** for the QuikSCAT and ERS products. As expected, offshore, ERS and QuikSCAT exhibit similar wind stress curl magnitudes. Positive wind stress curl, reaching $1.2 \cdot 10^{-7} \text{ N/m}^2$ units are found south of 15°S where the oceanic South East Pacific subtropical gyre is located. North of this latitude, the wind stress curl is negative with lower values ($0.5 \cdot 10^{-7} \text{ N/m}^2$) around 5°S. Around the Galapagos Islands, weak values are obtained from the ERS product whereas strong wind stress curl values ($2 \cdot 10^{-7} \text{ N/m}^2$) can be found in the QuikSCAT product. In the near shore region, the two wind stress curl estimates are very different in amplitude, with strongly negative values for QuikSCAT data in a coastal band of about 100 km width: along the

Peru coast and south of 30°S, values under $-2 \cdot 10^{-7} \text{ N/m}^2$ are estimated with QuikSCAT whereas ERS wind stress curl stays close to null; on average, coastal QuikSCAT curl amplitudes are from twice to four times stronger than ERS values. An area of positive wind stress curl can be noticed in the QuikSCAT mean around 4°S at the coast which does not appear in ERS data. As for alongshore wind amplitude, since both wind products show similar wind stress curl values offshore, discrepancies at the coast cannot be attributed to artefacts in the wind products. QuikSCAT data appear more appropriate than ERS data to represent the offshore-inshore wind gradients, although important differences with winds from coastal stations still persist locally.

4.2. Seasonal cycle

Wind stress curl seasonal snapshots (spring-summer and fall-winter) for ERS and QuikSCAT satellites are displayed in **Figure 5 a, b**. As in the mean state, the two satellites seasonal cycles are similar offshore. North of the region, the wind stress curl is negative with higher amplitudes around 5°S during the whole year. South of 12°S, in fall-winter, the wind stress curl is positive. This positive curl region moves south to 15°S in spring-summer. In this season, below the 15°S latitude, the wind stress curl is positive with stronger values at the south of 30°S, nearer the coast. The wind stress curl displacement coincides with that of the South East Pacific oceanic gyre.

In the coastal region, QuikSCAT wind stress curl is negative all along the Peru and Chile coast and all the year except around Arica (20.5°S) in summer. The wind stress curl maximum occurs in spring-summer at the Chilean southern coast, (values of $3 \cdot 10^{-7} \text{ N/m}^2$). In fall-winter, the wind stress curl amplitude is maximum at the Peru coast and lower negative values extend to the North, to the equator. ERS satellite wind stress curl

seasonality is less marked. South of the region, the wind stress curl is around 0 all year round and does not show any seasonal variations. Moreover local particularities appear in the QuikSCAT product which may reflect local coastal effects. For example, a wind stress curl maximum of $1 \cdot 10^{-7} \text{ N/m}^2$ occurs around 25°S in spring summer and around 4°S in fall-winter. These small scales features do not appear in ERS 1 degree product.

5. Discussion and Conclusion

North of 17°S and south of 26°S, the ERS and QuikSCAT data have the same alongshore wind speed seasonality. These seasonal cycles are in agreement with previous studies using coastal stations and ERS data. On the contrary, in the intermediate region, between 17°S and 26°S, the alongshore wind is weaker and the two satellites present different seasonal cycles. ERS winds are maximum in winter/spring whereas QuikSCAT as well as winds from coastal stations are maximum in summer. A comparison of the overlapping times series over July 1999 – January 2001 has shown that this difference is not due to the different periods of satellite coverage. The ERS biases were previously noticed by *Blanco et al.* [2001] for a limited area around 23°S and are obviously due to the fact that ERS measurements stop too far from the coast. In this region, the alongshore wind seasonal cycle present an offshore-inshore gradient very near the coast.

The wind stress curl of ERS 1-degree data shows very different amplitudes from QuikSCAT. The QuikSCAT wind stress curl is more than 3 times larger around 13°S and between 25°S and 34°S and is in agreement with the *Bakun and Nelson* [1991] climatology. The ERS 1-degree wind stress curl is weaker and even of different sign south of the region. This wrong representation of the wind stress curl is partly due to the low

resolution of the product. In fact, using swath ERS data to build a higher resolution (0.5-degree) wind field using an objective interpolation scheme [*De Mey et Menard 1989*] leads to stronger estimates of wind stress curl (not shown). While offshore values are comparable with the ERS 1-degree curl, 2-3 times higher values are found at the coast along Peru and southern Chile. Actually, the mean QuikSCAT wind stress curl leads to an Ekman pumping of 0.5 m/d at the northern region (3°S-17°S) and weaker in the Southern region (south of 26°S). The Ekman transport occurs on a scale given by the Rossby radius [*Allen 1973, Pickett and Paduan 2003*], and an estimate of the associated velocity can be obtained by combining these 2 quantities. With this method, mean values of 1.77 m/d to 2.4 m/d are obtained in the Northern region (3°S-17°S) and south of 26°S.

On average, Ekman transport thus leads to higher upwelling velocity than Ekman pumping. However, locally, pumping can reach values of 5 m/d around 35°S and more than 10 m/d around 4°S and can thus induce stronger upwelling than Ekman transport. Moreover in the Californian current, atmospheric modelling suggests that even QuikSCAT data resolution is not high enough to depict the wind stress drop off at the coast and the associated wind curl. Blending QuikSCAT offshore data with an atmospheric model has already led to a better SST simulation [*Capet et al. 2004*] because an atmospheric model better captures small scale coastal features in the alongshore wind. Assimilating satellite and coastal stations winds in a high resolution atmospheric model could be a way to improve the representation and the respective importance of Ekman transport and pumping processes in the SEP and other upwelling areas. *Acknowledgements:* The author(s) wish to acknowledge use of the Ferret program for analysis and graphics in this paper. Ferret is a product of NOAA's Pacific Marine Environmental Laboratory. (Information is available at <http://ferret.pmel.noaa.gov/Ferret/>)

REFERENCES

- Allen J.S. (1973), Upwelling and coastal jets in a continuously stratified ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **3**, 245-257.
- Anonymous (2002a), Mean wind fields (MWF product) User Manual Volume 1: ERS-1, ERS-2 & NSCAT, C2-MUT-W-05-IF, CERSAT-IFREMER, Brest, France.
- Anonymous (2002b), Mean wind fields (MWF product) User Manual Volume 1: QuikSCAT, C2-MUT-W-04-IF, CERSAT- IFREMER, Brest, France.
- Bakun A. and C.S. Nelson (1991), The seasonal cycle of wind stress curl in sub-tropical 285 eastern boundary current region, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1815-1834.
- Bentamy A., E. Autret, P. Queffeulou, Y. Quilfen (2000), Intercomparison of ERS-2 and QuikSCAT winds, *Geosc. Remote Sensing Symposium (proceedings)*, **1**, 234-236.
- Blanco J. L., A. C. Thomas, M. E. Carr, and P.T. Strub (2001), Seasonal climatology of hydrographic conditions in the upwelling region off northern Chile, *J. Geophys. Res.*, **290 106**, 11451-11467.
- Blanke B., S. Speich, A. Bentamy, C. Roy, B. Sow (2005), Modelling the structure and variability of the southern Benguela upwelling using QuikSCAT forcing, *J. Geophys. Res.*, **110 (C7)**, C07018, doi: 10.1029/2004JC002529.
- Capet X. J., P. Marchesiello and J.C. McWilliams (2004), Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, L13311, doi: 10.1029/2004GL020123.
- De Mey P. and Y. Menard (1989), Synoptic analysis and dynamical adjustment of GEOS-3 and Seasat altimeter eddy fields in the Northwest Atlantic, *J. Geophys. Res.*, **94**,

6221295 6231.

Halpern D. (2002), Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997/1998 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 19-1, 19-3. Lentz S.J. (1992), The surface boundary layer in coastal upwelling regions, *J. Phys. Oceanogr.* 22, 1517-1539.

Hormazabal, S., G. Shaffer, J. Letelier, and O. Ulloa (2001), Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile, *J. Geophys. Res.*, 106(C8), 16,657–16,672.

Münchow A. (2000), Wind stress curl forcing of the coastal ocean near Point Concepcion, California, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 1265-1280.

Pickett M. and J. Paduan (2003), Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS), *J. Geophys. Res.*, 108 (C10): doi: 10.1029/2003JC001902. Issn: 0148-0227.

Shaffer G., S. Hormazabal, O. Pizarro and S. Salinas (1999), Seasonal and interannual variability of currents and temperature off central Chile, *J. Geophys. Res.*, 104, 2995129961.

Figures captions:

Figure 1: Alongshore wind speed seasonal cycle at the coast (m/s). The seasonal cycles were computed over different periods: ERS (full line) over 1991-2001 and QuikSCAT (dashed line) over 1999-2005.

Figure 2: Monthly averaged alongshore wind speed at the coast over the ERS and QuikSCAT satellites overlapping period (1999-2001, m/s). ERS (full line) and QuikSCAT (dashed line).

Figure 3: Coastal alongshore wind speed seasonal cycle computed over 2000-2004 with NAYLAMP data (full line) and QuikSCAT data (dashed line) at different stations locations. On the lowest panel, two close stations are reported: Matarani (same linetypes as before), and Ilo (NAYLAMP, full line with dot marks, and QuikSCAT, dotted line).

Figure 4: Mean wind stress curl in 10^{-7} N/m. The means were computed over different periods: ERS (left) over 1991-2001 and QuikSCAT (right) over 1999-2005.

Figure 5: Fall-Winter (a) and Spring-Summer (b) mean wind stress curl in 10^{-7} N/m. The seasonal mean were computed over different periods: ERS (left) over 1991-2001 and QuikSCAT (right) over 1999-2005.

Table 1: Amplitude, maximum and minimum values (m/s) and times of wind diurnal cycle computed from NAYLAMP data.

Stations	Maximum m/s	Minimum m/s	Amplitude m/s	Time of wind maximum	Time of wind minimum
Talara (4.6°S)	8,1	5,4	2,7	13	7
Lobos (6.9°S)	5,1	4,2	0,9	22	7
Chicama (7.7°S)	3,4	1,9	1,5	18	10
San Juan (15.3°S)	7,5	5	2,5	18	6
Matarani (17°S)	0,7	3,2	2,5	12	6
Ilo (17.6°S)	1,5	4	3,5	18	8

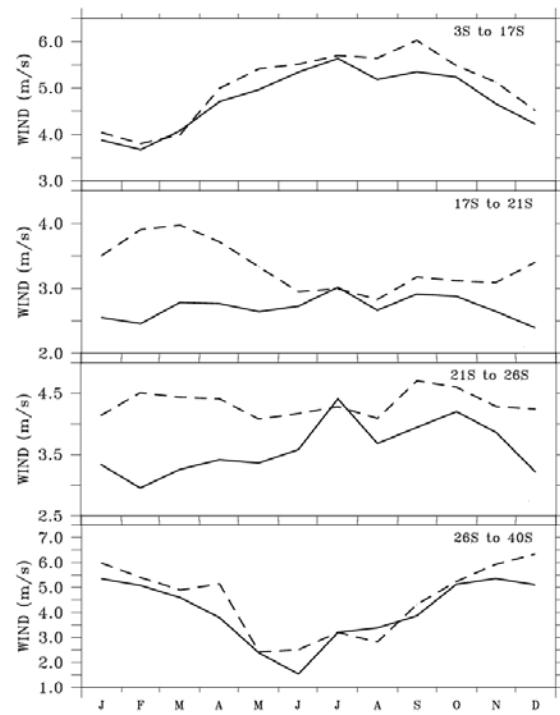


FIGURE 1

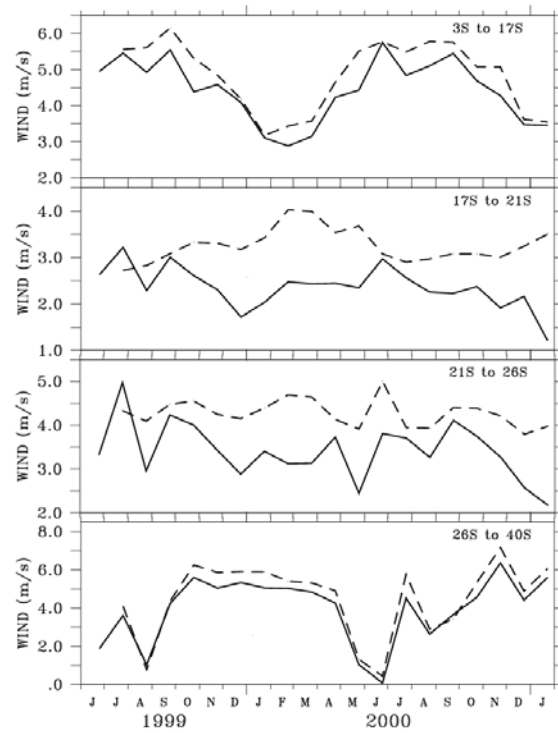


FIGURE 2

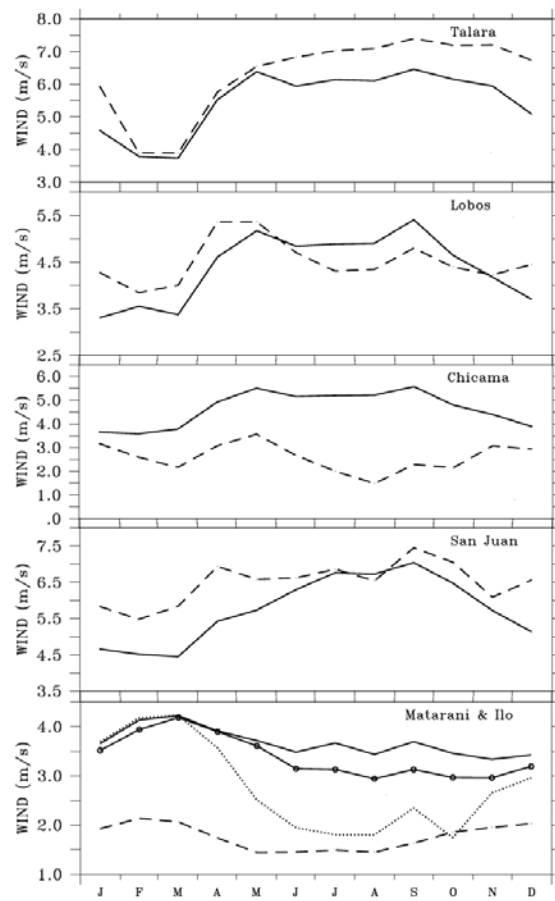


FIGURE 3

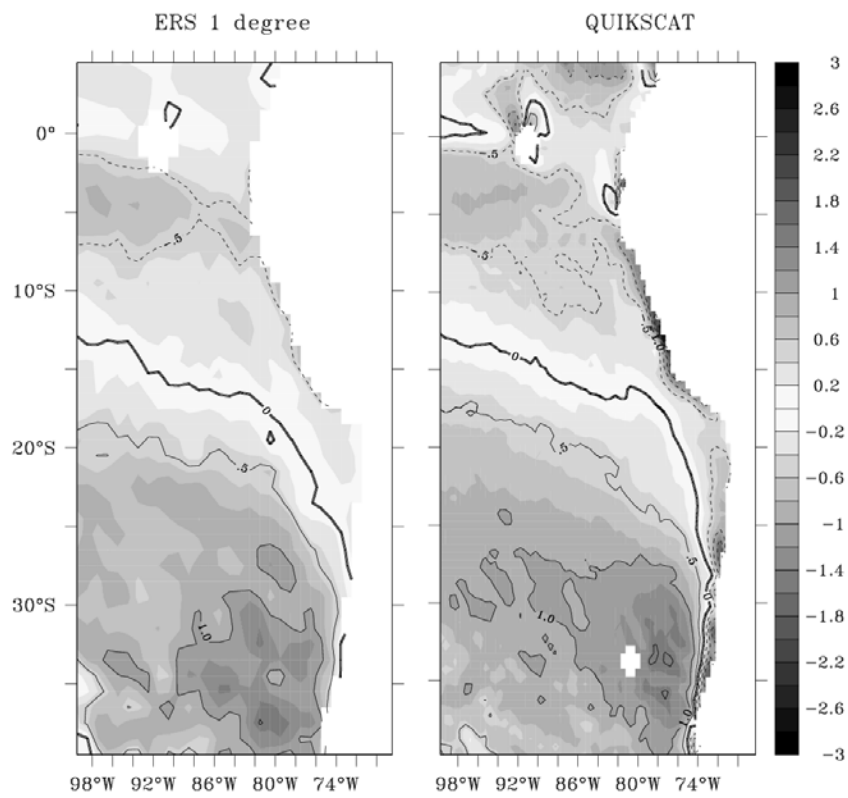


FIGURE 4

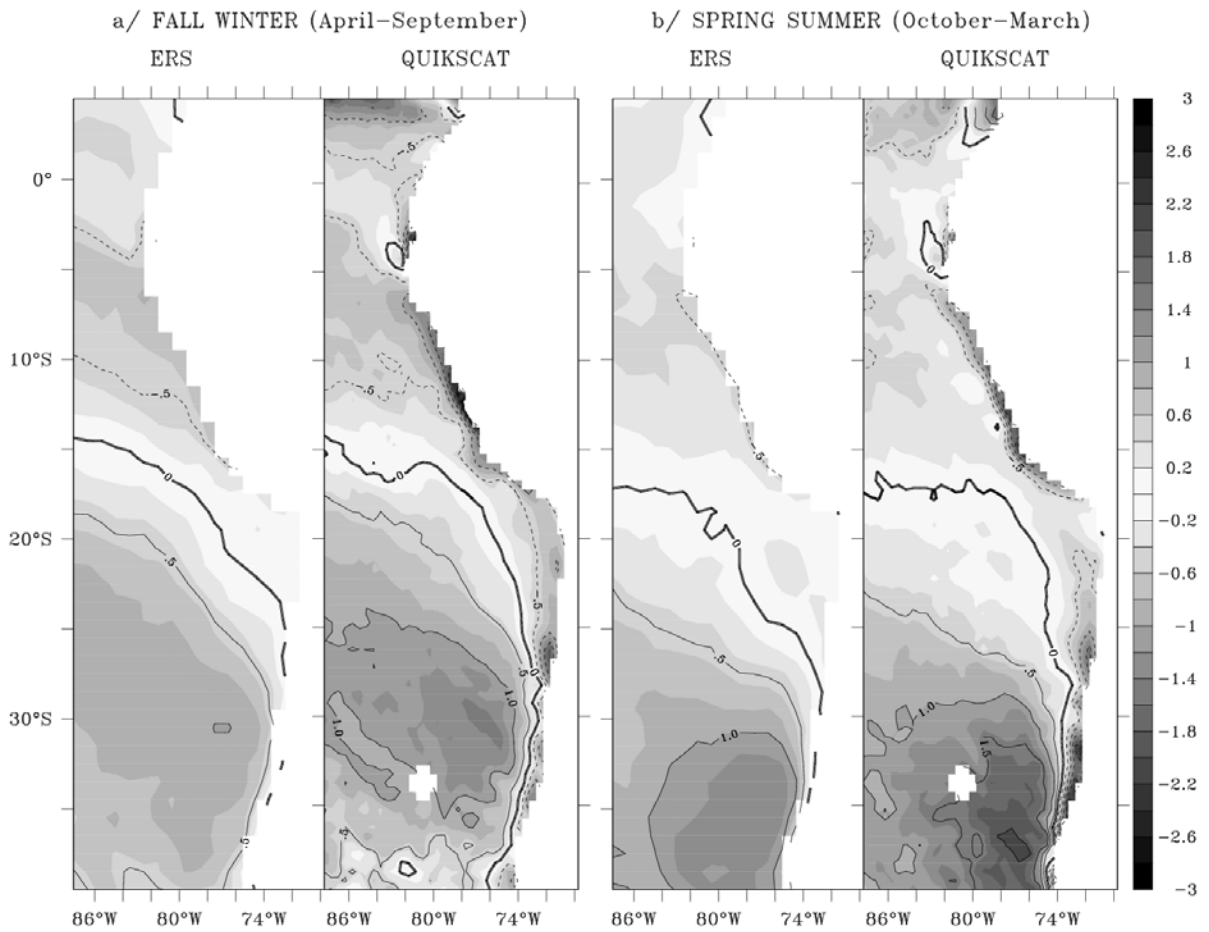


FIGURE 5

Bibliographie

Anonymous (2002a), Mean wind fields (MWF product) *User Manual Volume 1*: ERS-1, ERS-2 & NSCAT, C2-MUT-W-05-IF, CERSAT-IFREMER, Brest, France.

Anonymous (2002b), Mean wind fields (MWF product) *User Manual Volume 1*: QuikSCAT, C2-MUT-W-04-IF, CERSAT- IFREMER, Brest, France.

Bakun A. (1973), Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946-71. U.S. Dept. Commerce, NOAA Tech. Rept. NMFSSSRF-671.103 pp.

Bakun A., and C.S. Nelson (1991), The seasonal cycle of wind stress curl in sub-tropical eastern boundary current region, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 1815-1834.

Bentamy A., E. Autret, P. Queffeulou, Y. Quilfen (2000), Intercomparison of ERS-2 and QuikSCAT winds, *Geosc. Remote Sensing Symposium (proceedings)*, *1*, 234-236.

Blanco J. L., A. C. Thomas, M. E. Carr, and P.T. Strub (2001), Seasonal climatology of hydrographic conditions in the upwelling region off northern Chile, *J. Geophys. Res.*, *106*, 11451-11467.

Blanco J. L., M. E. Carr, A. C. Thomas, and P.T. Strub (2002), Hydrographic conditions off northern Chile during the 1996-1998 La Niña and El Niño events, *J. Geophys. Res.*, *107* (C3), 3017, doi : 10.1029/2001JC001002.

Blanke B., and P. Delecluse (1993), Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 1363-1388.

Blanke, B., and S. Raynaud, (1997), Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: a Eulerian and Lagrangian approach from GCM results. *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 1038-1053.

Bonjean F., and G.S.E. Lagerloef (2002), Diagnostic Model and Analysis of the Surface Currents in the Tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.* , *32*, No. 10, 2938-2954.

- Brink K.H. (1982), A comparison of long coastal trapped wave theory with observations off Peru, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 897-913.
- Brockman, C. Fahrbach, E., Huyer, H., and R.L. Smith (1980), The poleward undercurrent along the Peru coast: 5-15. *Deep-Sea Res.* 27A:847-856
- Capet, X. J., P. Marchesiello, and J. C. McWilliams (2004), Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophys. Res. Let.*, in press. WIND COASTAL
- Carr M.-E., P.T. Strub, A.C. Thomas, and J.L. Blanco (2002), Evolution of 1996-1997 La Niña and El Niño conditions off the western coast of South America: a remote sensing perspective, *J. Geophys. Res.*, 107 (C12), 3236.
- Carton, J.A., G.A. Chepurin, X. Cao, and B.Giese (2000), A Simple Ocean Data Assimilation retrospective analysis of the global ocean 1950-1995. Part I: Methodology. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 2, 294-309. ASSIMILATION.
- Chaigneau A., G. Eldin, and M. Croquette, FLOPS (FLOats in the eastern South Pacific): Motivations, Instrumentation, and Deployments, poster au “CLIVAR/OOPC/GOOS/Argo Workshop on the South Pacific”, 11-14/10/2005, Concepcion, Chili.
- Chaigneau, A., and O. Pizarro (2005), Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific, from satellite tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, 110, C0514.
- Chaigneau, A., and O. Pizarro (2005), Eddy characteristics in the eastern South Pacific. *J. Geophys. Res.*, 110, C06005.
- Chaigneau, A., and O. Pizarro (2005), Surface circulation and fronts of the South Pacific Ocean, east of 120°W. *J. Geophys. Res.*, 32(8), LO8605.
- Charney J.G.. (1955), The generation of ocean currents by wind. *J. Marine Res.*, 14:477-98.
- Chavez F.P., P.G. Strutton, G.E. Friedrich, R.A. Feely, G.C. Feldman, D.G. Foley, M.J. McPhaden (1999), Biological and Chemical Response of Equatorial Pacific Ocean to the 1997-98 El Niño, *Science*, vol. 286, n°5447, pp 2126-2131, doi:

- 10.1126/science.286.5447.2126.
- Chelton, D. B., R. A. deSzoeke, M. G. Schlax, K. El Naggar, and N. Siwertz, (1998), Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 433-460.
- Conkright M;E., J.I. Antonov, O. Baranov, T.P. Boyer, H.E. Garcia, R. Gelfeld, D.D. Johnson, R.A. Locarnini, P.P. Murphy, T.D. O'Brien, I. Smolyar, and C. Stephens (2002), World Ocean Database 2001. Ed: S. Levitus, NOAA Atlas, NESDIS 42, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 167pp.
- Cornejo-Rodriguez M. Del P., and D.B. Enfield, (1987), Propagation and forcing of high-frequency sea level variability along the west coast of South America. *J. Geophys. Res.*, 92(C13): 14323-14334.
- Cravatte S., J. Picaut, and G. Eldin (2003), Second and first baroclinic Kelvin modes in the equatorial Pacific at intraseasonal timescales. *J. Geophys. Res.*, 108 (C8), 3266, 10.1029/2002JC001511.
- Croquette, M., G. Eldin, C. Grados, and M. Tamayo (2007), On differences in satellite wind products and their effects in estimating coastal upwelling processes in the south-east Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, doi: 10.1029/2006GL027538, in press.
- Cushman-Roisin B. (1994), Introduction to geophysical fluid. 320 pp., Prentice Hall.
- Dandonneau Y., A. Vega, H. Loisel, Y. du Penhoat, and C. Menkes (2003), A "Hay rake" Rossby waves for ecosystem floating by-products. *Nature*, janv. 2003.
- Durand, M.-H., P. Cury, R. Mendelssohn, C. Roy, A. Bakun, and D. Pauly (1998), Global versus local changes in upwelling systems, 558 pp, Editions ORSTOM, Paris.
- Echevin V., I. Puillat, C. Grados, and B. Dewitte, (2004): Seasonal and mesoscale variability in the Peru upwelling system from in situ data during the years 2000 to 2004. Poster, Proceedings. (*Guayana*, Vol. 68 (I), N°2, 167-173) .
- Ekman V. W., (1905), On the influence of the earth's rotation on ocean currents, volume 11. *Astr. o. Fysik* (Stockholm). 53 pp.

- Emery W. J. and J. Meincke (1986). Global water masses: summary and review. *Oceanologica Acta*, 9(4): 383-391.
- Enfield D.B. (1987), The intraseasonal oscillation in eastern Pacific sea level: How is it forced?. *J. Phys. Oceanogr.*, 17: 1860-1876.
- Enfield D.B., M.P. Conejo-Rodriguez, R.L. Smith, and P. A. Newberger (1987), The equatorial source of propagating variability along the Peru coast during the 1982-1983 El-Niño, *J. Geophys. Res.*, 92, 14335-14346.
- Escribano R., Daneri G., Farias L., Gallardo VA., Gonzalez HE., Gutierrez D., Lange CB., Morales CE., Pizarro O., Ulloa O. and, Braun M., (2004), Biological and chemical consequences of the 1997-1998 El Nino in the Chilean coastal upwelling system: a synthesis, *Deep-sea Research part II*, 51 (20-21): 2389-2411.
- Figuerola D., and C. Moffat (2000), On the influence of topography in the induction of coastal upwelling along the Chilean coast. *J. Geophys. Res.* 27(23):3905-3908 (EBC).
- Foncesa T. (1989), An overview of the Poleward Undercurrent and upwelling along the Chilean coast, in *Poleward Flows Along Eastern Ocean Boundaries*, S.J. Neshyba, C.N.K. Mooers, R.L. Smith and R.T. Barber, eds. Springer-Verlag, New York, pp.203-228.
- Garreaud, R., J. Ruttlant, J. Quintana, J. Carrasco, and P. Minnis (2001), CIMAR-5: A snapshot of the lower troposphere over the subtropical southeast Pacific. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 92, 2193-2208.
- Gent P.R, and J.C. Mc Williams (1990), Isopycnal mixing in ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 150-155.
- Gill A.E. (1982), *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York.
- Grados, C. (1998), Informativo Oceanografico, 8, in <http://www.imarpe.gob.pe>.
- Gunther E. R. (1936), Variations in Behaviour of the Peru Coastal Current: With an Historical Introduction, *Geographical Journal*, Vol. 88, No. 1 (Jul., 1936), pp. 37-61, doi:10.2307/17868600.

- Halpern D. (2002), Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997-1998 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 19-1, 19-3.
- Hickey B. M. (1998), Coastal oceanography of western North America from the tip of Baja to Vancouver Island, in *The Sea, The Global Coastal Ocean : Regional Studies and Synthesis*, vol 11, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink Eds, Wiley, 345-393.
- Hormazabal S., G. Shaffer, and O. Leth (2004), The Coastal Transition Zone off Chile. *J. Geophys. Res.*, 109, C01021, doi:10.1029/2003JC001956.
- Hormazabal S., G. Shaffer, and O. Pizarro (2002), Tropical Pacific control of intraseasonal oscillations off Chile by way of oceanic and atmospheric pathways, *Geophys. Res. Lett.* 29(6), 10.1029/2001GL013481.
- Hormazabal S., G. Shaffer, J. Letelier, and O. Ulloa (2001), Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile. *J. Geophys. Res.*, 106, 16657-16672.
- Hormazabal S. (1995), Características de la circulación oceánica y costera frente a Coquimbo, Chile (30°S), M.S. Oceanographer thesis, Universidad Católica de Valparaíso, Chile.
- Huyer A., M. Knoll, T. Paluszkievicz, and R.L. Smith (1991), The Peru Undercurrent: a study in variability, *Deep Sea Res.*, 39, 247-279.
- Huyer A. and, P.M. Kosro (1987), Mesoscale surveys over the shelf and upper slope near Punta Arena California. *J. Geophys. Res.*, 92, 1655-1681.
- Huyer A., R.L. Smith, and T. Paluszkievicz (1987), Coastal Upwelling off Peru during normal and El Niño times, 1981-1984, *J. Geophys. Res.*, 92 (C13), 14297-14307.
- Takeshi I., J. Picaut, and B. Blanke (2002), Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10.1029/2002GL015073
- Jan G. (2001), Étude de la réponse des couches de surface océanique aux forçages atmosphériques avec un modèle haute résolution verticale, Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie.
- Johnson, G.C., B.M. Sloyan, W.S. Kessler, and K.E. McTaggart (2002), Direct measurements

- of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific Ocean during the 1990's. *Prog. Oceanogr.*, 52(1),31-61.
- Johnson, G. C., M. J. McPhaden, and E. Firing (2001), Equatorial Pacific Ocean horizontal velocity, divergence, and upwelling. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 839-849.
- Kessler, W.S. (2006), The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog.Oceanogr.*, 69, 181-217.
- Kessler, W.S., and M.J. McPhaden (1995a), Oceanic equatorial waves and the 1991-93 El Niño. *J. Climate*, 8, 1757-1774.
- Kessler, W.S., and M.J. McPhaden (1995b), The 1991-93 El Niño in the central Pacific. *Deep-Sea Research II*, 42, 295-333.
- Kessler, W.S., L.M. Rothstein, and D. Chen (1998): The annual cycle of SST in the eastern tropical Pacific, as diagnosed in an ocean GCM. *J. Climate*, 11, 777-799.
- Lentz S.J. (1992), The surface boundary layer in coastal upwelling regions, *J. Phys. Oceanogr.* 22, 1517-1539.
- Lettau, H. H., and K. Lettau (1978), Exploring the World's Driest Climate, University of Wisconsin Press, Madison.
- Leth O., and G. Shaffer (2001), A numerical study of seasonal variability in the circulation off central Chile. *J. Geophys. Res.*, 32, 3328-3345.
- Leth, O., and J. F. Middleton (2004), A mechanism for enhanced upwelling off central Chile: Eddy advection, *J. Geophys. Res.*, 109, C12020, doi:10.1029/2003JC002129.
- Lukas R. (1985), The termination of the Equatorial undercurrent in the eastern Pacific, *Prog. Oceanogr.*, 16, 63-90.
- Madec G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Lévy (1998), OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. *Note du Pôle de modélisation*, Institut Pierre-Simon Laplace, N°11, 91pp.
- Marshall, J., C. Hill, L. Perelman, and A. Adcroft (1997), Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modelling, *J. Geophysl Res.*, 102(C3), 5733-5752.

- McCreary, J.P. (1981), A linear stratified ocean model of the Coastal Undercurrent. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 302A, 385–413.
- McCreary J.P., P.K. Kundu, S.Y. Chao (1987), On the dynamic of the California Current System, *J. Mar Research*, 45 (1), 1-32.
- McCreary J.P., P. Lu, and Z. Yu (2002), Dynamics of the Pacific Subsurface Countercurrents. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 2379{2404.
- McCreary J.P., and Z. Yu (1992), Equatorial dynamics in a 2½-layer model. *Prog. Oceanogr.*, 29, 61–132.
- McPhaden M.J., and S.P. Hayes (1990), Variability in the eastern equatorial Pacific Ocean during 1986-1988, *J. Geophys. Res.*, 95, 13,195-13,208.
- Mesias J., R. Matano, and P.T. Strub (2001), A numerical study of the upwelling circulation off central Chile, *J. Geophys. Res.*, 106 C9, 19611-19623.
- Mesias J. M., R.P. Matano, and P.T. Strub (2003), Dynamical analysis of the upwelling circulation off central Chile: *J. Geophys. Res.*, v. 108(C3), 3085, doi:10.1029/2001/JC001135.
- Nelson, G., and L. Hutchings (1983), The Benguela upwelling area, *Progr. Oceanogr.*, 12, 333-356.
- Penven P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, and J. Tam (2005), Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modelling approach, *J. Geophys. Res.*, 110, C10021, doi:10.1029/2005JC002945.
- Philander S.G.H. (1985), El Niño and La Niña, *J. atmos. Sci*, vol 42, n°23, pp 2652-2662.
- Pierce S. D., R. L. Smith, P. M. Kosro, J. A. Barth, and C. D. Wilson, (2000), Continuity of the poleward undercurrent along the eastern boundary of the mid-latitude north Pacific. *Deep-Sea Research II*, 47, 811-829.
- Pizarro O. (1999), Low frequency fluctuations in the Eastern Boundary Current off south America: remote and local forcing. Ph.D. Thesis, Department of Oceanography, Earth Sciences Centre, Göteborg University.

- Pizarro O., A.J. Clarke, S. Van Gorder (2001), El Niño Sea Level and Currents along the South American Coast: Comparison of Observations with Theory, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1891-1903.
- Pizarro O., G. Shaffer, B. Dewitte, and M. Ramos (2002), Dynamics of seasonal and Interannual variability of the Peru-Chile Undercurrent, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (12), 10.1029/2002GL 014790.
- Price J. F., and M. A. Sundermeyer (1999), Stratified Ekman layers. *J. Geophys. Res.*, 104, 20 467–20 494.
- Rebert J. D., J. R. Donguy, G. Eldin, and K. Wyrtki (1985), Relations between sea level, thermocline depth, heat content and dynamic height in the tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 90 (C6), 11719-11725.
- Rodgers K., B. Blanke, G. Madec, O. Aumont, P. Ciais, and J.-C. Dutay (2002), Extratropical sources of equatorial Pacific upwelling in an OGCM. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1084, doi:10.1029/2002GL016003.
- Rowe G. D., Firing, E., & Johnson, G. C. (2000), Pacific equatorial subsurface countercurrent velocity, transport, and potential vorticity. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 1172–1187.
- Rupolo V., S. Marullo, D. Iudicone, (2003), The Eastern Mediterranean transient studied with Lagrangian diagnostics applied to a Mediterranean OGCM forced by satellite SST and ECMWF wind stress for the years 1988-1993. *J. Geophys. Res. Vol 108 C9*
- Rutllant J. (1981), Variabilidad estacional e interanual de la velocidad media del viento en Antofagasta y su relación con la temperatura superficial del mar y otros parámetros. Trabajo presentado en las I Jornadas de Ciencias del Mar, 15 pp.
- Saunders P. M., A. C. Coward, and B. A. de Cuevas (1999), Circulation of the Pacific Ocean seen in a global ocean model: Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling project (OCCAM), *J. Geophys. Res.*, 104(C8), 18,281–18,300.
- Shchepetkin A. F., and J. C. McWilliams (1998), Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation, *Mon. Weather Rev.*, 126, 1541– 1580.

- Shchepetkin A. F., and J. C. McWilliams (2003), A method for computing horizontal pressure-gradient force in an ocean model with a non-aligned vertical coordinate, *J. Geophys. Res.*, 108(C3), 3090, doi:10.1029/2001JC001047.
- Schneider W., R. Fuenzalida, E. Rodriguez-Rubio, J. Garces-Vargas, and L. Bravo (2003), Characteristics and formation of Eastern South Pacific Intermediate Water. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (11), 10.1029/2003GL017086.
- Shaffer G., O. Pizarro, L. Djurfeldt, S. Salinas and J. Rutlant (1997), Circulation and low frequency variability near the Chile coast: remotely-forced fluctuations during the 1991-1992 El Niño, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 217-235.
- Shaffer G., S. Hormazabal, O. Pizarro and S. Salinas (1999), Seasonal and interannual variability of currents and temperature off central Chile, *J. Geophys. Res.*, 104, 29951-29961.
- Silva N. and S. Neshyba (1979), On the southernmost extension of the Peru-Chile Undercurrent, *Deep-Sea Res.*, 26A, 1387-1393.
- Smith R.L. (1994), Physical processes of Coastal Ocean Upwelling Systems, in *Upwelling in the ocean: Modern Processes and Ancient Records*, C.P. Summerhayes, K.C. Emeis, M.V. Angel, R.L. Smith, and B. Zeitzschel (Eds). John Wilhey and Sons Ltd., London, 39-64 pp.
- Soto-Mardones L., L.A. Pares-Sierra, and R. Durazo (2004), Ekman modulation of the sea surface temperature signals on the eastern South Pacific, *Deep-Sea Research* 2, 51, 551-561.
- Stammer, D., C. Wunsch, R. Giering, C. Eckert, P. Heimbach, J. Marotzke, A. Adcroft, C.N. Hill and J. Marshall, (2002), The global ocean circulation during 1992 --1997, estimated from ocean observations and a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 107, C9 3118, doi:10.1029/2001JC000888.
- Strub P. T., J. M. Mesías and C. James (1995), Altimeter observations of the Peru-Chile Countercurrent, *Geophys. Res. Lett.*, 22 (3), 211-214.

- Strub P. T., J. M. Mesias, V. Montecino, J. Rutllant, and S. Salinas (1998), Coastal Ocean circulation off western South America, *The Sea, Vol 11*, A. R. Robinson and K. H. Brink Eds, Wiley, 273-313.
- Tomczak, M. and J. S. Godfrey (1994), *Regional Oceanography: an Introduction* Pergamon, Oxford, 442 pp.
- Torrence C., and G.P. Compo (1998), A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61-78.
- Tsuchiya, M. (1975). Subsurface countercurrents in the eastern equatorial Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, 33, 145–175.
- Tsuchiya M. (1985), The subthermocline phosphate distribution and circulation in the far eastern equatorial Pacific Ocean, *Deep-Sea Res.*, 32, 299-313.
- Tsuchiya, M., and Talley, L.D. (1998). A Pacific hydrographic section at 88°W: water-property distribution. *J. Geophys. Res.*, 103:12899–12918.
- Valdivieso Da Costa M., B. Blanke (2004), Lagrangian methods for flow climatologies and trajectory error assessment. *Ocean Modelling*, 6, 335-358.
- Vega A., Y. du Penhoat, B. Dewitte, and O. Pizarro (2003), Equatorial forcing of interannual Rossby waves in the South Eastern Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, in press 30 (5) : 1197-1200.
- Yoshida K. (1955), Coastal upwelling off the Colifornia-coast. *Rec Ocn Worbs in Japan*, 2(2):1-13
- Wyrtki, K. (1967), Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Int. J. Oceanol. Limnol.*, 1 (2), 117-147.
- Xie, P., and P. A. Arkin (1998), Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation, *J. Clim.*, 11, 137-164.

Marie Croquette

Contribution to study of the Peru Chile upwelling

Ph.D. Advisor: **Gérard Eldin**

Abstract:

The upwelling and associated alongshore coastal currents variability (CPCC, *Chile Peru coastal Current* and PCUC, *Peru-Chile Undercurrent*) has been studied with satellite data and two numerical models. This study covers a large meridional extend: from Peru to Southern Chile (50 S). Variability characteristics in Peru and Chile are separated by a transition zone around 20 S where winds, upwelling and the PCUC are particularly weak. The origins of upwelling and PCUC waters have also been studied from lagrangian diagnostics. Transports have been estimated. Three sources have been identified: the EUC (*Equatorial Undercurrent*) mainly feeds Peru, the SSCC (*Southern Sub-Surface Counter Current*) feeds both Peru and Chile regions and a third source, from the South of Chile, related to the ESPIW (*Eastern South Pacific Intermediate Water*) feeds the system in Chile.

Keywords: Coastal Upwelling / South East Pacific/ Coastal Currents/ Process study/ Modelling / Lagrangian study / Satellite data

Research fields: Physical Oceanography

LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale), 14 avenue
Edouard Belin 31400 Toulouse

Marie Croquette

Contribution à l'étude de l'upwelling du Pérou Chili

Directeur de Thèse : **Gérard Eldin**

RESUME en français :

La variabilité et la dynamique de l'upwelling côtier du Nord du Pérou au Sud du Chili (50°S) et des courants associés (CPCC *Chile Peru coastal Current* et PCUC *Peru-Chile Undercurrent*) ont été étudiées à l'aide de données satellites et de modèles numériques. Les caractéristiques des variations le long de la côte sont séparées par une zone de transition autour de 20°S où les vents, l'upwelling et le PCUC sont particulièrement faibles. Les origines des eaux du PCUC et de l'upwelling ont également été étudiées à l'aide d'outils lagrangiens et les transports ont été quantifiés. Trois sources ont été identifiées : l'EUC (*Equatorial Undercurrent*), les SSCC (*Southern Sub-Surface Counter Current*) et une troisième source au Sud du Chili, liée à l'ESPIW (*Eastern South Pacific Intermediate Water*).

Titre et résumé en anglais au recto de la dernière page

Mots clés : Upwelling côtier/ Pacifique Sud Est/ Courants côtiers/ étude de processus/ Modélisation/ Etude Lagrangienne/ Données satellites

Discipline : Océanographie physique

Intitulé et adresse du Laboratoire : LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale), 14 avenue Edouard Belin 31400 Toulouse