

Modélisation de la circulation océanique de l'Argentine



LUCET Mathieu

**Master 1 Océanographie Physique et Biogéochimique
OPB205 - Modélisation de la Circulation Océanique**

Résumé

Au large des côtes de l'Argentine, deux courants océaniques aux caractéristiques thermo-halines opposées se rencontrent. Le courant du Brésil appartenant au gyre subtropical de l'Atlantique sud, et le courant des Malouines qui est la branche nord du courant circumpolaire Antarctique. De nombreuses études ont permis de comprendre comment pouvaient se produire les échanges de masses d'eau, de chaleur et de sel entre ces deux courants. A l'aide d'un modèle océanique appelé Roms, nous avons observé la variation saisonnière de la température et de la salinité, et étudié si le modèle fonctionnait correctement en comparant les résultats avec les données de la littérature. L'observation de nombreux tourbillons aux niveaux du gyre subtropicale et du courant circumpolaire montre que la présence de ces tourbillons jouent un rôle de subduction et donc que les échanges sont principalement influencés dans ces zones.

Abstract

Off the coast of Argentina, two ocean currents to thermohaline opposite occur. The Brazil Current belonging to the subtropical gyre of the South Atlantic, and the Malvinas Current, which is the northern branch of the Antarctic Circumpolar Current. A lot of studies have revealed how the exchange of mass, heat and salt could be occur between these two currents. With an ocean model called Roms, we observed seasonal variation in temperature and salinity, and studied if this model work correctly by comparing the results with literature data. The observation of many eddies at the subtropical gyre and the Antarctic Circumpolar Current shows that the presence of vortices which plays a role of subduction and therefore that exchanges are mainly influenced in these areas.

Introduction

La modélisation des courants océaniques est une discipline encore récente qui s'est développée dès le milieu du XX^{ème} siècle. L'évolution de la puissance du calcul numérique avec l'apparition de l'informatique, permet aujourd'hui d'utiliser différents types de modèles. A une échelle régionale, des modèles de types SYMPHONIE, POM (Princeton Ocean Model) et ROMS (Regional Oceanic Modeling System) sont couramment utilisés.

Pour cette étude, le modèle ROMS a été préconisé. Ce modèle permet de résoudre, grâce à des méthodes numériques complexes, les équations primitives de Navier-Stokes couplées avec des équations de conservation de la température et de la salinité, ainsi que l'équation d'état de l'eau de mer.

Le but de cette modélisation océanique est de simuler les courants au large des côtes de l'Argentine, et ce sur une dizaine d'années, afin de réaliser une étude sur les variabilités de cette zone.

L'Argentine est un pays dont la superficie est égale à 5 fois celle de la France. Elle s'étend du 22° parallèle Sud (correspondant à la ville de la Havane) jusqu'au 55° parallèle Sud. Elle possède également une géographie variée avec des altitudes allant de -100 m à presque 7 000 m, ainsi qu'une énorme variété de climats. On peut y observer un Nord pratiquement tropical avec des journées de chaleur insupportable l'été et un hiver doux et froid, ainsi que des précipitations qui peuvent varier de 2 500 millimètres dans la jungle de Misiones, à seulement 100 mm dans les régions les plus arides à l'ouest. La Pampa qui concentre la population et la production du pays, possède un climat tempéré. La Patagonie qui représente 50% de la superficie de l'Argentine, est la région la plus froide, mais avec un climat variant énormément d'un endroit à l'autre. Quant à l'extrême sud, on peut décrire un hiver avec beaucoup de pluie, et de neige et une absence totale d'été. Toutefois, il est important de souligner, que la Patagonie enregistre les plus forts vents au monde.

Il existe au large des côtes de l'Argentine, deux courants majeurs qui sont les courants du Brésil et des Malouines. Le courant du Brésil, contraint par le talus continental, transporte généralement des eaux centrales de l'Atlantique Sud tièdes ($\Theta > 10^{\circ}\text{C}$) et salé ($S.35$) (Müller et al. 1998). A l'inverse, le courant des Malouines transporte vers le nord des eaux froides ($\Theta < 7^{\circ}\text{C}$) et moins salées ($S < 34,3$) d'origine subantarctique (en grande partie), le long de la pente continentale de la Patagonie. Selon Jullion et al. (2010) la convergence entre le courant du Brésil et le courant des Malouines, dans le bassin Argentin, se caractérise par une structure thermohaline compliquée favorisant les échanges de masse d'eau, de chaleur et de sel entre le gyre subtropical et le courant circumpolaire antarctique.

Suite à la simulation pluriannuelle obtenue grâce au modèle ROMS, les résultats permettent l'étude des échanges entre ces deux courants, et l'étude des variations saisonnières et spatiales dans le bassin argentin. La comparaison avec des observations *in situ*, issues de la littérature nous aidera dans ce sens.

Méthode

1 - Le modèle ROMS (Regional Ocean Modeling System)

Le modèle ROMS est un modèle océanique stable et efficace, il fait parti de la nouvelle génération des modèles numériques océaniques. Il permet la simulation des courants, des écosystèmes, des cycles biogéochimiques et des transports de sédiments. Cet outil est composé de scripts à exécuter sous Matlab et d'une base de données conséquente. Cette dernière permet de le faire fonctionner sur la quasi-totalité du globe terrestre (sauf aux hautes latitudes, à cause de la sphéricité de notre planète).

C'est un modèle numérique 3-D « free surface models » (modèle à surface libre) qui résout les équations primitives du mouvement, dans un environnement en rotation, en se basant sur l'approximation de Boussinesq et de l'équilibre hydrostatique. Précisons que l'approximation de Boussinesq considère constante la masse volumique lorsqu'elle intervient avec les quantités de mouvement ; et que l'approximation de l'équilibre hydrostatique néglige les effets de pression dus aux accélérations et aux ralentissements des fluides.

Ce modèle à surface libre, prend en compte l'élévation (mouvement de la mer), et utilise la méthode de séparation du pas de temps (*time splitting*) ce qui permet de résoudre les équations 2D, équations de mouvement en eaux peu profondes à haute fréquence, et les équations 3D, équations RANS à basse fréquence (faible pas de temps).

Equation en eaux peu profondes :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + f v + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + F_x + B_x \quad (1) \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} &= -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - f u + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + F_y + B_y \quad (2) \end{aligned}$$

Avec : F_x = forçage du vent ; B_x = Forçage au fond

On utilise cette équation quand, sur la zone étudiée, on considère que l'échelle verticale est faible par rapport à l'échelle horizontale. Ce qui veut dire que l'on suppose que les composantes horizontales de la vitesse sont indépendantes de Z (on néglige les termes baroclines et le gradient de pression atmosphérique).

Equation RANS (Reynolds Averaged Navier-stokes) : (composante u)

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + u \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + w \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} + f v + \nu \left[\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \right] - \frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}$$

Elles sont établies à partir des équations de Navier-Stokes, suite à la décomposition de Reynolds, et introduisent le problème de la turbulence. La 1^{ère} tentative de résolution de ce problème correspond à la fermeture Newtonienne déterminée par Boussinesq.

D'autres équations sont nécessaires pour la résolution de ces deux équations principales.

Equation de continuité :

$$\nabla \cdot \vec{u} = \frac{\partial w}{\partial z} + \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0$$

Equations de conservation de la température et de la salinité :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T = -\frac{\partial(\overline{T'u'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{T'v'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{T'w'})}{\partial z} + \frac{H_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} S = -\frac{\partial(\overline{S'u'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{S'v'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{S'w'})}{\partial z}$$

Equation d'état de l'eau de mer :

$$\rho = \rho(T, S, z)$$

La résolution de ces équations permet donc, de déterminer les valeurs de vitesse et les caractéristiques thermodynamiques du courant. Le principe est de donner une prévision des caractéristiques de la masse d'eau au temps t+1, en implémentant dans le modèle, les données au temps t, ainsi que les conditions limites aux frontières :

- A la surface, $z = \eta$

Tension de surface due au vent : $A_z \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{sx}, \tau_{sy})$

Flux de chaleur : $K_v \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0 C_p}$

Flux de salinité : $K_v \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S(E-P)}{\rho_0}$

Pulsation : $\frac{\partial \eta}{\partial t} = w$

- Au fond, $z = -h$

Pulsation : $w = -u \cdot \nabla H$

Friction du fond : $A_z \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{bx}, \tau_{by})$

Pour les conditions de fond, les flux de chaleur et de salinité sont considérés comme nuls.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0$$

En surface, ces équations prennent en compte la tension de surface due au vent, le flux de chaleur et le flux de sel par évaporation et pluie. Les équations prennent également en compte les frictions de fond.

Des outils Romstools sont utilisés pour faire tourner le modèle. Ce sont des outils sous forme de script Matlab qui permettent d'interpréter le modèle. Ces outils mettent à disposition du modèle, une grande quantité de données permettant de le faire tourner: conditions initiales de températures, de salinité, de courant, d'élévation, conditions aux frontières, et caractéristiques de la grille (topographie de fond, taille des mailles etc). Ces outils de données sont également alimentés par des bases de données océanographiques et climatologiques mondiales telles que World Ocean Atlas (WOA), SeaWifs, QuickSCAT winds.

2 – Implémentation du modèle

La zone d'étude pour ce rapport est le bassin argentin, région où se rencontrent le courant du Brésil issu du gyre subtropical de l'atlantique sud et le courant des Malouines issu du courant circumpolaire antarctique.

Les coordonnées de notre domaine de calcul sont établies grâce au script Matlab *ad_findgeocoord.m*. Après avoir choisi nos coordonnées il nous faut les rentrer dans le fichier *romstools_param.m* (Tableau 1), ainsi qu'indiquer les frontières ouvertes et fermées.

Tableau 1 : Paramètres modifiés dans romstools_param.m – paramètres de la carte

romstools_param.m	
Longitude max	71° Ouest
Longitude min	41° Ouest
Latitude max	35° Sud
Latitude min	55° Sud
Frontières ouvertes	Nord, Sud, Est
Frontières fermées	Ouest
Résolution	1/3°

Ensuite, on lance *make_grid.m* qui va nous permettre d'obtenir les informations de notre grille (L, M, et N qui sont le nombre de mailles dans nos 3 directions x, y et z). Pour obtenir une bonne résolution spatiale, le modèle ROMS, utilise une grille de type Arakawa C décentrée.

Les paramètres L, M et N sont sauvegardés dans un fichier appelé *memo.mat* (Tableau 2). La carte de la bathymétrie (Fig.1) apparaît finalement sur l'écran.

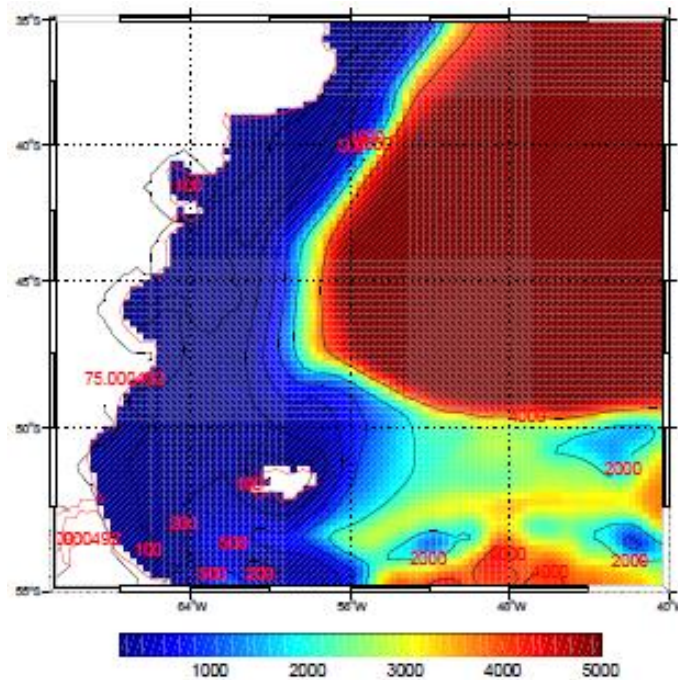


Figure 1 : Carte bathymétrique de la zone d'étude (profondeur en mètres)

Tableau 2 : Paramètres enregistrés dans memo.mat – paramètres de la grille

memo.mat	
L	92
M	86
N	32

Une fois la carte bathymétrique obtenue, et la grille mise en place, on peut lancer les scripts *make_forcing* et *make_clim* afin de calculer les forçages du modèle, les conditions initiales, ainsi que les conditions aux frontières.

Les pas de temps internes et externes nécessaires à notre modélisation sont calculés sur la base du critère CFL du script *ad_cfl.m* (Tableau 3)

- Critère CFL pour le pas de temps externe : $\Delta t_E \leq \frac{1}{\sqrt{g h_{max}}} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}}$
- Calcul du pas de temps interne (variable NTDFAST) : $30 < \frac{\Delta t_I}{\Delta t_E} < 80$

Tableau 3 : paramètres modifiés de *ad_cfl.m* – calcul du pas de temps

ad_cfl.m	
NTIMES	1350
Dt[sec]	1920
NTDFAST	60

Avant la compilation du modèle, une dernière modification doit être effectuée sur les fichiers *param.h* et *cppdefs.h* afin de définir le nouveau domaine de calcul. Dans ce dernier script il est également important de vérifier la configuration des frontières.

Nous pouvons alors compiler le modèle avec l'instruction *./jobcomp*.

Une fois le modèle compilé, nous devons vérifier les valeurs de la grille verticale, le pas de temps externe, interne, la durée de simulation ainsi que la fréquence de sauvegarde des données sur le script *roms.in* ou *roms_inter.in* suivant si l'on désire faire une simulation annuelle ou pluriannuelle.

Par la suite le modèle sera lancé grâce à l'instruction *./roms roms.in* pour une simulation sur une année ou par la commande *qsub qsub_roms_inter.sh* pour une simulation pluriannuelle. Les résultats obtenus pourront être visualisés grâce au script *roms_gui.m*.

Résultats

1. Stabilité du modèle

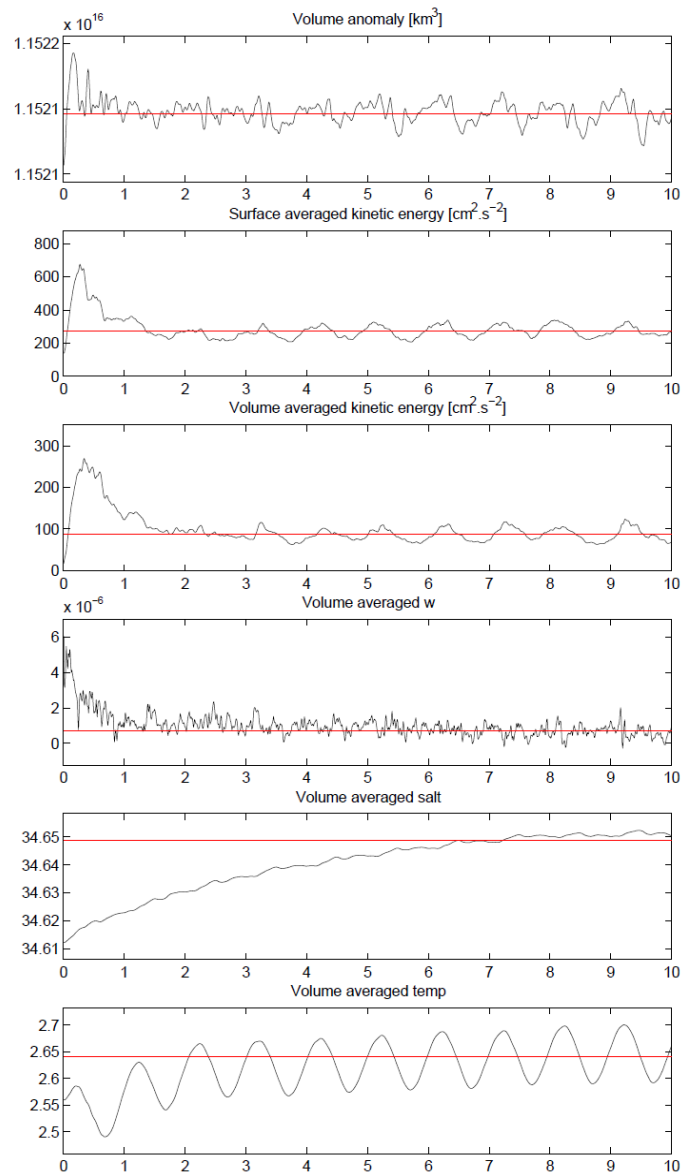


Figure 2 : Diagnostic du modèle au cours de la simulation pluriannuelle

Ce diagnostic obtenu à partir du script `roms_diag.m`, nous permet de suivre l'évolution du modèle et de déterminer son spin up, c'est-à-dire le moment à partir duquel le modèle devient stable. On considère ici, que le modèle est stable si une petite perturbation ne provoque pas ou peu de variations du modèle. Sur la Figure2, la variation de l'énergie cinétique, du vent ainsi que de la température, semble se stabiliser aux environs de la deuxième année. Néanmoins, la stabilisation de la salinité ne se produit que vers la septième année. Ainsi, on va considérer notre modèle comme stable au bout de sept ans, et donc nous étudierons les années suivantes.

2- Variations saisonnières

Pour étudier les variations saisonnières obtenues grâce à Roms, seule la dernière année de modélisation sera analysée. Une comparaison été - hiver permettra d'observer ces modifications. A noter que pour l'étude de la côte argentine, l'été correspond à l'hiver dans l'hémisphère Nord.

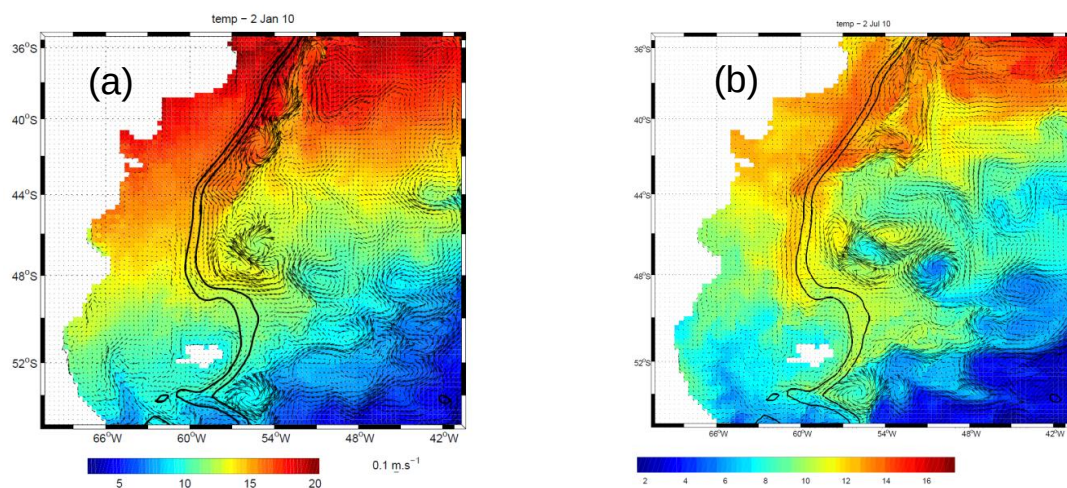


Figure 3 : Répartition des températures à 10m de profondeur : (a) Janvier ; (b) Juillet

Une variabilité saisonnière des températures est visible sur la figure 3. En effet, en été (Fig.3a) les températures atteignent un maximum de 20°C à une profondeur de 10m, contre 15°C en hiver (Fig.3b) à une même latitude de 35°Sud. Ces températures élevées en été, longent les côtes jusqu'au 50^{ème} parallèle Sud, alors qu'en hiver elles se détachent de la côte à 45°Sud et tendent à s'en éloigner. En hiver, le courant brésilien est plus visible, notamment au niveau des isobares de 500 et 1000m (lignes noires sur les cartes). A partir de ces résultats, l'hypothèse d'un échange de chaleur entre les courants est possible.

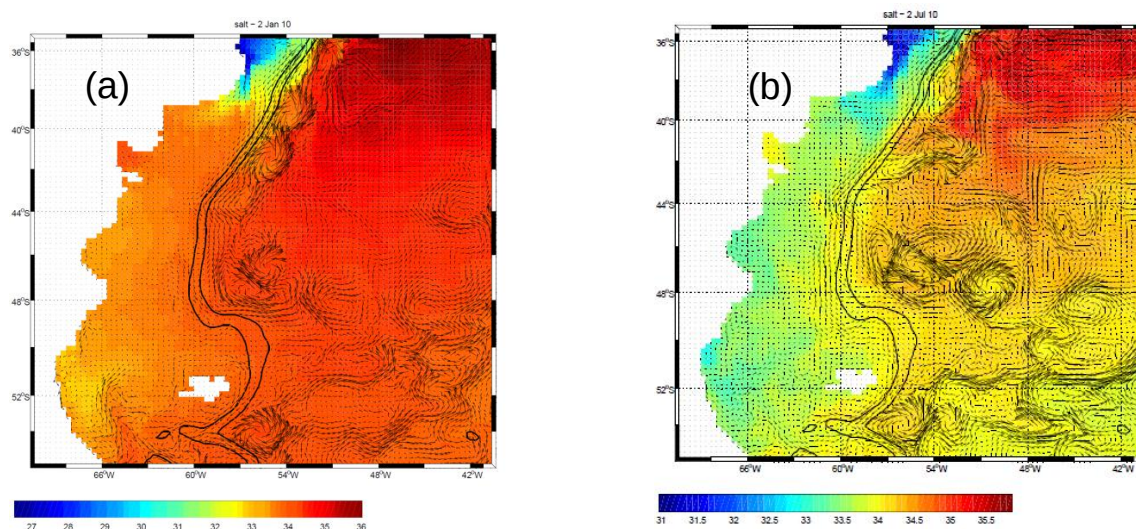


Figure 4 : Répartition de la salinité à 10m de profondeur : (a) Janvier ; (b) Juillet

La variabilité saisonnière de la salinité est relativement importante. En été (Fig.4a), la salinité est comprise entre 33 et 35 tout le long de la côte patagonienne. En hiver (Fig.4b), elle se situe aux environs de 32-33. On peut également remarquer que l'étendue des eaux très salées ($S=35$) est trois fois plus importante en été. Néanmoins, au niveau de l'estuaire de Rio de la Plata (situé à 36°Sud à la jonction entre l'Argentine et L'Uruguay), il existe une zone à minimum de salinité ($S=27-30$) plus ou moins constant tout au long de l'année dû à l'apport d'eau douce des fleuves Rio Paraná et Rio Uruguay. Cet apport d'eau douce justifie la faible salinité dans cette région. Toutefois, le long des côtes d'Argentine, un apport d'eau douce du courant des Malouines combiné à une certaine évaporation en été justifieraient la variabilité saisonnière de ce paramètre.

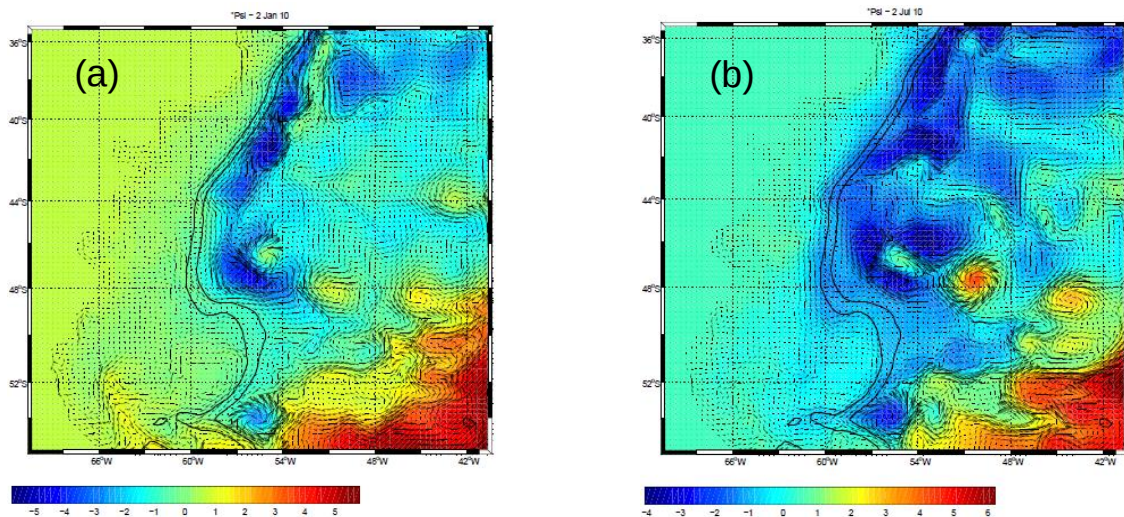


Figure 5 : Variation des champs de courants à 10m de profondeur : (a) Janvier ; (b) Juillet

En étudiant les champs de courants (figure 5), on peut observer la présence du courant du Brésil (en bleu) venant du Nord, et du courant des Malouines (en rouge) venant du Sud. On peut constater qu'en été, le courant des Malouines est moins intense qu'en hiver, mais un peu plus étalé à 10m de profondeur.

A l'inverse, le courant du Brésil est plus intense en été qu'en hiver.

On peut noter la présence de tourbillons dans les 2 champs de courant. Plus particulièrement, le tourbillon cyclonique Nord issu du courant des Malouines (48°Sud – 51°Ouest) qui peut laisser penser à la présence d'un Upwelling, dû à son intensification en hiver et à une température de 5°C dans une zone aux environs de 8 à 10°C (Fig.3b).

Discussion

L'observation des variabilités obtenues à l'aide du modèle Roms, décrivant les caractéristiques thermo-halines de la région et des courants, sont en accord avec les données de la littérature.

Selon Jullion et al (2010), la région du plateau continental Patagonien est une région de transition entre le courant du Brésil, qui est la branche ouest du gyre subtropical de l'Atlantique sud (chaud et salé), et le courant des Malouines, qui est la branche nord du courant Circumpolaire Antarctique (froid et peu salé).

Comme le confirment nos résultats, il y a bien un échange d'eau douce et de chaleur entre ces deux différentes masses d'eau issues de ces courants. Cela est vérifié par la variabilité saisonnière observée avec Roms. Néanmoins, le mouvement des courants observé avec nos résultats n'est pas le même que dans la littérature (Figure 6) :

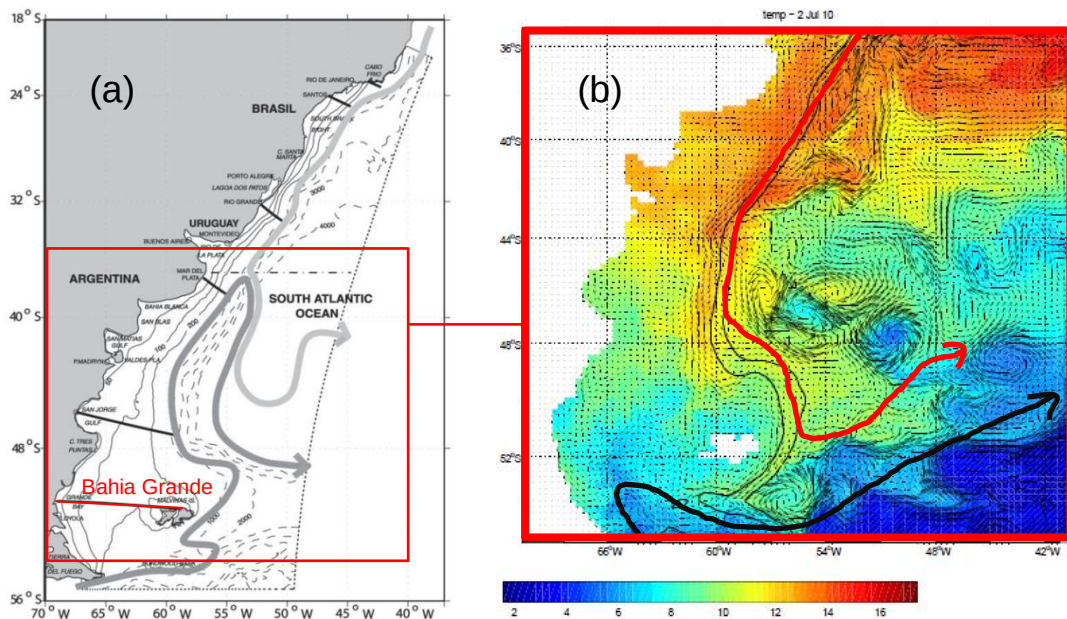


Figure 6 : Comparaison des chemins des deux courants selon D.Palma et al (2004) (a) et selon le modèle Roms (b) (barre de couleur = température Juillet). Le courant du Brésil est représenté en gris (a) et en rouge (b), et le courant des Malouines en gris foncé (a) et en noir (b).

Le courant du Brésil reste plutôt le même dans les deux représentations. Cependant pour le courant des Malouines, on peut s'apercevoir qu'il existe une grande différence. En effet, d'après la représentation de D.Palma et al. (2004), celui-ci remonterait jusqu'au niveau de l'estuaire de Rio de la Plata avant de redescendre en longeant le courant du Brésil (Fig.6a).

Dans notre simulation (Fig.6b), il remonte légèrement entre l'Argentine et les îles Falkland, avant de contourner ces dernières par l'est est de remonter vers le nord en longeant le courant du Brésil. D.Palma et al. (2004) explique qu'ils ont observé

une grande variabilité saisonnière de la circulation dans cette région entre 25°Sud et 45°Sud du fait de l'affaiblissement du gyre en hiver et de l'inversion des directions provoquée par le flux de nord. De plus, D.Palma et al. (2004) ont utilisé un modèle barotropique simple 3D forcé par le vent et la marée. Ce qui diffère du modèle Roms n'incluant pas la marée dans les forçages.

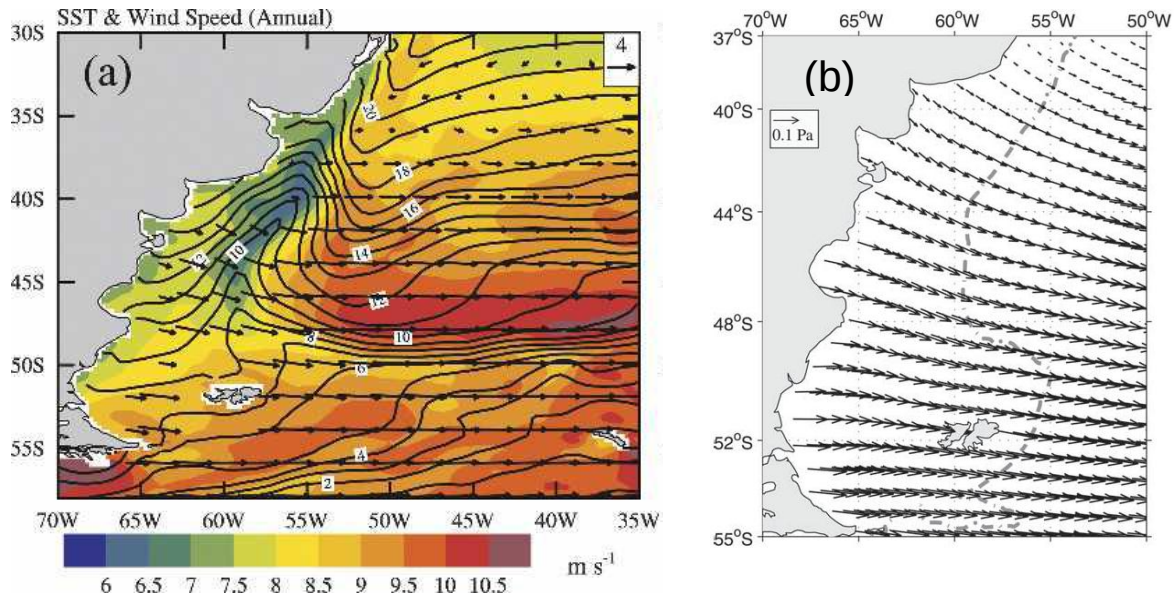


Figure 7 : Comparaison des forçages de vent dans la région du plateau Patagonien. Données QuikSCAT issue de l'article de H.Tokinaga et al. (2005) (a), et données utilisées par D.Palma et al (2004) tirées de la distribution annuel des vents de Trenberth et al. (1990) (b).

Tokinaga et al. (2005) (Fig.7a), ont réalisé une analyse du forçage des vents de la zone étudiée en utilisant les données satellitaires COADS et quikSCAT. Egalement présentes dans la base de donnée Romstools. Ces résultats sont identiques aux forçages de vent que nous avons utilisé (voir annexe).

Si on compare avec les données de D.Palma et al. (2004), on peut s'apercevoir que les résultats sont les mêmes. On peut donc dire que la différence des chemins de courant n'est pas due aux vents, mais au modèle utilisé et au fait que Roms ne prenne pas en compte les marées.

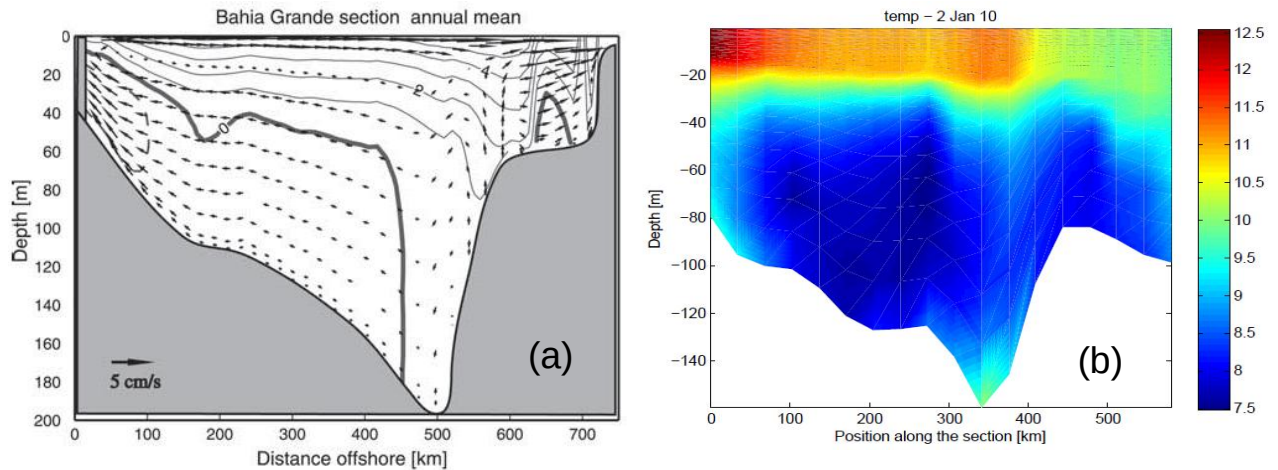


Figure 8 : Section verticale dans la zone Bahia Grande (Fig 6a), mettant en évidence le courant tangential. D'après D.Palma et al. (2004) (a) et notre simulation (b) (température Janvier)

D.Palma et al. (2004) ont également étudié le courant sur la verticale. Ils ont montré qu'un courant de fond partant des îles Falkland plonge le long de la bathymétrie et remonte jusqu'à la côte argentine. De là, un courant de surface va en direction des îles. En observant la section verticale de température à partir du modèle Roms, on peut s'apercevoir que le courant est le même, ainsi des eaux froides plongent et des eaux chaudes en surface arrivent en sens contraire.

Dans une autre étude scientifique, Jullion et al. (2010), ont constaté que cette circulation des courants des Malouines et du Brésil était principalement influencée par la présence de tourbillons qui joueraient un rôle de subduction (de mélange des eaux issues de ces courants). Ils sont caractérisés par une forte énergie cinétique turbulente (Figure 9).

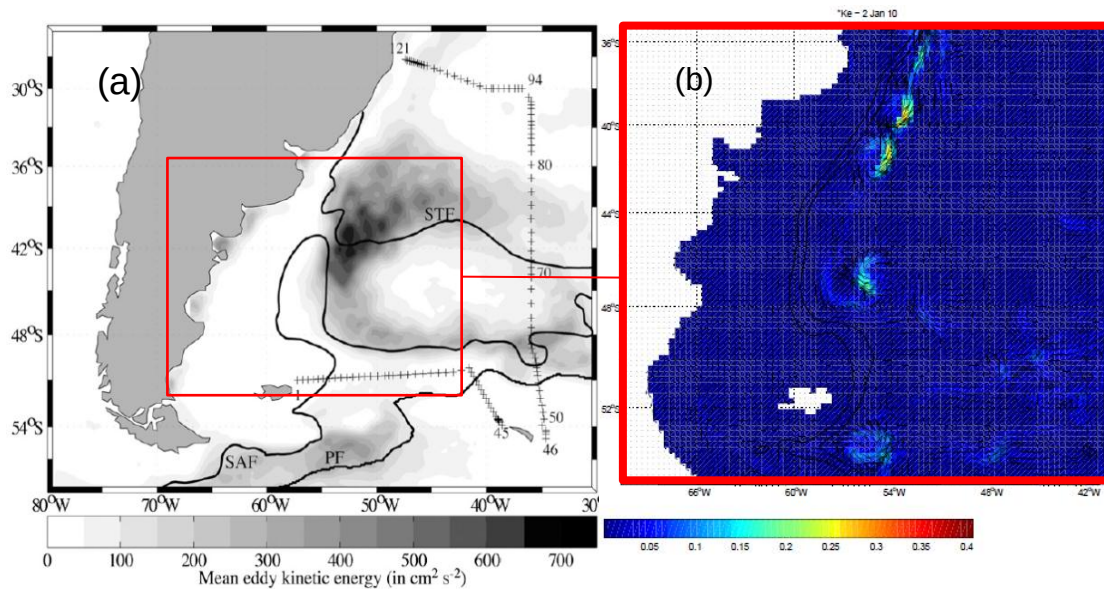


Figure 9 : Comparaison des cartes d'énergie cinétique turbulente moyenne. D'après Jullion et al. (2010) (a) et simulation Roms (b)

En comparant ces deux cartes, on constate que les résultats sont en accord. Le gyre subtropical sud Atlantique apparaît, et est donc caractérisé par une zone de forte énergie cinétique turbulente, tout comme le courant circum polaire Antarctique (Fig.9a).

A plus petite échelle (Fig.9b), on peut corrélérer les courants du Brésil avec le gyre subtropicale de l'Atlantique sud, et des Malouines avec le courant circum polaire Antarctique. Ces zones sont donc très turbulentes. Cela confirme la présence des tourbillons observés avec Roms et le tourbillon cyclonique d'eau froide nettement visible dans les résultats observés précédemment dans la Figure 5b.

Conclusion

Cette étude permet de mettre en corrélation la circulation des courants du plateau Patagonien avec la variabilité des caractéristiques de ces masses d'eau. L'apport d'une eau chaude et salée par le courant brésilien, et l'apport d'une eau froide et peu salée par le courant des Malouines, permettent de renouveler les masses d'eau, et doivent avoir une très grande influence sur la diversité biologique de la région.

Le modèle Roms utilisé permet d'étudier de nombreux paramètres sur la zone concernée et de montrer leur évolution en fonction de la saison.

Les résultats de simulation obtenus sont de bonne qualité, malgré la faible résolution utilisée ici. L'utilisation de bases de données aussi importantes que WOA et quikSCAT permet à ce modèle de rester très précis en ce qui concerne les variations de température, de salinité, de forçage de vent et autres.

Cependant, le gros point faible que j'ai pu observer après avoir comparé les simulations avec les données de la littérature est l'absence de la prise en compte du phénomène de marée, qui selon les régions peut avoir une grande influence sur la modélisation de la circulation océanique.

Pour améliorer ce travail, Il serait intéressant de prendre en compte ce phénomène de marée et de réduire la zone d'étude, tout en augmentant la résolution.

L'analyse des phénomènes de formation des tourbillons permettrait également de mieux comprendre l'évolution et le mélange des différentes masses d'eau au large de l'Argentine.

Bibliographie

- Jullion,L et al. Circulation and Water Mass Modification in the Brazil–Malvinas Confluence. *Journal of physical oceanography*, Mai 2010,40, 845-864.
- Müller,T et al. Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S. *J. Geophys. Res.*1998, 103, 5429–5437.
- Palma,E,D et al. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing. *Journal of geophysical research*, 2004, 109, C08014
- Trenberth,K et al. The mean annual cycle in global wind stress, *Journal of. Physical Oceanography.*, 1990, 20, 1742– 1760.
- Tokinaga et al. SST-Induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas Confluence: satellite and in situ observations. *Journal of climate*, 2005, 18, 3470-3482.

Annexe

Forçage du vent

