

Modélisation de la circulation du Kuroshio à l'aide du modèle ROMS

OSU - Institut Pythéas

Master I Océanographie Physique et Biogéochimique (OPB)

OPB-205 : Projet modélisation de la circulation océanique

(16/04/2018)

Réalisé par : TOUZI Walid.

Année universitaire : 2018

Sommaire

Abstract

Résumé

Liste des figures

Liste des tableaux

I. Introduction..... 1

II. Matériels et méthodes 3

III. Résultats et discussions 7

IV. Conclusion et prospective : 11

Références bibliographiques

Annexe 1

Annexe 2

Annexe 3

Annexe 4

Annexe 5

Liste des figures

Fig.1 : Schéma des courants de surface dans le Pacifique nord-ouest subtropical.....	2
Fig.3 : Bathymétrie de la zone d'étude.	6
Fig. 3 : Situation géographique de la zone. d'étude.	6
Fig. 4 : Graphe de diagnostic du modèle effectué sur la simulation de 10 ans (1 : le volume en km^3 , 2 : L'énergie cinétique de surface moyennée, 3 : L'énergie cinétique moyennée sur le volume, 4 : La vitesse verticale moyennée sur le volume, La droite rouge représente la moyenne.	7
Fig. 5 : Variation de la température de surface en fonction des saisons (jour 15=hiver, jour 105=printemps, jours 195= été, jours 285=automne).	8
Fig. 6 : Profils horizontaux de la salinité saisonnière.	9
Fig. 7 : Composante horizontale de la vitesse barocline à la surface.	10

Liste des tableaux

Tab.1 : Coordonnées géographiques du domaine de calcul.5

Tab.2 : Résolution du domaine de calcul.6

Tab.3 : Paramètres d'intégration temporelle.6

Abstract

By analyzing the results of the general circulation of the ocean using ROMS model and conducting a set of numerical simulations, the dynamics of the current Kuroshio system were examined. The primitive equation models used for these simulations have a free surface and a realistic geometry. In this configuration (with realistic topography), the Kuroshio current system is successfully simulated when the horizontal resolution in ROMS is increased from $1/2^\circ$ to $1/6^\circ$. The difference between the two experiments shows a jet and a pair of cyclonic and anticyclonic eddies leading to the formation of a large quasi-permanent and quasi-stationary meander on the North and South flanks of the jet.

The strengthening of the Southwestern recirculation vortex increases Kuroshio's speed shear and ultimately leads to the development of the meander path due to the baroclinic / barotropic instability of the system. As the meander of Kuroshio develops, the detachment of the cyclonic vortices mixes the high-vorticity coastal origin water offshore, thereby weakening the recirculation vortex. The cycle above will restart after the low vorticity water has been recharged from the Southwest and the recirculation vortex will start rotating again.

The sensitivities of the model applied to the Kuroshio current are also discussed with respect to the resolution of the horizontal grid.

Résumé

En analysant les résultats de la circulation générale de l'océan grâce au modèle ROMS et en menant un ensemble de simulations numériques, la dynamique du système actuel du Kuroshio a été examinée.

Les modèles d'équation primitive utilisés pour ces simulations ont une surface libre et une géométrie réaliste. Dans cette configuration (à topographie réaliste), le système de courant du Kuroshio est simulé avec succès lorsque la résolution horizontale dans ROMS est augmentée de $1/2^\circ$ à $1/6^\circ$. La différence entre les deux expériences montre un jet et une paire de tourbillons cyclonique et anticyclonique conduisant à la formation de large méandre quasi-permanent et quasi-stationnaire sur les flancs nord et sud du jet.

Le renforcement du tourbillon de recirculation du sud-ouest augmente le cisaillement de vitesse du Kuroshio et conduit finalement au développement du chemin de méandre dû à l'instabilité barocline / barotrope du système. Au fur et à mesure que le méandre du Kuroshio se développe, le détachement des tourbillons cycloniques mélange l'eau d'origine côtière à haute vortacité vers le large, affaiblissant ainsi le tourbillon de recirculation. Le cycle ci-dessus redémarrera après que l'eau à faible vortacité aura été rechargée du sud-ouest et que le tourbillon de recirculation se remettra à tourner.

Les sensibilités du modèle appliquées au courant du Kuroshio sont également discutées en ce qui concerne la résolution de la grille horizontale.

I. Introduction

Le système de courants dans le Pacifique Nord-Ouest subtropical est très complexe, la figure 1 montre un schéma des principaux courants de surface observés (Fig.1). Le Kuroshio et son extension font partie de ce système et sont considérés comme l'une des régions océaniques où la plus grande variabilité turbulente est observée.

Le Kuroshio est un courant de bord ouest du tourbillon océanique subtropical dans le Pacifique Nord, qui se sépare généralement du Japon au cap Inubo ($35,42^{\circ}$ N), et coule vers l'est sous forme d'un jet étroit, avec des anneaux froids et chauds générés par une croissance instable du méandre « l'extension Kuroshio ». Son rôle est analogue à celui du Gulf Stream dans l'océan Atlantique qui assure aux côtes américaines un climat relativement doux. La formation des anneaux est l'un des processus importants de l'activité mésoéchelle de l'extension Kuroshio. En effet, au sud de ce dernier, un gyre de recirculation est observé avec un transport extrêmement important vers l'est estimé à 130 Sv (Wijffels et al., 1998), ce qui est trois fois plus grand que le transport estimé à partir du forçage climatique dû au vent.

Du point de vue de la circulation océanique à grande échelle, la forte variabilité des tourbillons dans la région de Kuroshio est attendue, étant un flux de retour compensant la circulation intérieure subtropicale régie par le vent. Le Kuroshio prend sa source à une latitude sud (15° N) où la vorticité potentielle ambiante est relativement faible. Pour que le Kuroshio rejoigne le flux intérieur de Sverdrup aux plus hautes latitudes de 30° - 35° N, la vorticité anormalement faible acquise par le Kuroshio au sud doit être éliminée par des forces dissipatives et / ou non linéaires le long de sa trajectoire limite ouest. Cependant, les analyses d'échelle montrent que la force dissipative seule n'est pas suffisante pour éliminer les anomalies de faible vorticité (Pedlosky 1987, Cessi et al., 1990). La conséquence de cela est la génération de tourbillons de recirculation anticyclonique qui fournit une source d'énergie suffisante induisant l'instabilité de l'écoulement.

Des études spatio-temporelles antérieures du système Kuroshio ont révélé la présence de variabilités annuelle et interannuelle. Le Kuroshio au sud du Japon existe dans l'une des deux configurations stables, un chemin zonal et un chemin de méandre, chacun pendant une période de temps donnée (fluctuation bimodale). Le chemin rectiligne indique que le Kuroshio s'écoule le long de la côte du Japon et que le méandre signifie que le Kuroshio emprunte un sentier au large. Dans cette étude, nous adoptons un modèle de circulation générale des océans (ROMS) qui incorpore les littoraux réalistes du Japon ainsi que sa bathymétrie, et qui a pour but de vérifier que la dynamique du modèle donne une représentation précise et fiable de la circulation générale au niveau de cette zone.

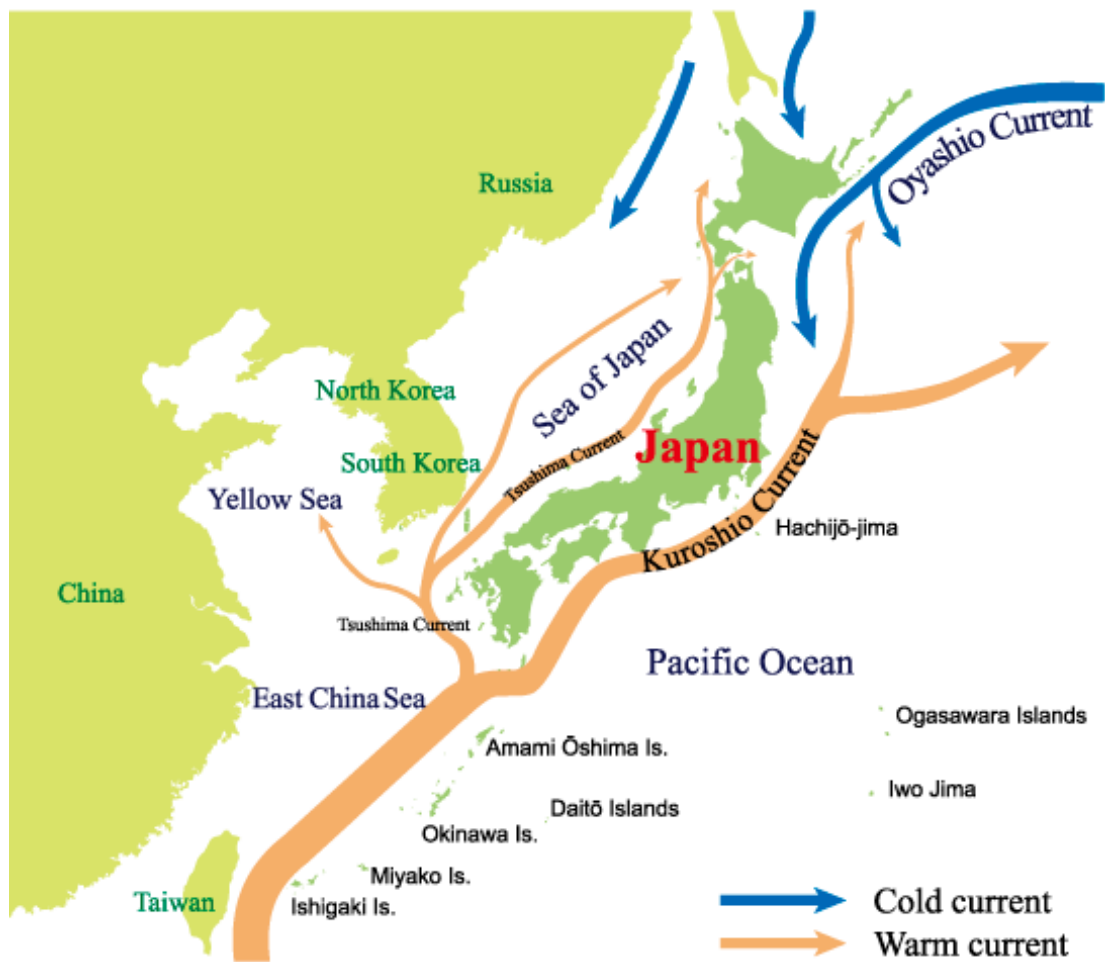


Fig.1 : Schéma des courants de surface dans le Pacifique nord-ouest subtropical.

II. Matériels et méthodes

2.1 Modélisation numérique de la circulation océanique :

Les modèles de circulation océanique générale sont des modèles numériques simplifiés par rapport aux caractéristiques physiques fondamentales de la circulation océanique. Ils sont basés sur les équations suivantes :

- Les équations de Navier-Stokes (conservation de la quantité de mouvement).
- L'équation de continuité (conservation de la masse).
- L'équation de conservation du sel, de la température, Etc.

Ces équations sont simplifiées en se basant sur des approximations telles que :

- L'approximation de l'incompressibilité.
- L'approximation de l'équilibre hydrostatique.
- L'approximation de Boussinesq.
- Hypothèse de fermeture du mélange turbulent.

La prise en compte de ces approximations permet de négliger certains termes des équations de Navier-Stokes, aboutissant ainsi à de nouvelles équations « les équations primitives ». Cependant, et il est nécessaire d'utiliser des méthodes d'analyse numérique pour les résoudre. La résolution numérique d'équations différentielles implique de discrétiser l'espace et le temps en petits intervalles à l'intérieur desquels on utilise une approximation de la dérivée. Ces modèles présentent beaucoup de caractéristiques communes aux modèles de prévision atmosphérique. Actuellement la modélisation des systèmes à haute résolution permet de mieux comprendre avec un maximum de précision, où se situent les différents courants, leur intensité et leur direction. Pour cela, plusieurs modèles numériques régionaux sont utilisés en océanographie :

- HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model).
- NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean).
- POM (Princeton Ocean Model).
- ROMS (Regional Oceanic Modeling System).
- SYMPHONIE, Etc.

2.2 Description du modèle ROMS :

Le modèle numérique utilisé dans ce projet est un modèle tridimensionnel d'équations primitives intégrées sur la verticale. Dont les équations directrices peuvent être écrites comme suit :

Équations de Navier-Stokes (Eq.1) (conservation de la quantité de mouvement) :

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{u} \nabla \mathbf{u} = f \mathbf{v} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \nabla_h^2 \mathbf{u} + A_v \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{u} \nabla \mathbf{v} = -f \mathbf{u} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \nabla_h^2 \mathbf{v} + A_v \frac{\partial^2 \mathbf{v}}{\partial z^2} \\ \mathbf{0} = \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \end{cases} \quad (1)$$

Équation de continuité (Eq.2) (conservation de la masse) :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

Équations de conservation de la température et de la salinité (Eq.3) :

$$\begin{cases} \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \nabla T = K_h \nabla_h^2 T + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \\ \frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{u} \nabla S = K_h \nabla_h^2 S + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \end{cases} \quad (3)$$

Équation d'état de l'eau de mer (Eq.4) :

$$\rho = \rho(T, S) \quad (4)$$

Avec :

\mathbf{u}, \mathbf{v} et \mathbf{w} : Les composantes horizontales et verticale moyennes de la vitesse du mouvement. \mathbf{f} : Paramètre de Coriolis, \mathbf{P} : La pression, ρ_0 : La densité de référence de l'eau de mer selon l'hypothèse de Boussinesq, $\mathbf{A}_h, \mathbf{A}_v$: Coefficients de viscosité turbulente horizontal (h) et vertical (v).

\mathbf{g} : L'accélération gravitationnelle, $\mathbf{K}_h, \mathbf{K}_v$: Coefficients de diffusion turbulente horizontal (h) et vertical (v).

Les équations primitives pour la quantité de mouvement sont résolues en utilisant un schéma de progression temporelle explicite (time splitting) qui nécessite un traitement spécial et un couplage entre le mode barotrope (phénomènes rapides) et barocline (phénomènes lents). Un nombre fini d'étapes temporelles barotropes, à l'intérieur de chaque étape barocline, sont réalisées pour faire évoluer les équations de dynamique de la surface libre verticalement intégrées. Afin d'éviter les erreurs associées à l'aliasing des fréquences résolues par les étapes barotropes mais non résolues par l'étape barocline, les champs barotropes sont moyennés dans le temps avant de remplacer les valeurs obtenues avec une étape barocline plus longue (Shchepetkin et McWilliams, 2005).

Selon la verticale, les équations primitives sont discrétisées selon une bathymétrie variable en utilisant des coordonnées étirées (coordonnées σ). Les coordonnées étirées permettent une résolution accrue du fond (Song et Haidvogel, 1994). Cependant, à l'horizontale, les équations primitives sont évaluées à l'aide de coordonnées curvilignes orthogonales ajustées aux limites sur une grille d'Arakawa-C décalée et échelonnée. La formulation générale des coordonnées curvilignes comprend à la fois des coordonnées cartésiennes et sphériques. Les limites côtières peuvent également être spécifiées comme une grille finie-discrétisée via un masque terre / mer.

Actuellement, la couche limite d'interaction air-mer dans ROMS est basée sur la paramétrisation en masse adaptée à partir de l'algorithme COARE (Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) pour le calcul des flux de surface de la quantité de mouvement, de la chaleur sensible et de la chaleur latente. Cette couche limite est utilisée pour un couplage bidirectionnel avec des modèles atmosphériques.

Le modèle (ROMS) est capable de résoudre les équations de Navier-Stokes couplées aux équations de conservation de la température et la salinité ainsi que l'équation d'état de l'eau de mer (International Equation of Seawater), à partir d'un certain nombre d'approximations :

- Approximation de l'incompressible ($\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$).
- Approximation de l'équilibre hydrostatique : l'équation de mouvement selon la verticale, est réduite à un équilibre entre la force de gravité et le gradient vertical de pression.
- Approximation de Boussinesq ($\rho = \rho_0 + \rho'$) : la densité étant constante, si ses variations sont petites.
- Hypothèse de fermeture du mélange turbulent (Approche de Reynolds).

2.3 Implémentation du modèle à la zone d'étude :

a) Les Forçages du modèle :

Les forçages fournissent les conditions initiales à la surface (provenant des interactions avec l'atmosphère). En connaissant les conditions initiales (t) et les conditions aux frontières en tout point du domaine modélisé de ses différents champs physiques, on peut alors déterminer l'évolution de ces mêmes champs à l'instant $t + \Delta t$. Pour forcer le modèle, il faut des informations sur les flux de quantité de mouvement (tension du vent), d'échange de chaleur et d'eau douce (évaporation, précipitation). Les forçages atmosphériques et le climat sont tirés de la base de données COAD (compressed ocean-atmosphere data) et WOA2009 (World Ocean Atlas, données de T(°C), S).

b) Simulation du Kuroshio :

Conditions de stabilité : Appliquées sur une grille et selon un pas de temps, ces deux discrétisations sont liées par le critère de stabilité CFL (Eq.5) (Courant-Friedrich-Levy) :

$$\Delta t_{externe} \leq \frac{1}{2\sqrt{gh}} \times \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1/2} \quad (5)$$

$$\Delta t_{interne} = \Delta t_{externe} \times NDTFAST \quad (6)$$

Avec :

$\Delta t_{externe}$: Pas de temps externe (s) qui correspond aux variations rapides, $\Delta t_{interne}$: Pas de temps interne (s) qui correspond aux variations lentes, g : Accélération de la pesanteur (m/s^2), h : Profondeur max (m), Δx : Résolution de la grille selon l'axe x, Δy : Résolution de la grille selon l'axe y, $NDTFAST$: Itération rapide= 60.

Tab.1 : Coordonnées géographiques du domaine de calcul.

Latitude min (°)	Latitude max (°)	Longitude min (°)	Longitude max (°)
25°N	45°N	130°E	150°E

Obtenue à l'aide du fichier *ad_findgeocoord.m*, nous avons fixé les coordonnées du domaine de calcul.

Tab.2 : Résolution du domaine de calcul.

Résolution (°)	dx_min (km)	dx_max (km)	dy_min (km)	dy_max (km)	Nombre de cellule selon x (LLm)	Nombre de cellule selon y (MMm)
1/6°	13	13.09	13	13.09	149	147

Dans le fichier *romstools_param.m*, nous avons intégré les coordonnées géographiques et fixons la résolution de la grille ainsi que frontière fermée au nord. Après cela, il suffit d'exécuter *make_grid.m* pour créer la grille et obtenir ses configurations (Tab.3) ainsi que situation géographique (Fig.2) et la bathymétrie (Fig.3). Les paramètres de la grille nous servirons plus tard pour calculer le critère de stabilité du type CFL.

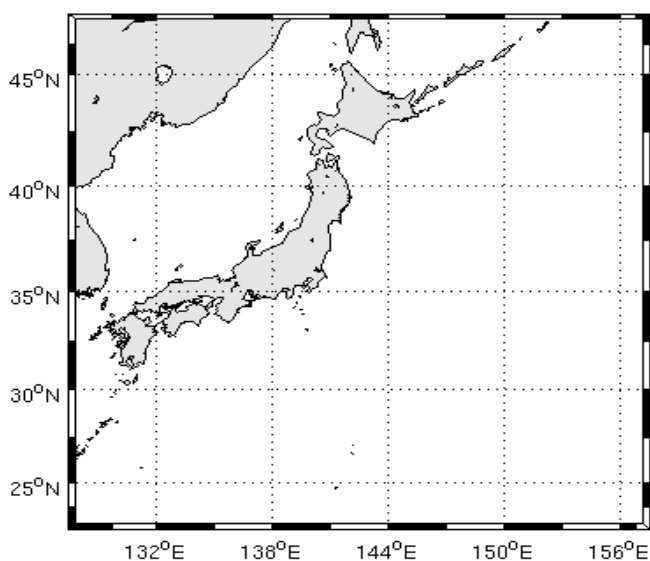


Fig. 3 : Situation géographique de la zone.

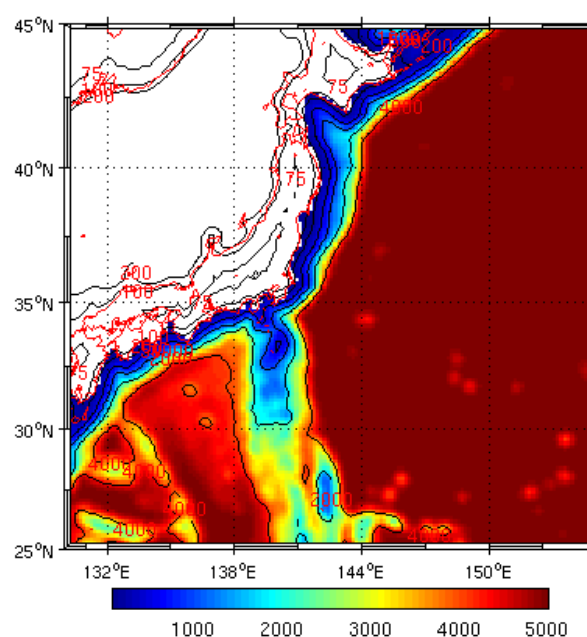


Fig.3 : Bathymétrie de la zone d'étude.

Ntimes (nombre d'itération)	$\Delta t_{\text{externe}}$ (s)	NDTFAST
1200	2160	60

Avec une taille de grille verticale N=32 niveau.

Les variables de sortie après simulation sont les suivantes :

- Zeta : Surélévation de la surface libre (m).
- Ubar, Vbar : Composantes horizontales de la vitesse barotrope selon x et y respectivement (m/s).
- U, V : Composantes horizontales de la vitesse barocline (3D) selon x et y respectivement (m/s).
- Temp : Température (°C).
- Salt : Salinité.
- Speed : Correspond à la vitesse du courant (m/s).

III. Résultats et discussions

3.1 Les variables diagnostiques du modèle :

Les graphes de diagnostics nous montrent à partir de quel moment notre modèle commence à se stabiliser, et donc à osciller de manière régulière autour de la moyenne calculée par le modèle (Fig.4). La plupart des paramètres se stabilisent rapidement, et fluctuent autour de leur valeur moyenne avec une amplitude égale. Nous pouvons remarquer que l'énergie cinétique oscille autour de sa valeur moyennée qu'à la fin de la seconde année. Tandis que, la salinité met pratiquement 6 ans pour se stabiliser autour de sa valeur théorique. Ce qui va nous permettre de déterminer à partir de quelle année les résultats de la simulation peuvent être exploités, dans notre cas à partir de la 6^{ème} année.

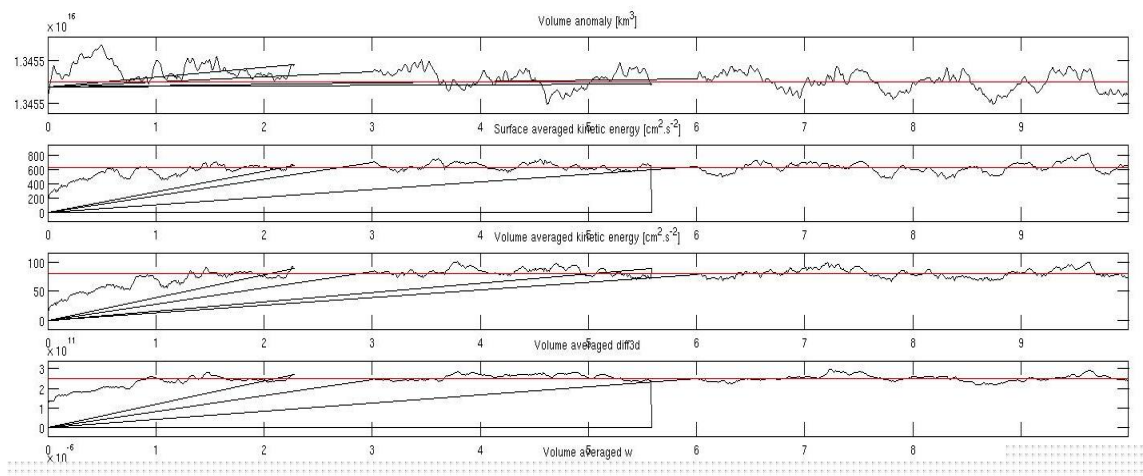


Fig. 4 : Graphe de diagnostic du modèle effectué sur la simulation de 10 ans (1 : le volume en km^3 , 2 : L'énergie cinétique de surface moyennée, 3 : L'énergie cinétique moyennée sur le volume, 4 : La vitesse verticale moyennée sur le volume, La droite rouge représente la moyenne.

3.2 Comparaison saisonnière des profils de température :

Vis-à-vis des saisons, on distingue un :

- Hiver froid et humide qui dur du mois de novembre jusqu'à mars.
- Printemps qui début fin mars au mois de juin.
- Eté de juin à septembre avec des maximums de températures observées au mois d'août.
- Automne commence à la fin du mois de septembre pour se terminer à la fin du mois d'octobre.

Les données utilisées sont issues de l'année 10 de la simulation interannuelle, afin de s'assurer de la stabilité du model et obtenir les résultats le plus fiables possible.

Les données utilisées sont couplées avec les figures d'irradiance ([Annexe.1](#)), On peut distinguer l'évolution saisonnière de la température des eaux de surface ([Fig.5](#)). En effet, au début de l'hiver, on observe une apparition de courants froids au nord de la zone d'étude qui correspond au courant de l'Oyashio. Ces courants rencontrent la veine de courants chauds qui longe la côte Est du Japon et remonte vers le nord (Kuroshio). On peut supposer que c'est le contact de ces deux masses qui provoque les 3 tourbillons d'eau chaude que l'on observe. De plus, un gyre important d'eau chaude se distingue au Sud-Est. Un peu plus tard dans l'hiver, on observe une uniformisation de la température de l'eau. Au printemps on observe un peu le même type de schéma avec seulement des températures un peu plus élevées, tandis qu'au pic de l'été (mois d'août), les températures du Kuroshio et de la veine qui longe la côte est du Japon atteignent pratiquement 28°C en surface.

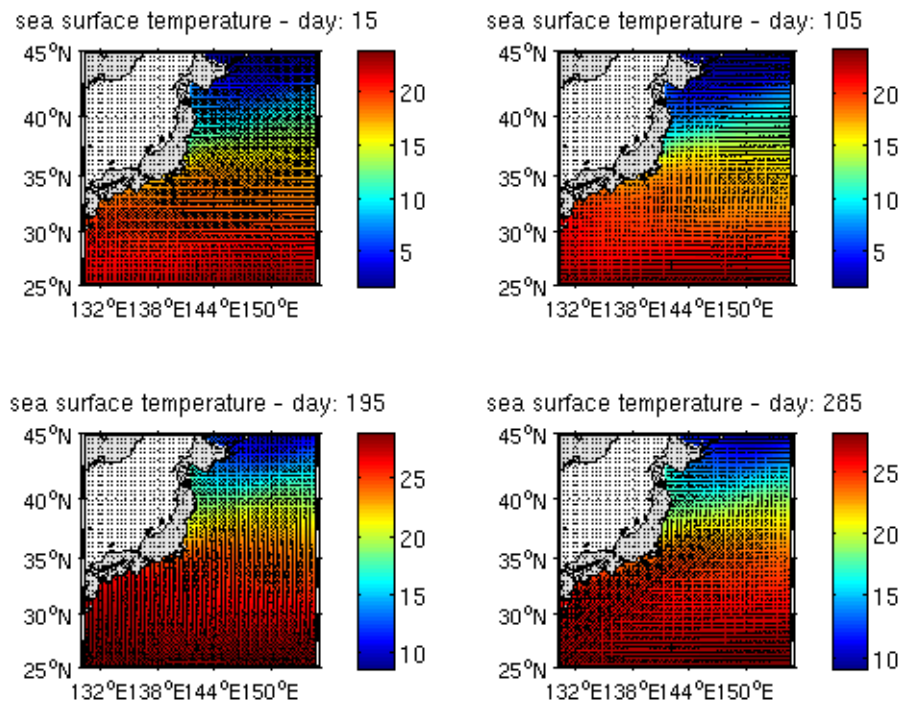


Fig. 5 : Variation de la température de surface en fonction des saisons (jour 15=hiver, jour 105=printemps, jours 195= été, jours 285=automne).

On observe une certaine stratification, avec une eau de surface chaude (environ 28°C), diminuant entre 15°C et 20°C dans les 100 premiers mètres de la colonne d'eau, pour être inférieur à 10°C passés les 600 mètres de profondeur ([Annexe.2](#)).

3.3 Comparaison saisonnière des cartes de salinité en surface :

Les données de salinité ont été couplées avec les flux d'eau douce de la région ([Annexe.3](#)). A part une légère diminution de la salinité en été (Août) dû à des fortes précipitations, on observe des variations relativement faibles de la salinité de surface.

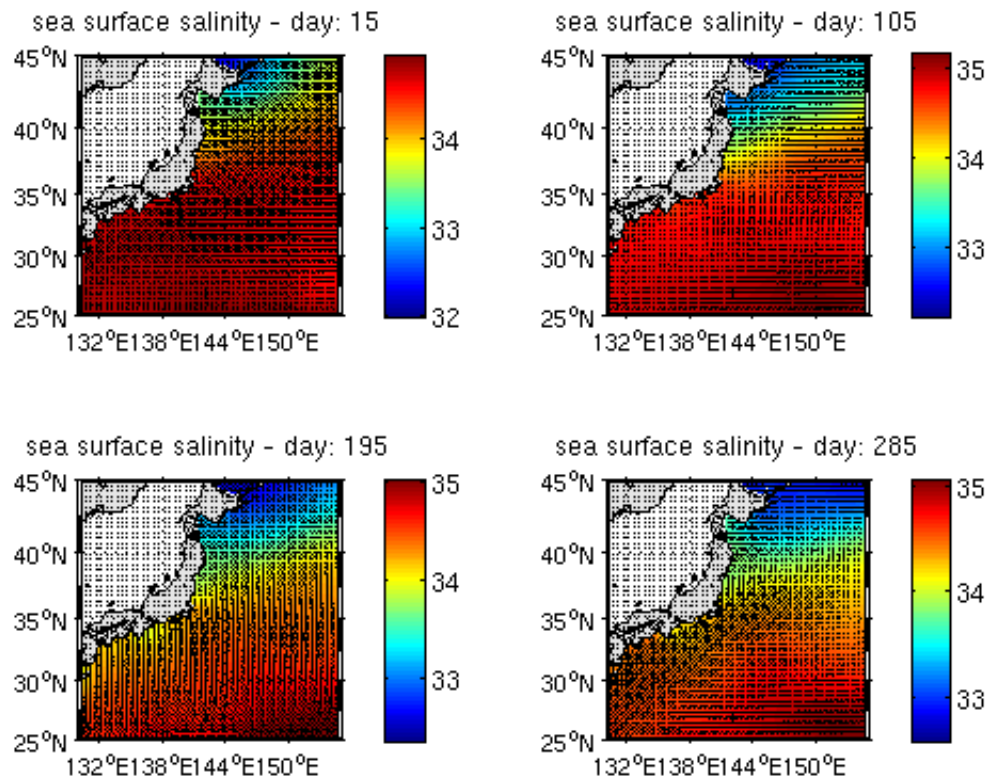


Fig. 6 : Profils horizontaux de la salinité saisonnière.

On peut clairement apercevoir que contrairement aux profils horizontaux, la salinité varie selon la vertical au sein de la colonne d'eau. De manière générale, elle est assez importante en surface, puis diminue avec la profondeur. Mais suivant la latitude, le degré de salinité est plus ou moins élevé à ([Annexe.4](#)).

3.4 Le courant de Kuroshio :

A partir de diverses simulations on peut observer le point de formation du Kuroshio, c'est-à-dire dans l'ouest de l'océan Pacifique ([Fig.7](#)). Nous pouvons également voir que le courant se dirige vers les eaux au nord-est du Japon où elles fusionneront avec la dérive orientale du courant du Nord Pacifique. Grâce aux différentes simulations réalisées nous avons pu constater qu'il y avait très peu de variation saisonnière de cette circulation. On remarque tout de même qu'une branche conséquente du courant

passé au Sud du Japon et alimente un tourbillon anticyclonique. Le courant moyen a une vitesse d'environ 0.7 m/s et on observe de très forte accélération (vitesse du courant entre 1 et 1.5 m/s).

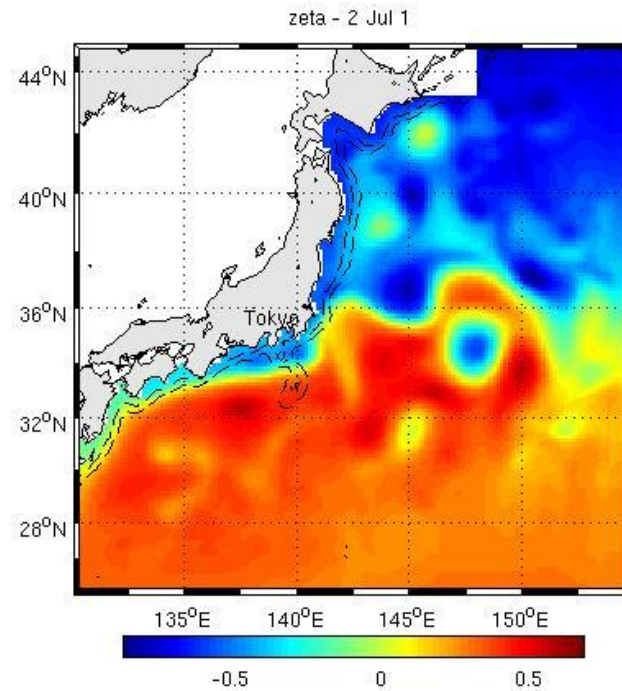


Fig. 7 : Composante horizontale de la vitesse barocline à la surface.

3.5 Quelques données de la littérature :

Dans l'état moyen du parcours de contrôle, il est bien capturé que le Kuroshio a deux voies au sud du Japon: l'une est une voie rectiligne le long de la côte sud du Japon et l'autre est un chemin sinueux qui coule la côte sud entre 135°-140°E (Fig.8). Cela reflète la bimodalité du courant. Les suivants sont reproduits de façon réaliste, la vitesse du Kuroshio, le méandre stationnaire ayant de l'extension du Kuroshio a deux crêtes à 145°E et 150°E (BO QIU AND WEIFENG.M, 1999)

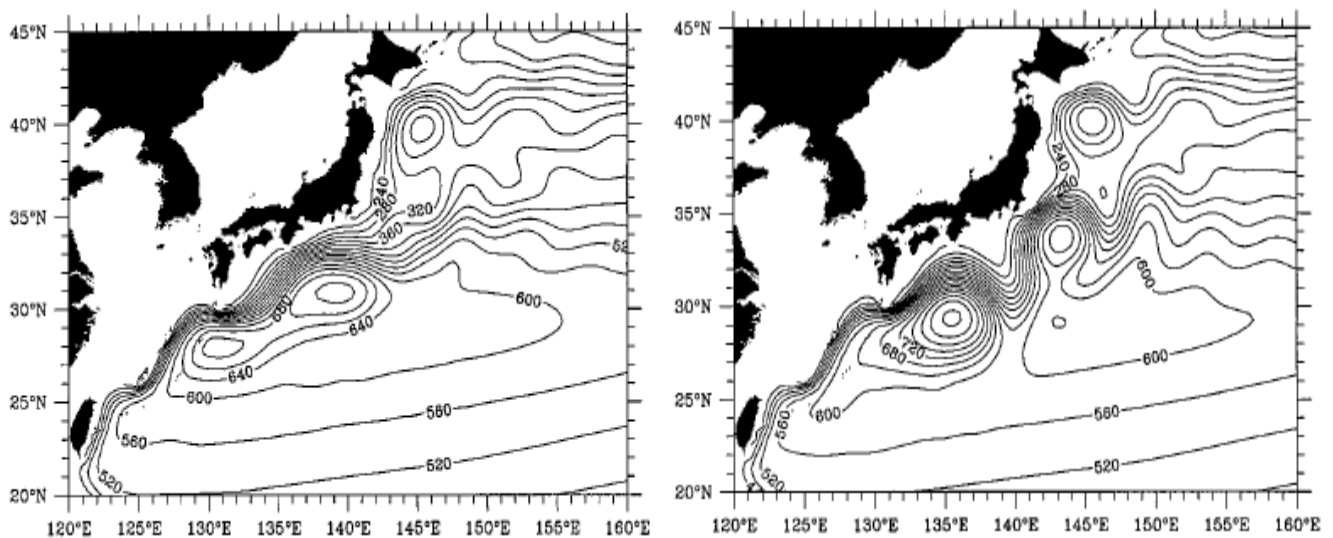


Fig.8 : Champ d'épaisseur de couche supérieure composite pour (a) les années de trajectoire rectiligne et (b) les années de trajectoire du méandre

IV. Conclusion et prospective :

Dans la présente étude, il est montré que le Kuroshio, emprunt soit un chemin rectiligne qui indique que le Kuroshio s'écoule le long de la côte du Japon, soit un chemin de méandre qui signifie que le Kuroshio emprunte un sentier au large. De plus, les résultats de cette étude semblent être corroborés par les observations *in-situ*.

Le modèle ROMS permet d'analyser de nombreux paramètres ainsi que leurs évolutions sur des cycles interannuels (dans notre cas une décennie). Comme nous l'avons dit précédemment, le courant de Kuroshio présente des variations saisonnières de salinité, de température ainsi que des variations d'intensité. Cependant la position et la direction globale du courant de Kuroshio restent la même malgré le changement de la résolution de la grille horizontale. La première simulation avec une grille de maille de $1/10^\circ$ ne reproduit pas un système de courant Kuroshio réaliste permettant de saisir l'intégralité de l'activité tourbillonnaire, d'où le changement de la résolution horizontale à $1/6^\circ$ permettant la résolution de la turbulence. La résolution de notre modèle paraît suffisante mais reste inférieur à une résolution qui permet de mieux appréhender l'activité tourbillonnaire.

Il serait intéressant d'effectuer une simulation avec une résolution plus fine pour plus de détails. L'avancée des modèles climatiques vers une résolution plus élevée est prometteuse à cet égard. De plus, afin d'améliorer significativement les résultats des simulations, faudrait opter pour des données de bathymétrie plus précises qu'une minute d'arc pour une meilleure compréhension du système Kuroshio.

Références bibliographiques:

BO QIU AND WEIFENG.M., 1999: Kuroshio Path Variations South of Japan: Bimodality as a Self-Sustained Internal Oscillation, *Journal of physical oceanography*. Volume 30.

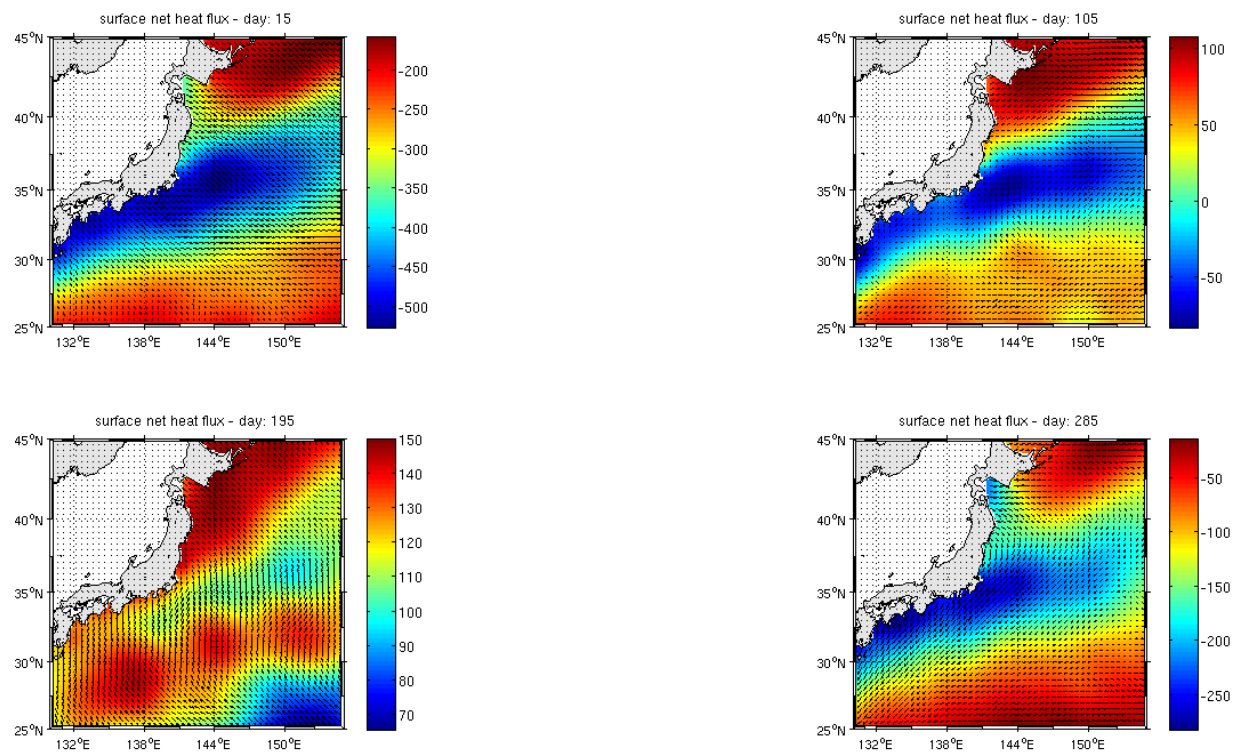
Pedlosky, J., 1987: *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, 710 pp.

Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams, 2005: The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model, *Ocean Modelling*, **9**, 347-404.

Song, Y. and D. B. Haidvogel, 1994: A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system, *J. Comp. Phys.*, **115** (1), 228-244.

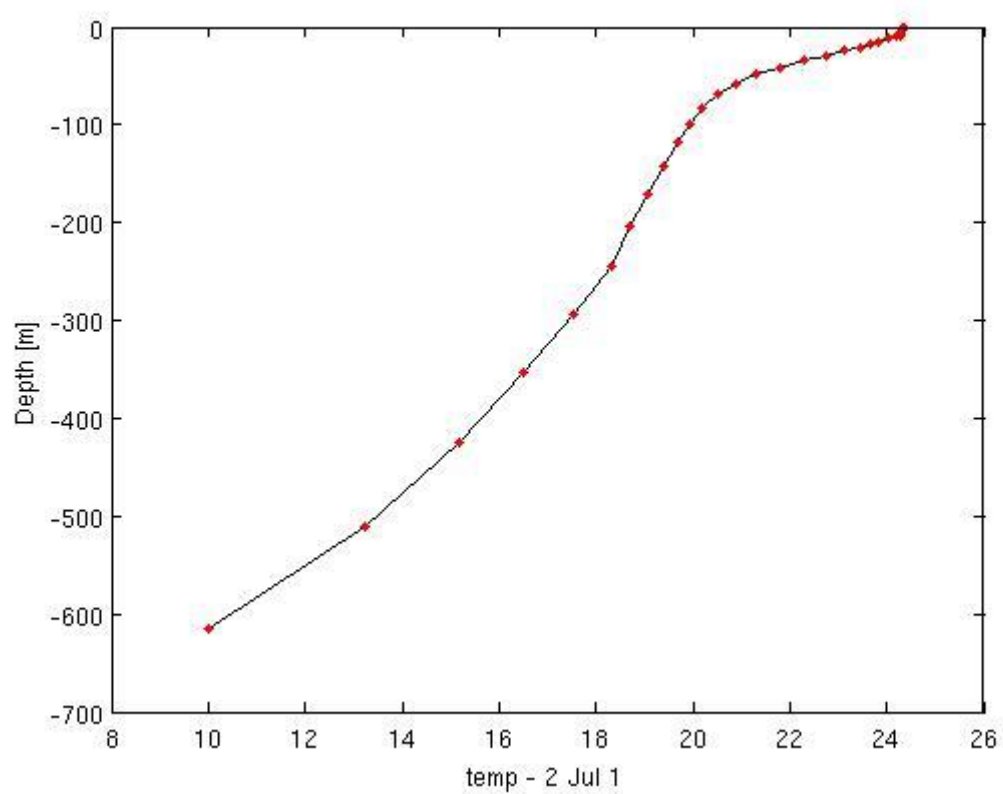
Wijffels, S.E., Hall, M.M., Joyce, T., Torres, D.J., Hacker, P., Firing, E., 1998. Multiple deep gyres of the western North Pacific: A WOCE section along 149°E. *J. Geophys. Res.* 103, 12985–13009.

Annexe 1:



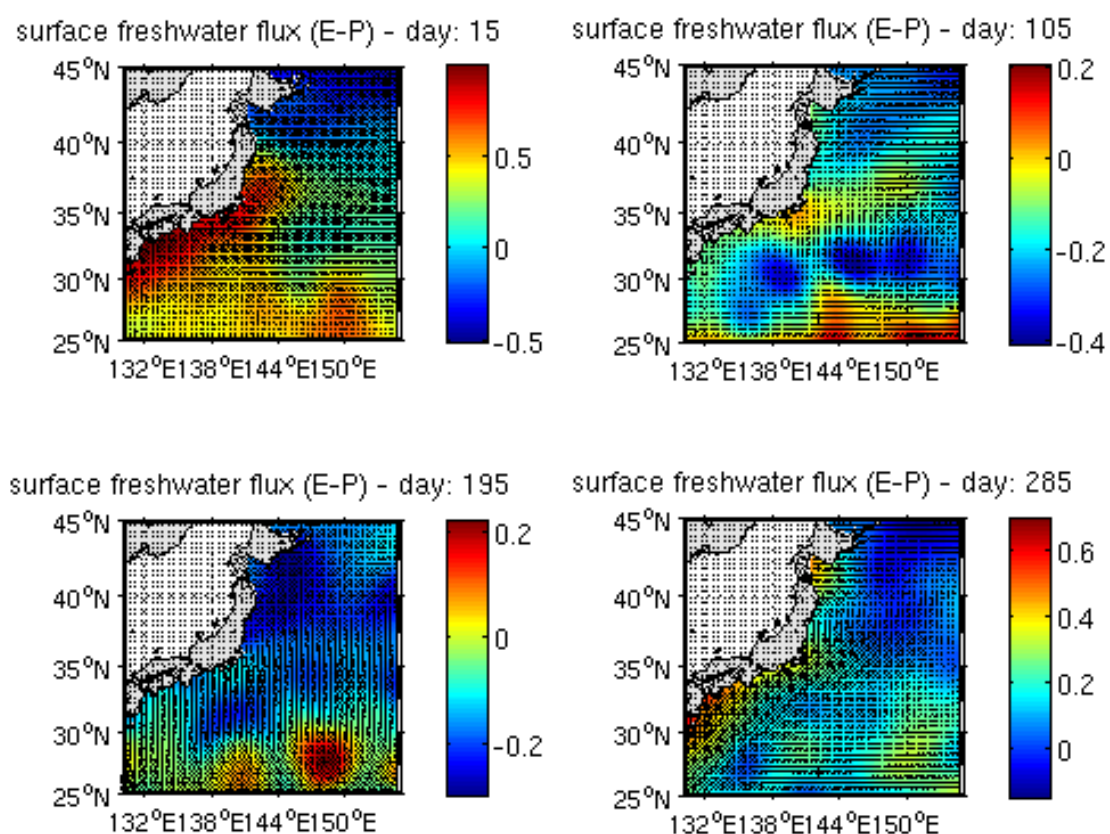
Annexe.1: figures du flux de chaleur net de surface en fonction des saisons.

Annexe 2 :



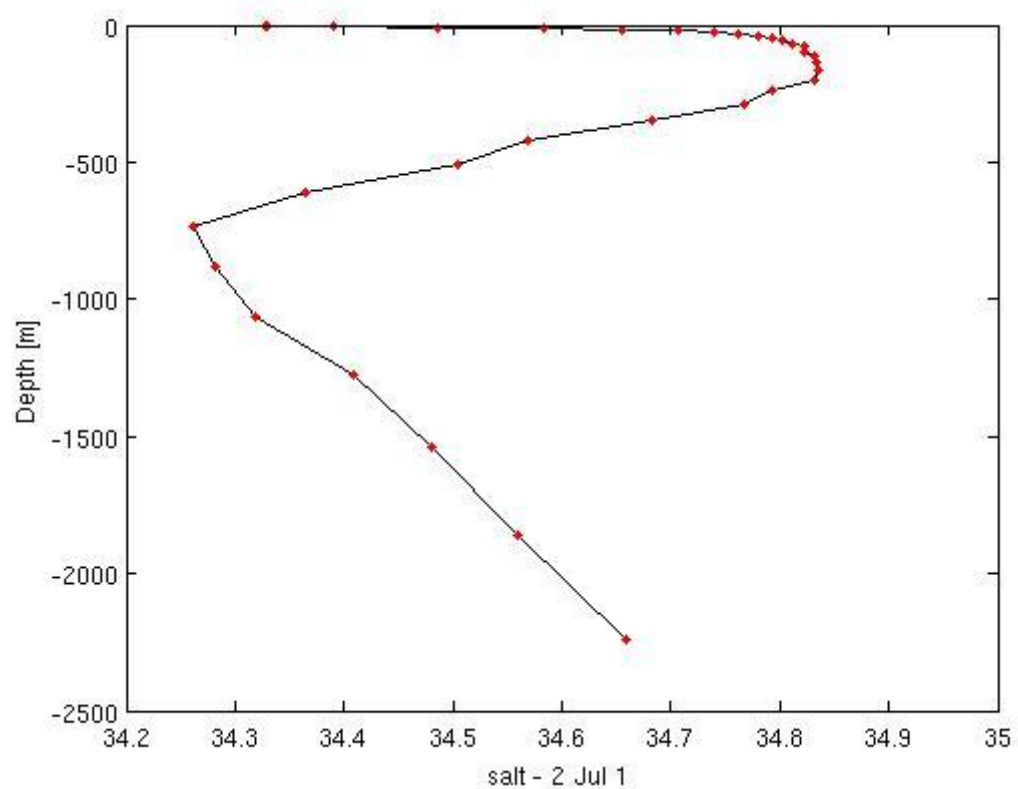
Annexe.2 : Profil vertical de la température au mois d'août au niveau du gyre au Sud-Est du Japon.

Annexe 3:



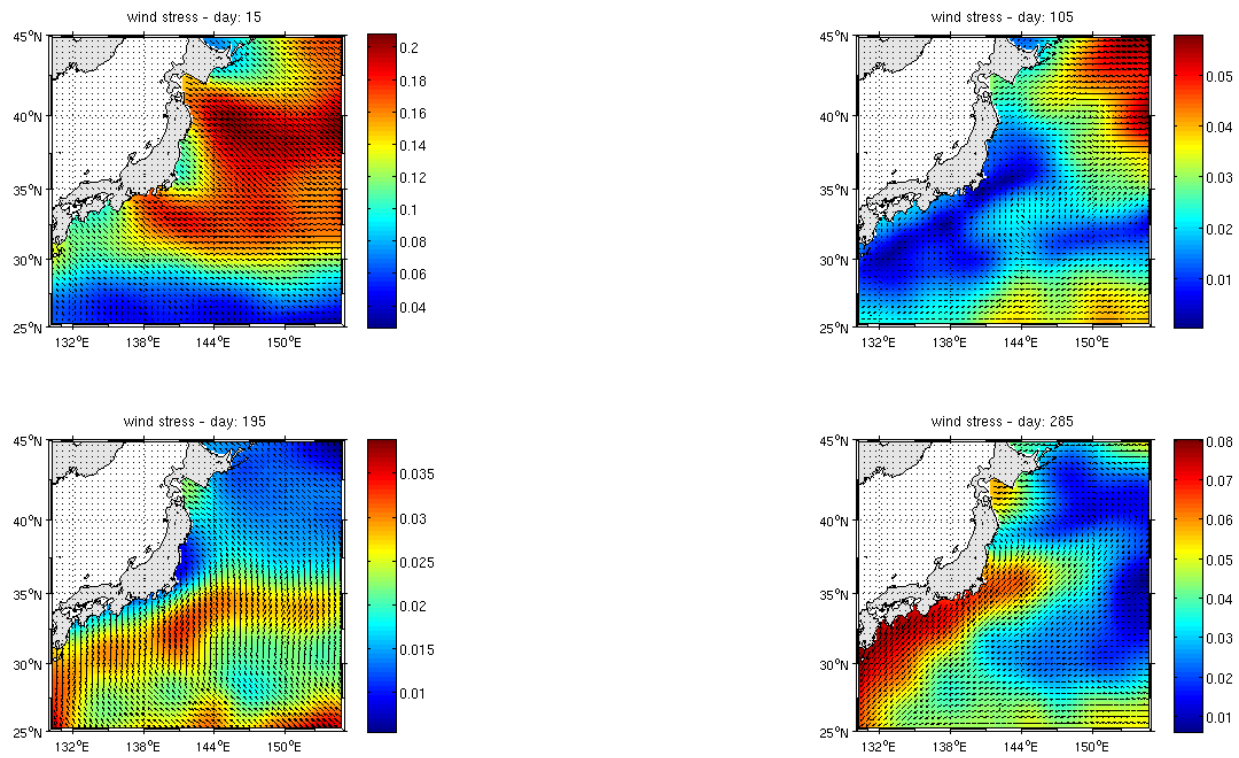
Annexe.3: figures du flux d'eau douce (E-P) de surface en fonction des saisons.

Annexe 4 :



Annexe.4 : Profil vertical de la salinité au niveau du gyre au sud est du Japon (a) vers 32°N (b) vers 30°N.

Annexe 5 :



Annexe.5 : Forçage du vent en fonction des saisons.