

Blaizot
Anne-Cécile
Master 1^{ère} année
Océanographie physique

UE7 : Projet d'analyse de données et modélisation

MODELISATION OCEANOGRAPHIQUE DANS LA MER DU JAPON



Centre d'océanographie de Marseille

Année 2007/2008

SOMMAIRE :

INTRODUCTION

1. METHODE : UTILISATION DU MODELE ROMS

1.1 Présentation du modèle

- 1.1.1. La grille
- 1.1.2. Le pas de temps
- 1.1.3. La base de données

1.2 Implémentation du modèle à la mer du japon

2. RESULTATS ET DISCUSSION

2.1. Diagnostic du modèle

2.2. L'évolution saisonnière

- 2.2.1. Les courants océanographiques
- 2.2.2. Variation de la température
- 2.2.3. Variation de la salinité

2.3. Comparaison à une étude

- 2.3.1. Les courants océanographiques
- 2.3.2. Variation de la température
- 2.3.3. Variation de la salinité

CONCLUSION

INTRODUCTION

L'étude réalisée porte sur la mer du Japon. Cette dernière située à l'ouest de Japon est soumise à deux régimes de vent distinct (vent sibérien froid en hiver, vent pacifique chaud en été) qui influent sur les masses d'eau. De plus cette mer est fortement influencée par l'arrivée du courant Tsushima au sud qui apporte avec lui des eaux chaudes et l'arrivée au nord du courant froid Oyashio.

Nous allons modéliser cette zone en utilisant le modèle ROMS. Grace à ce dernier nous pourrons obtenir l'évolution des courants, de la température et de la salinité pouvant être observée dans la mer du Japon. Cela nous permettra de mettre en évidence les variations saisonnières de cette région. Les résultats obtenus seront par la suite comparés aux résultats de la simulation et aux observations en mer présentés par Christopher N.K. Mooers, Inkweon Bang et Francisco J. Sandoval dans leur étude sur la mer du Japon. Cela nous permettra ainsi de juger de la qualité de notre modèle dans cette zone.

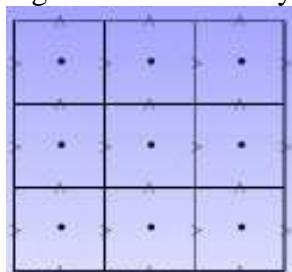
1. METHODE : UTILISATION DU MODELE ROMS

1.1. Présentation du modèle

ROMS (Regional Ocean Modeling System) est un modèle informatique qui permet la résolution d'équations primitives basées sur les équations de Reynold et l'équation de l'équilibre hydrostatique.

1.1.1. La grille

Les équations primitives seront discrétisées en utilisant une grille de calcul de type Arakawa C. La grille de calcul de type Arakawa-C est une grille de modèle suivant :



points C (•); points n et s séparés ($n > s$ et $s > n$)

Cette grille est la mieux adaptée pour de fines résolutions spatiales.

Le système de coordonnées horizontales utilise une méthode curvilinéaire. Le système de coordonnée verticales quant à lui utilise une grille Sigma qui permet de suivre la bathymétrie du milieu.

1.1.2. Le pas de temps

Le modèle utilise la technique de mode splitting c'est à dire de séparation du pas de temps. Cette méthode permet d'économiser le temps de calcul et consiste à effectuer les calculs à deux pas de temps simultané. Un pas de temps rapide qui sert au calcul en 2D en mode barotrope. Le pas de temps lent qui sert au calcul en 3D en mode barocline.

1.1.3. La base de données

Pour pouvoir effectuer la simulation, le modèle a besoin de connaître les forçages (ex : action du vent), les conditions initiales (ex : température, salinité) et les conditions au frontières (ex : courants) de la zone d'étude. Toutes ces données sont mesurées par satellite, collectées dans des bases de données et moyennées sur le mois. ROMS va ainsi pouvoir utiliser plusieurs années de mesure de données.

1.2. Implémentation du modèle

Le modèle ROMS va être ici utilisé pour modéliser la mer du Japon. Les valeurs suivantes ont donc besoin d'être rentrées dans le fichier `romstools_param.m` de Roms.

Coordonnée :
lonmin = 127.50;
lonmax = 142.00;
latmin = 35.00;
latmax = 45.00;

Frontière :
Ouvert : nord, sud
Fermé : est, ouest

Résolution :
 $dl = 1/4$

Les paramètres de la grille sont utilisés et sauvegardés pour effectuer le calcul futur du critère de stabilité. Ils sont fournis après l'exécution de `make_grid` et doivent être enregistrés manuellement dans un fichier `memo.mat`. Dans notre cas nous obtenons :

Dimension de la grille :

$$\begin{aligned} \text{LLm} &= 57 \\ \text{MMm} &= 57 \\ \text{N} &= 32 \end{aligned}$$

Hmax=3660.0843 m
Min dx=19.6034 km - Max dx=22.7587 km
Min dy=19.6945 km - Max dy=22.7301 km

Les conditions initiales, de forçage et aux frontières sont fournies au modèle en effectuant les simulations de `make_forcing` et de `make_clim`.

Le pas de temps utilisé est alors obtenu avec la formule :

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{C_I} \left[\frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right]^{-1/2}$$

On trouve $DT=42.43s$

Dans le modèle de Roms, on utilise l'exécution du fichier ad_cfl.m qui permet de déterminer le pas de temps et le critère de stabilité à utiliser. On trouve qu'il faut :

DTE = 40 s (pas de temps externe rapide)

NTDFAST = 60 s

RTI $\equiv 2400$ s (pas de temps interne lent)

NTIMES = 1080 (nombres d'itération)

Ces valeurs devront être rentrées dans les fichiers param.h, roms.in, roms_inter.in et run_roms.csh (il faudra également veiller à redéfinir dans ce fichier l'état des frontières)

Le modèle est alors prêt à être démarré

Le modèle est alors prêt à être démarré.
La simulation est lancée sur 1 ans (lancement test) puis sur 10 ans et les mesures effectuées seront enregistrées tous les 3 jours.

2. RESULTATS ET DISCUSSION

2.1. Diagnostic du modèle

On effectue le lancement du modèle, suivi d'une analyse qui dessine les variables de diagnostics moyennées. Cela nous permet de vérifier l'évolution et la stabilité du modèle.

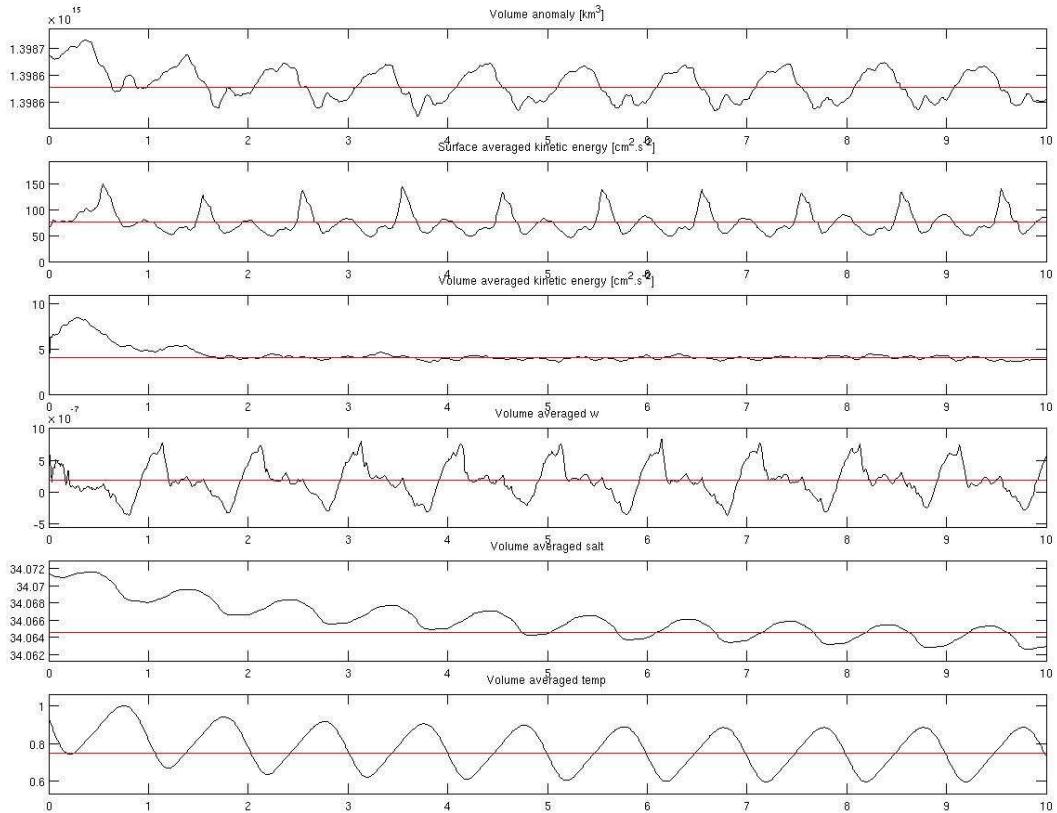


Figure1 : Diagnostic du modèle

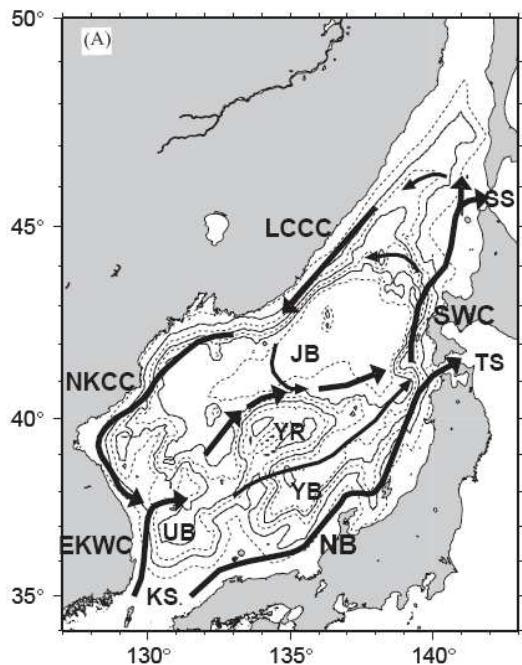
On constate que la stabilité est obtenue à partir de la 2^{ème} année en manière énergétique. En effet c'est à ce niveau que l'énergie cinétique du modèle se stabilise. On remarque cependant que les valeurs de température demeurent encore légèrement instables mais se stabilisent à la 3^{ème} année. Les valeurs de salinité également instables le resteront jusqu'aux dernières années du modèle. Le modèle est donc sensé être au plus stable lors de la dixième année de modélisation.

2.2. L'évolution saisonnière

Le Japon est soumis à quatre saisons distinctes le printemps (mars, avril, mai), l'été (juin, juillet, août), l'automne (septembre, octobre, novembre) et l'hiver (décembre, janvier, février). Pour nous permettre d'observer l'évolution saisonnière de la région, les courants, la température et la salinité vont être visualisés lors de la dixième année de modélisation et ceux pour les mois de janvier, d'avril, de juillet et d'octobre.

2.2.1 Les courants océanographiques

Pour mieux localiser les courants de notre étude nous utiliserons la carte ci-jointe :



LCCC : Liman Coastal Cool Current
 NKCC : North Korean Cool Current
 EKWC : East Korean Warm Current
 NB : Nearshore Branch
 SWC : Soya Warm Current
 UB : Ulleung Basin
 YR : Yamato Rise
 YB : Yamato Basin
 JB : Japan Basin
 TS : Tsugaru Stai

Figure 2 : carte des courants océanographique en mer du japon

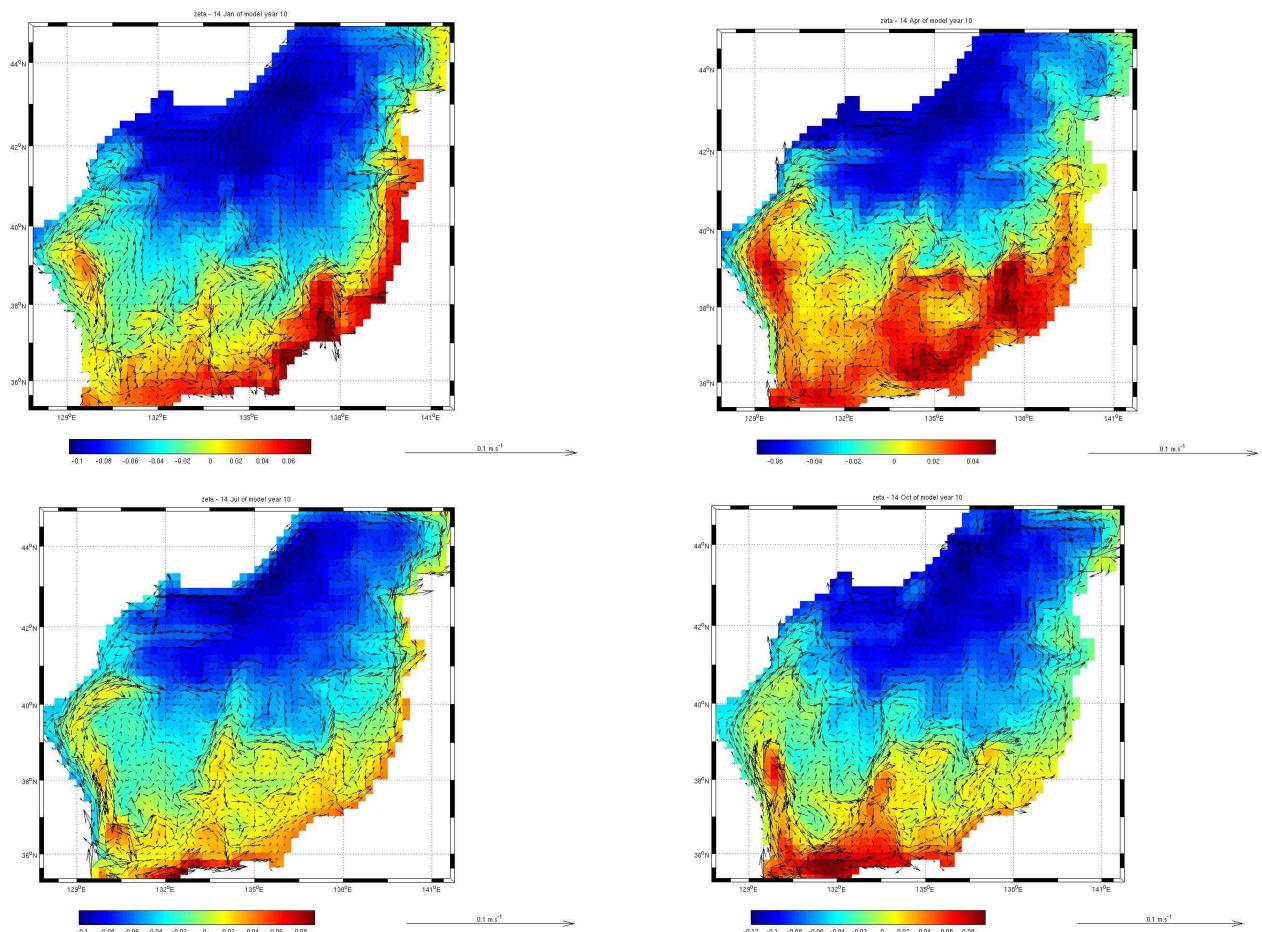


Figure 3 : Evolution saisonnière des courants

En janvier, on observe de façon évidente au nord ouest de la mer du Japon le Liman Coastal Cool Current (LCCC) qui se prolonge par le North Korean Cool Current (NKCC) le long de la côte asiatique. Au sud-est on constate la présence du Nearshore Branch (NB) qui se prolonge sur une partie de la côte japonaise mais dont on ne peut pas observer ici l'entrée dans la mer du Japon. Arrivé au Tsugaru Strait (TS) on constate ce qui devrait représenter une sortie des eaux de la mer du Japon. Au nord du TS, on observe la présence du Soya Warm Current (SWC) et son retour vers le LCCC. On remarque également que l'on ne peut pas observer ici la présence au sud-ouest du East Korean Warm Current (EKWC).

En avril, on peut cette fois observer clairement au sud ouest l'entrée du EKWC et sa séparation de la côte après l'Ulleung Basin (UB). On constate également la séparation de ce courant de part et d'autre du Yamato Rise (YR). Ces deux courants vont alors se propager jusqu'à rejoindre la fin du NB et le début du SWC. Il est également possible d'observer ici une partie importante du gyre du bassin du Japon. On retrouve aussi de nouveau le NKCC mais de plus faible intensité. Cependant ce coup ci on ne peut pas observé le LCCC.

En juillet on peut observer de façon évidente la totalité des courants constituant la circulation de la mer du Japon. On remarque ainsi la présence du LCCC qui se prolonge par le NKCC qui va à la rencontre du EKWC qui s'éloigne alors de la côte et se sépare au niveau de l'YR en un courant de nord et de sud. Ces courants vont dès lors évoluer séparément et rejoindre le courant NB, observable tout le long de la côte japonaise, pour sortir par le TS tandis qu'une autre partie des eaux poursuit sa route via le SWC qui retourne vers le courant LCCC. Il n'y a qu'une partie du gyre du bassin japonais qui reste difficile d'observation surement de par sa faible intensité.

En octobre on retrouve de nouveau le LCCC suivi du NKCC mais un peu moins bien observable ici. On retrouve également le EKWC qui s'écarte de la côte et va se diviser en deux au niveau du YR mais il est ici plus difficile d'observer de façon évidente le devenir du courant au nord. On peut également remarquer le début et la fin du courant NB ainsi que la sortie au TS. On constate également la présence du SWC et son retour vers le LCCC.

2.2.2. Variation de la température

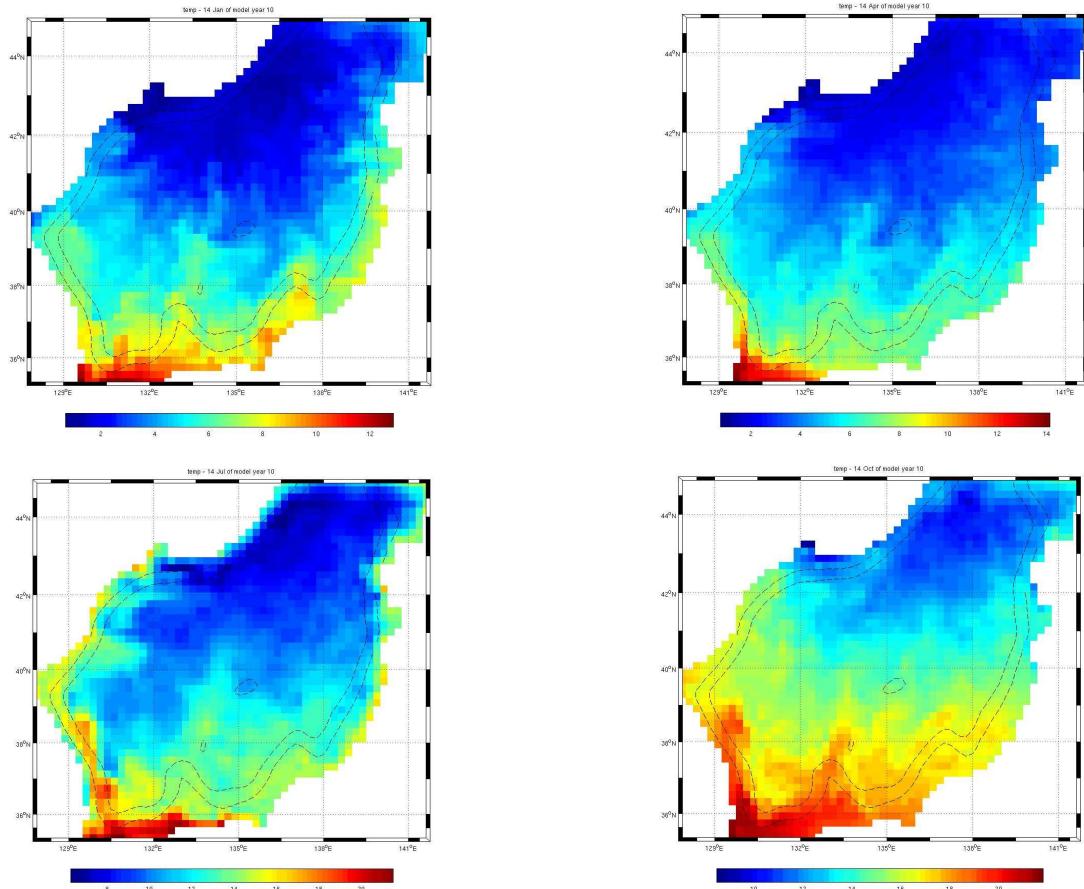


Figure 4 : Evolution saisonnière de la température

En janvier, on observe une zone froide allant de 2 à 4° du nord de la mer à 40°N et une zone chaude de 8 à 12° du sud de la mer à 37°N.

En avril, on constate de nouveau une zone froide qui va de 2 à 4° du nord de la mer à 40°N et une zone chaude de 8 à 14° du sud de la mer à 37°N. On constate donc une légère remontée de la température.

En juillet, on observe cette fois une importante remontée de température avec une zone froide < 10° dans le nord de la mer et une zone chaude > 16° et allant jusqu'à 20° au sud.

En octobre, on constate encore une hausse de la température. En effet la zone froide a maintenant une température < 10° et s'étend du nord de la mer à 42°N tandis que la zone chaude s'étend sur tout le reste de la mer et atteint un maximum au sud de 20°.

La répartition de ces températures coïncide bien avec le climat saisonnier observable (mer chaude en été et froide en hiver). Mais cette répartition est également due aux courants et aux vents. En effet au nord de la mer du Japon entre le courant froid Oyashio, tandis qu'au sud entre le courant chaud Kuroshio. De plus les températures froides de janvier sont dues aux vents d'hiver qui soufflent depuis le continent asiatique et rafraîchissent les masses d'eau.

En avril, il y a diminution des vents froids remplacés par des vents puissants et chauds en provenance de la Chine qui réchauffent les masses d'eau. En juillet, les masses d'air chaud en provenance du Pacifique et de l'équateur repoussent l'air froid au nord et réchauffe davantage encore la mer. En octobre, il y a une remontée importante d'air chaud accompagné dans le sud de la mer d'une entrée de typhon issu des masses d'air tropical qui coïncide avec le réchauffement de l'eau.

2.2.3. Variation de la salinité

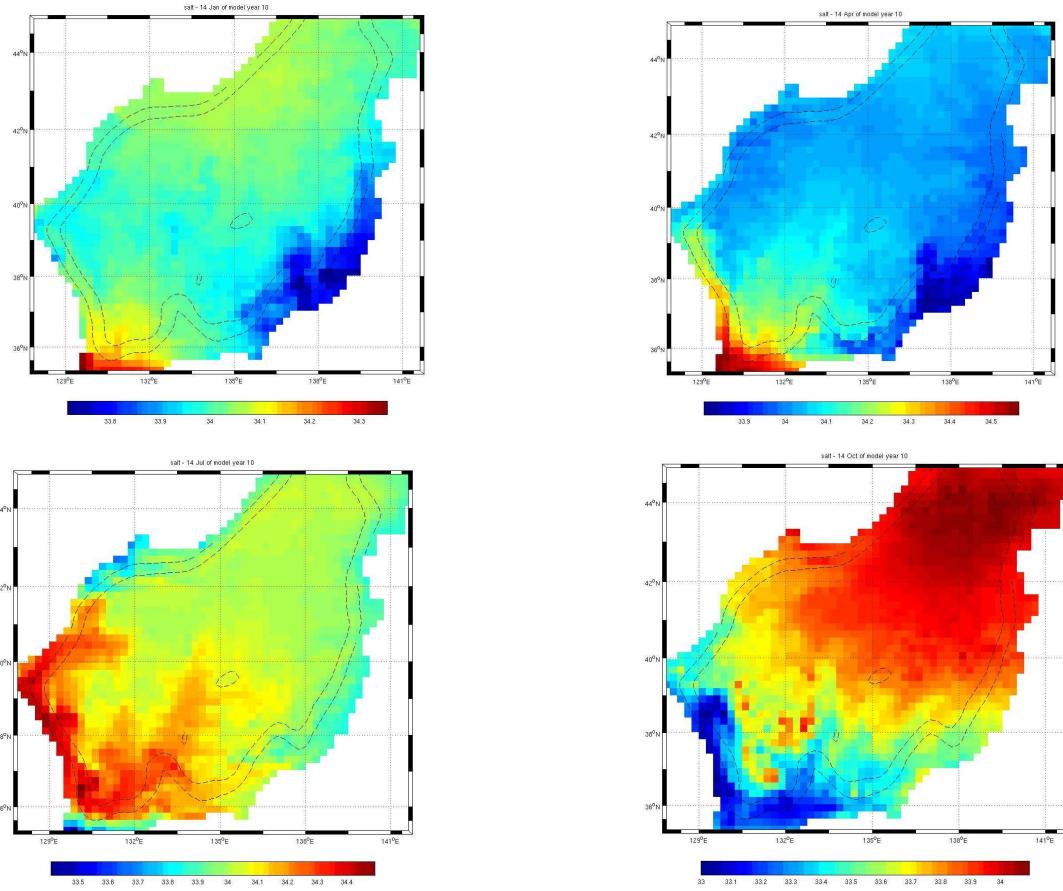


Figure 5: Evolution saisonnière de la salinité

En janvier, on constate une faible salinité de 33.8 le long de la côte japonaise, une salinité maximum de 34.3 au sud, une salinité de 34.1 dans le nord et une salinité centrale de 34. En avril, on retrouve une faible salinité le long de la côte japonaise à 33.9 et une salinité maximum au sud à 34.5. On constate également une salinité moyenne de 34 au centre et au nord.

En juillet, on observe de nouveau une faible salinité à 33.8 le long des côtes japonaises. On remarque aussi une salinité maximum de 34.4 au sud et le long de la côte coréenne. Enfin on trouve une salinité à 34 dans le nord et à 34-34.1 dans le centre de la mer.

En octobre, on constate une salinité très différente des autres mois avec une salinité minimal de 33 dans le sud de la mer et une salinité maximum de 34 au nord.

La répartition de la salinité est due à la fois aux courants, aux vents, et aux rivières. En effet les zones de faible salinité près de la côte japonaise sont dues à un apport d'eau douce par les rivières.

Les valeurs de salinité de juillet trouvées sont la conséquence d'un début de forte pluviométrie qui coïncident avec la période des moussons (si on regarde le mois de juin on constate une salinité beaucoup plus forte).

Les faibles valeurs de salinité en octobre dans le sud de la mer sont la conséquence de l'entrée de typhons qui génèrent une forte pluviométrie.

La remontée de la salinité en janvier est due aux nuages qui, poussés par les vents asiatiques, vont se charger en humidité et donc provoquer une hausse de la salinité dans la mer du Japon.

2.3. Comparaison à une étude

L'étude de référence utilisée pour la comparaison de nos résultats et la détermination de l'efficacité du modèle est celle de Christopher N.K. Mooers, Inkweon Bang et Francisco J. Sandoval.

2.3.1. Les courants océanographiques

Les courants sont visualisés à une profondeur de 15 et 800 mètres.

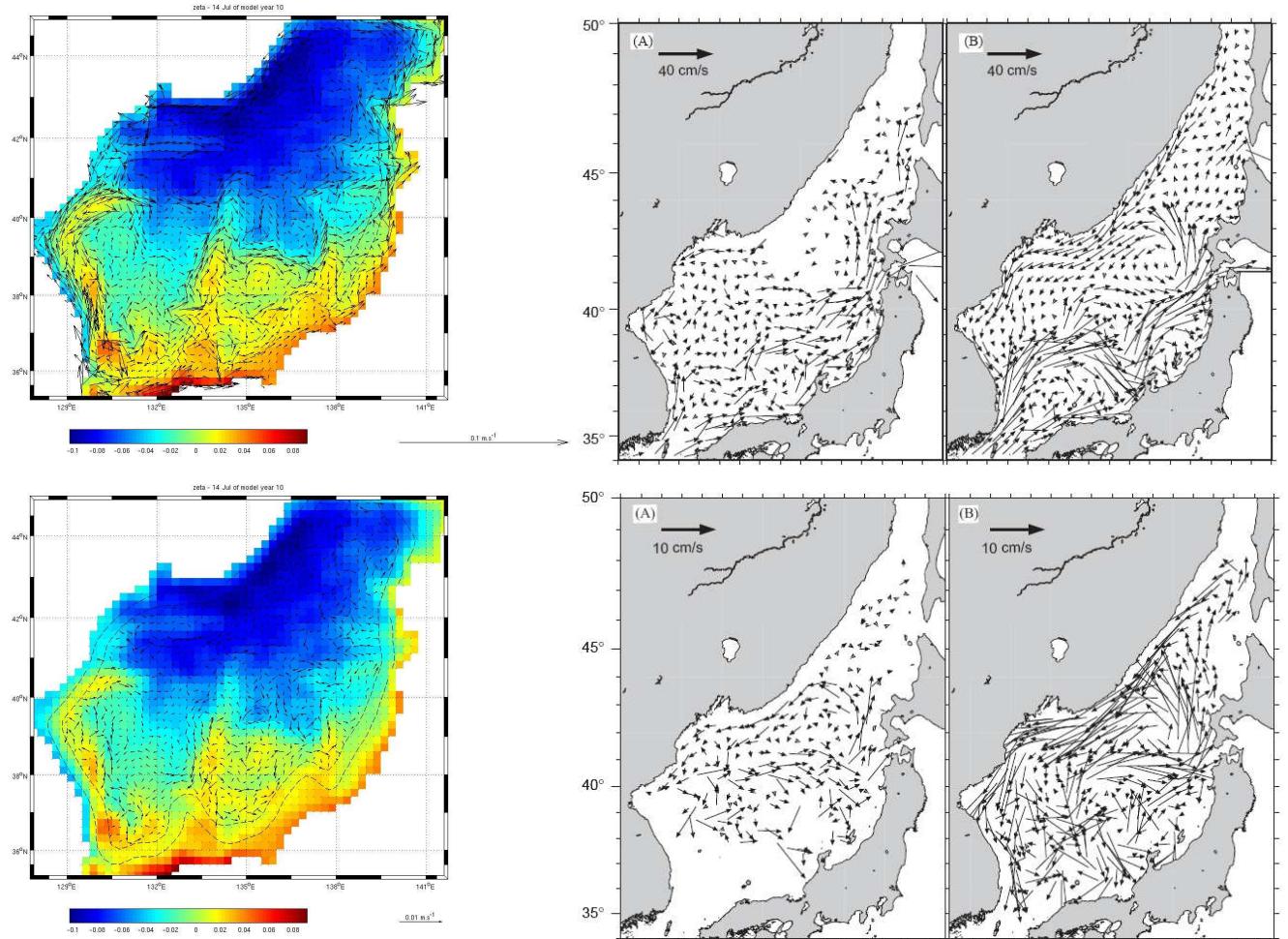


Figure 6 : variation des courants à 15 et 800 mètres de notre modèle et de l'étude comparative

En juillet à 15 mètres on retrouve, comme pour la simulation de l'étude, le LCCC le long de la côte asiatique qui se prolonge par le NKCC. Le NKCC va à la rencontre du EKWC provenant de l'entrée sud de la mer du japon. Ce courant va alors s'écartez de la côte et comme dans la simulation se diviser en deux autour de l'YR. Les deux courants rejoignent le courant NB, qui a longé toute la côte japonaise, au niveau du TS. On observe alors en commun la propagation du courant SWC et son retour vers le courant LCCC. L'intensité des courants simulés dans l'étude est cependant bien supérieure à l'intensité de nos courants. De plus pour notre simulation le EKWC ne s'arrête pas lors de son décrochement à la côte, mais continue sa propagation.

En comparant avec les observations réalisées lors de l'étude de Christopher N.K. Mooers, Inkweon Bang et Francisco J. Sandoval on retrouve bien la présence de tous ces courants à l'exception du courant LCCC qui est en réalité absent. On constate également que sur les observations on retrouve comme dans notre modèle une propagation du EKWC le long de la

côte asiatique. On remarque aussi que l'intensité des courants de notre modèle concorde davantage avec les valeurs d'intensité des courants mesurés.

A 800 mètres en revanche, il s'avère difficile de retrouver avec notre simulation les flux de courant influant dans la mer du japon obtenus dans l'étude par simulation et observation. En effet nous devrions voir apparaître une part importante du gyre autour du bassin du japon, or il semble être absent de notre modèle.

2.3.2. Variation de la température

La température est modélisée à 50 mètres pour les mois de mars et juillet.

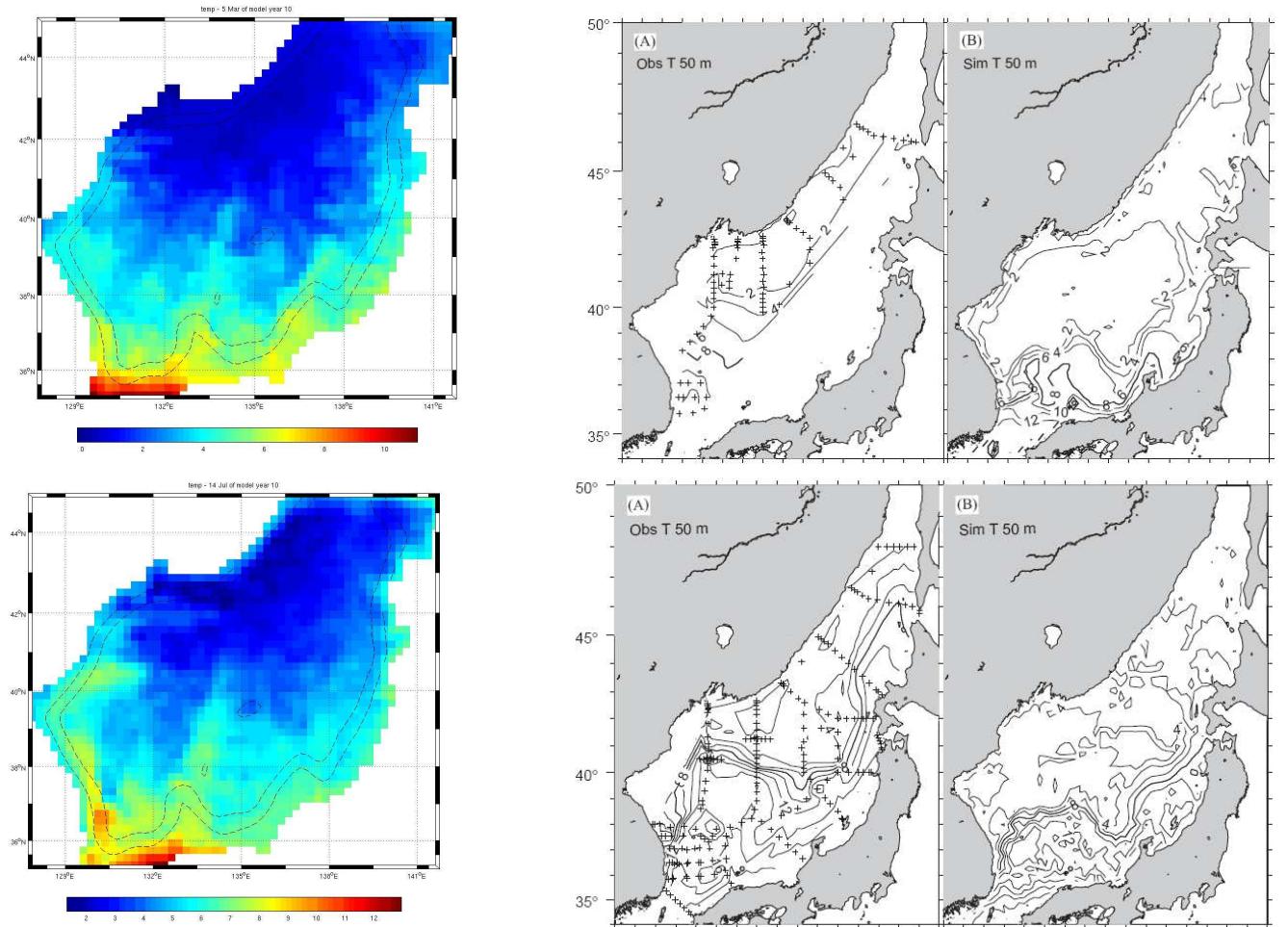


Figure 7 : variation de la température à 50 mètres de notre modèle et de l'étude comparative

En mars, on constate comme pour l'étude que les valeurs de température les plus élevées ($>6^{\circ}\text{C}$) se situent au sud de la mer du japon tandis que les valeurs les plus faibles ($<2^{\circ}\text{C}$) se trouvent au nord et dans la région centrale. On constate cependant que la zone de valeur froide ($<2^{\circ}\text{C}$) trouvée par leur simulation s'étend plus vers le sud que la notre. De plus l'isotherme de 8°C de l'étude correspondrait ici à une valeur de 6°C . On constate donc globalement un écart d'environ 1 à 2°C entre notre modèle et la simulation.

En comparant nos valeurs avec celles qui ont été observées lors de cette étude on retrouve une sous estimation des valeurs de température. Cependant on observe bien comme dans notre modèle l'arrivée d'eau froide au nord de la mer et sa propagation le long de la côte russe.

En juillet, on constate de nouveau la même répartition avec une zone plus froide ($<4^{\circ}\text{C}$) au nord et au centre et une zone plus chaude ($>8^{\circ}\text{C}$) au sud. Cette fois encore nos zones froide et chaude s'étendent moins que celles de la simulation de l'étude et l'on retrouve là aussi un léger écart de 1 à 2°C . En comparant avec les valeurs d'observation on retrouve une fois de

plus un écart de plusieurs degrés. La répartition spatiale de notre modèle est dans l'ensemble située entre celle de la simulation et celle de l'observation. Nos valeurs de température sont cependant en moyenne bien inférieures à celle de l'étude en général.

On réalise également un profile vertical de la température à 134°E et de 40°N à 42.5°N en Mars et de 37°N à 42°N en Juillet pour observer les variations de température sur la verticale.

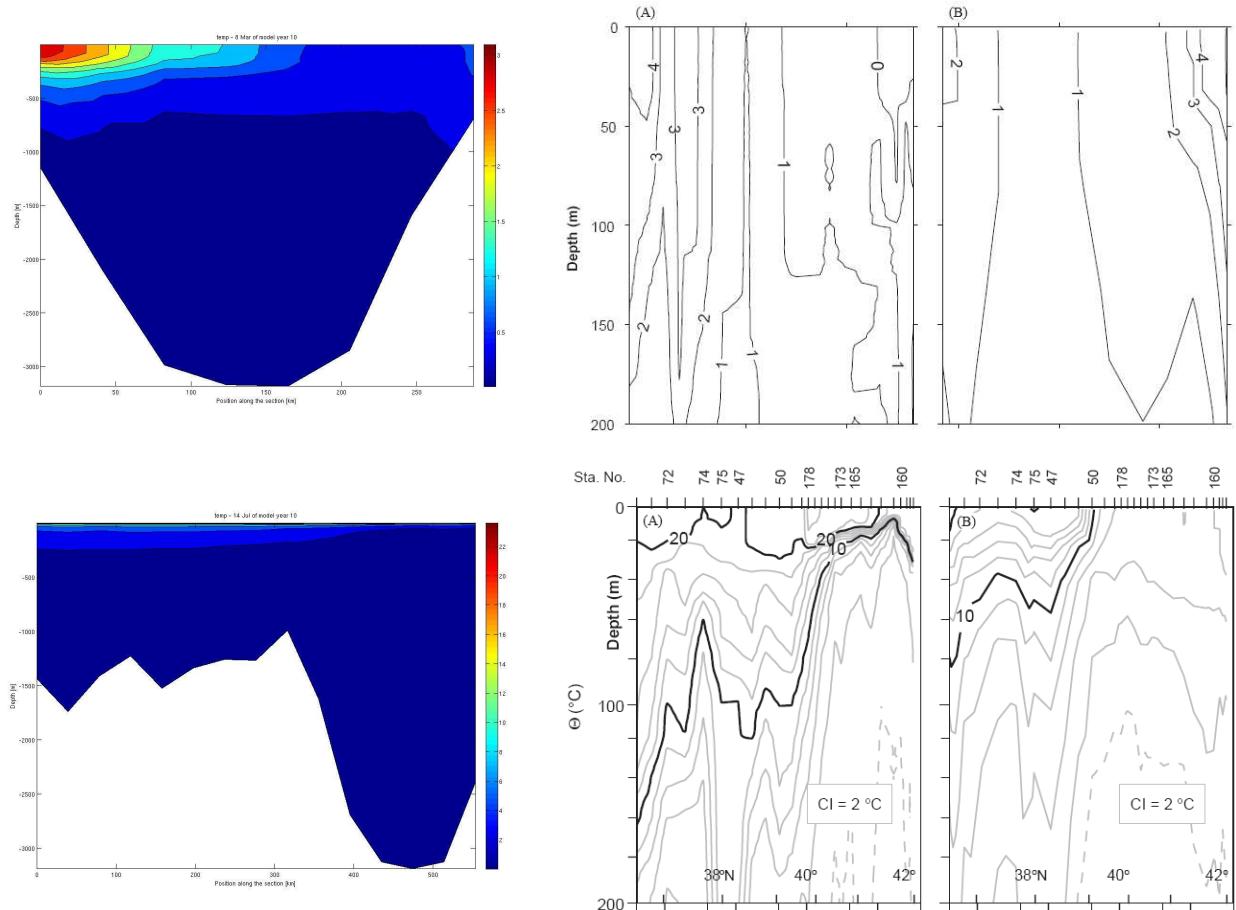


Figure 8 : Coupes verticales de la température

En mars, on constate comme sur la simulation et l'observation une répartition verticale de la température sur les 200 premiers mètres. Cependant nos valeurs sont totalement opposées à celles de la simulation. En effet on obtient un maximum de 3° au sud et un minimum de 0° au nord alors qu'il se produit le phénomène inverse dans la simulation. Mais on retrouve bien par les observations la même répartition spatiale de température. De plus on constate aussi que nos valeurs sont très proches de celles des mesures puisqu'elles y sont inférieures de seulement 1°. En juillet, on constate une répartition horizontale de la température comme dans la simulation et les observations. On remarque une température en surface de 20° sur la quasi totalité du profile comme pour les observations. Cependant cette couche de surface est beaucoup moins profonde sur notre modèle. De plus on remarque que la remontée de l'isotherme de 10° à partir de 40°N sur les observations est associée à une remontée de l'isotherme 2° sur notre modèle et à un de 6° dans la simulation. Notre répartition spatiale de la température se refroidie donc trop vite comme dans la simulation, ce qui corrobore l'écart observé sur la carte à 50 mètres.

2.3.3. Variation de la salinité

La salinité est également visualisée à une profondeur de 50 mètres sur les mois de mars et juillet.

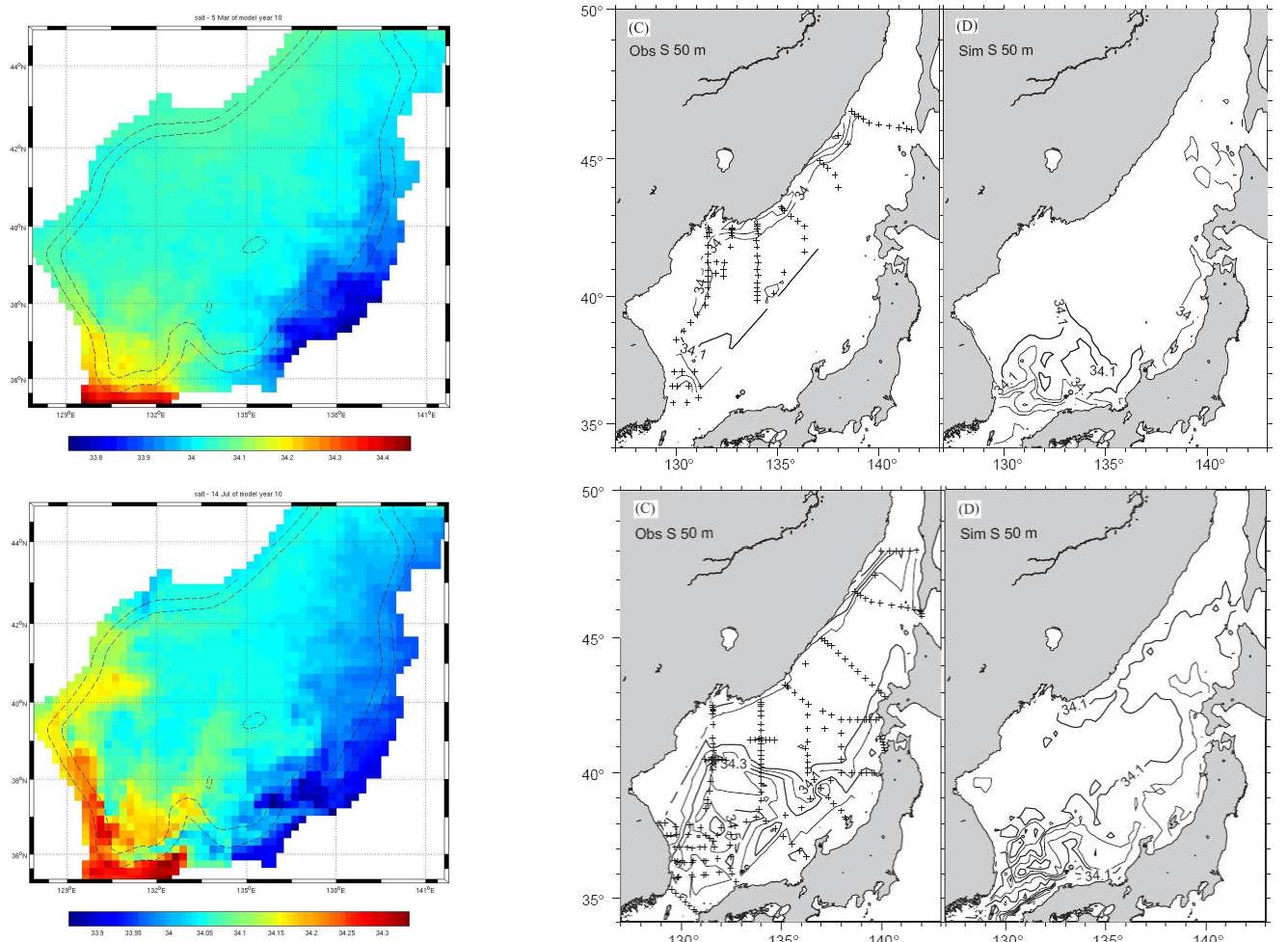


Figure 9 : variation de salinité à 50 mètres de notre modèle et de l'étude comparative

En mars, on constate comme sur la simulation de l'étude une zone de faible salinité le long de la côte japonaise. La valeurs obtenues par notre modèle sont cependant un peu inférieures à celles de l'étude qui sont respectivement à 33.8 et 34. On observe également comme sur l'étude une zone de forte salinité à 34.3 au sud de la mer du japon pour 34.5 à la simulation. On retrouve donc encore une sous estimation de la salinité. Dans le centre de la mer on remarque cependant la même valeur que la simulation avec une mesure d'environ 34.1. En comparant notre modèle à l'observation de l'étude on constate de nouveau la corrélation des valeurs de forte salinité au sud et des valeurs de salinité à 34.1 au centre. Cependant les observations nous montrent une zone de faible salinité à 34 au nord qui est absente de notre modèle. De plus on constate que la zone de faible salinité près du japon est absente des observations effectuées.

En juillet, on remarque de nouveau la présence de la zone de faible salinité le long de la côte japonaise mais moins sous évaluée par notre modèle cette fois. On remarque également comme dans l'étude une zone centrale de salinité quasi-identique puisqu'à 34 dans notre modèle et à 34.1 dans l'autre simulation. On observe comme principales différences une zone au sud et une au sud ouest de notre modèle de forte salinité absentes de la simulation d'étude qui reste à 34.1.

En comparant notre modèle avec les observations réalisées on constate que la zone de forte salinité au sud est également présente et atteint ici 34.5. On remarque aussi que la zone de forte salinité au sud-ouest est davantage observables même si la notre est légèrement plus décalée vers l'ouest. La répartition spatiale de notre modèle ainsi que nos valeurs de salinité sont dans l'ensemble situées entre la simulation et l'observation de l'étude.

On réalise un profile vertical de la salinité à 134°E et de 37°N à 42°N en Mars et de 40°N à 42.5°N en Juillet.

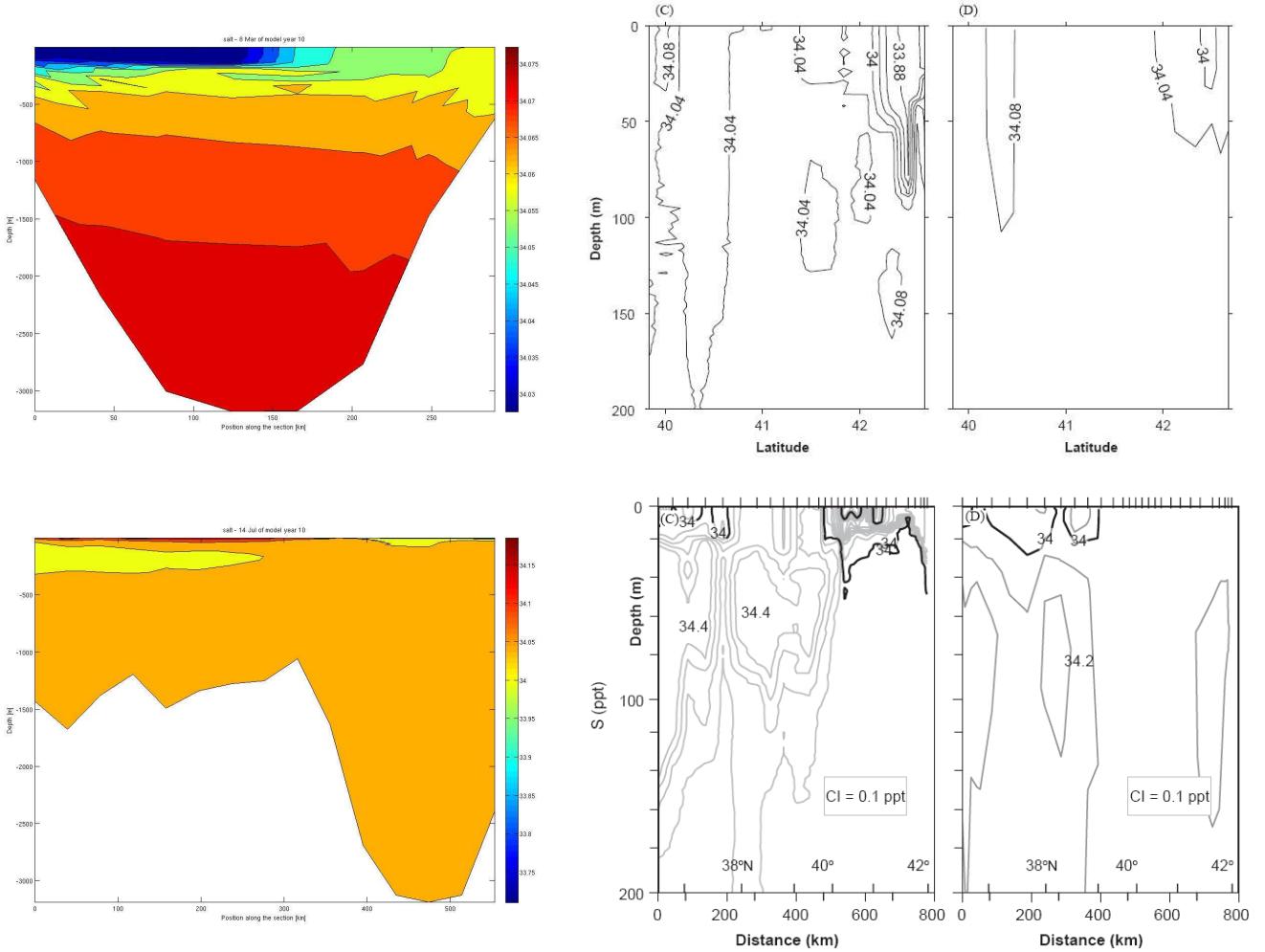


Figure 10 : Coupes verticales de la salinité

En mars, on constate que l'on retrouve dans notre modèle comme pour la simulation et les valeurs d'observation une répartition verticale de la salinité sur les 200 premiers mètres. On remarque que l'on peut également observer des valeurs de salinité relativement uniformes dans les trois cas. Cependant les valeurs de salinité que nous obtenons sont très différentes dans la région nord puisque nous constatons une augmentation de la salinité au lieu d'une diminution. Notre modèle a donc tendance dans cette zone à légèrement surévaluer la salinité. En juillet, on constate une salinité uniforme sur la région nord comme dans le cas de la simulation et la présence dans la région sud d'une importante zone à 34 comme sur les observations. De plus notre modèle présente une large bande de salinité constante dans la partie nord du modèle qui se retrouve également dans la simulation.

CONCLUSION

Le modèle ROMS implanté à la mer du japon nous permet de mettre en évidence les variations saisonnières réalistes de la région aussi bien en terme de courant, que de température ou de salinité. De plus son fonctionnement est relativement bien corroboré par l'étude de Cristopher N.K. Mooers, Inkweon Bang et Francisco J. Sandoval puisqu'il nous est possible de retrouver des courants, des températures et des salinités à la fois proche de la simulation et des observations de l'étude.

Cependant on remarque que notre modèle nous permet une meilleure estimation des courants de surface que de fond et qu' il sous estime dans l'ensemble les valeurs de température tout comme le fait la simulation.