



Faculté  
des Sciences  
Aix\*Marseille Université



Aix-Marseille Université

# Variation spatiale et temporelle des paramètres physiques de la mer du Labrador

THI HONG THAM LE

M1 MASTER SCIENCE DE LA MER

UE OPB205 : MODELISATION 3D OCEANIQUE

ENCADRANT : ANDREA DOGLIOLI



***Résume :***

La mer de Labrador est un bassin ayant un impact important dans la convection des eaux profondes dans l'Atlantique Nord. Les simulations sont produites à l'aide du modèle CROCO(Coastal end Regional Ocean Community model), spécialement conçu pour des simulations plus précises des systèmes océaniques régionaux. On analyse des variations spatiales et temporelles des variables puis évalue l'exactitude du modèle.

***Abstract:***

The Labrador Sea is a basin in North Atlantic Ocean, with an important footwork on the deep-water convection of the North Atlantic. These simulations are produced using CROCO(Coastal end Regional Ocean Community model) which was specially designed for accurate simulations of regional oceans systems. On this report, we analyze spatial and temporal variations of the variables then assess the accuracy of the model.

## Table of Contents

I.	Introduction.....	1
II.	Matériels et méthodes .....	2
1.	Le modèle numérique CROCO.....	2
a.	Equation primitives .....	2
b.	Hypothèses et approximations.....	2
c.	Systèmes de coordonnées et discrétisation.....	3
d.	Choix du modèle .....	3
2.	Forçage.....	3
3.	Caractéristique du domaine modélisé .....	4
a.	Extension géographique et temps de modélisation .....	4
b.	Caractéristiques généraux de la zone étudiée. ....	4
III.	Résultats et interprétation.....	5
1.	Diagnostic, stabilité du modèle.....	5
2.	Variations temporelles des traceurs .....	6
3.	Profils verticaux de section: .....	7
4.	Les circulations océaniques. ....	8
IV.	Discussion .....	9
1.	Exactitude du modèle.....	9
2.	Les faiblesses du modèle.....	9
V.	Conclusion .....	9
VI.	Bibliographie.....	10
ANNEXE	.....	11

Figure 1: Bathymétrie de la mer du Labrador	1
Figure 2: les systèmes de coordonnées verticales	3
Figure 3: Représentation schématisée de la circulation dans la mer du Labrador, au cœur du gyre subpolaire schématisé par le contour rouge. (Sgubin, 2017)	5
Figure 4: Diagnostics de la température du modèle	5
Figure 5: Séries temporelles de température moyenne	6
Figure 6: La densité potentielle de la mer du Labrador: depth=-10m	7
Figure 7: Section : rho potentielle Y6M	7
Figure 8: Section verticale de salinité (section a)	7
Figure 9: section verticale de température	7
Figure 10: Vecteur de vitesse du modèle CROCO	8
Figure 11: Schéma des courants dans la mer du Labrador (Yashayaev 2007)	8

## I. Introduction

La mer du Labrador (figure 1) se situe au Nord de l'océan Atlantique. Elle est entourée de côtes continentales au sud-ouest, nord-ouest et nord-est tels que le Labrador (au Canada) et le Groenland. Le Bassin peut atteindre des profondeurs d'environ 3000 m et, c'est aussi, le bassin avec les eaux les plus froides et les plus fraîches du subpolaire de l'Atlantique Nord.

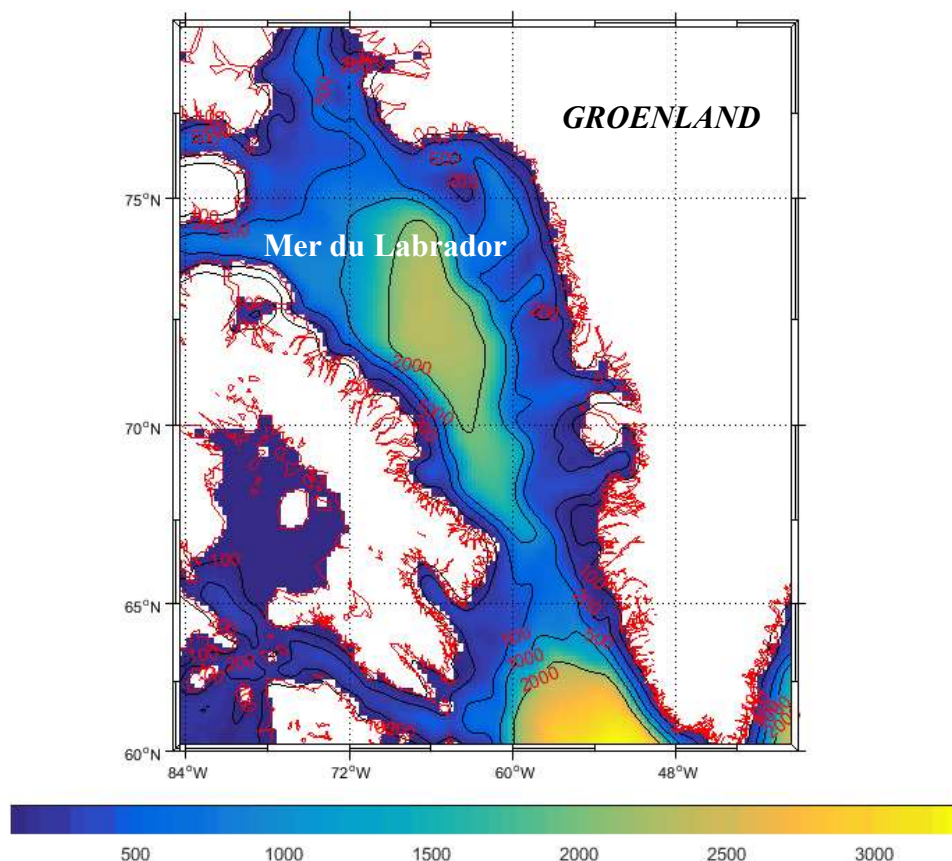


Figure 1: Bathymétrie de la mer du Labrador

La mer du Labrador joue un rôle important dans le système climatique et océanique planétaire. En effet, le processus « convection profonde » océanique se manifeste dans peu d'endroits dans l'océan mondial : la mer Méditerranée, la mer du Labrador, les mers nordiques et occasionnellement dans la Mer de Weddell (Gordon 1982), qui va s'écouler vers le sud sous le Gulf Stream. Les mouvements des océans sont substantiels et les courants marins jouent un rôle important pour le climat terrestre, du fait de leur capacité de transport de chaleur pouvant dépasser 1PW vers le nord à 26°N dans l'Atlantique. La mer du Labrador représente environ 30% de la formation d'eaux profondes en Atlantique Nord, les eaux profondes d'Atlantique Nord North Atlantic Deep Water (NADW), (Quadfasel et Käse 2013). C'est pourquoi elle est le sujet de nombreuses études, qui visent à mieux la comprendre.

Dans ce rapport, le modèle numérique CROCO sera utilisé pour modéliser les variables physiques, chimiques et biologiques de cette zone. Tout d'abord, le contexte de l'étude et la méthodologie sont présentés dans la première partie. Dans la deuxième partie, à partir des résultats de modèles, plusieurs résultats, surtout des graphs, seront mis en avant pour ensuite en déduire des analyses sur la stabilité du modèle, les variations spatiales et temporelles des variables. En fin, on discutera sur les potentiels de nos études et des perspectives

## II. Matériels et méthodes

### 1. Le modèle numérique CROCO

CROCO (Coastal end Regional Ocean Community model) est une nouvelle plateforme de modélisation partagée qui répond aux recommandations du projet ANR COMODO regroupant l'IRD, l'INRIA, Ifremer, le Shom, l'Université de Toulouse et le CNRS. L'objectif est le développement communautaire d'un système de modélisation complexe et réaliste, capable de décrire les fines échelles et leur interaction avec les grandes échelles. CROCO permet des couplages avec des modèles atmosphériques, vagues, sédiments, biogéochimiques et d'écosystèmes et incorpore les capacités de différents modèles tels que ROMS\_AGRIF (cœur numérique), le solveur non-hydrostatique explicite (Auclair et al. s. d.)

#### a. Equation primitives

Les équations primitives du modèle sont :

##### *Les équations du mouvement*

L'évolution de la vitesse horizontale moyenne (au sens de la turbulence) des particules du fluide géophysique est décrite par les équations de Navier-Stokes

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} + f v - \frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} - f u - \frac{\partial \overline{v'u'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \end{aligned}$$

Éq. 1

$u, v$  et  $w$  sont les composantes horizontales et verticale non turbulentes ou « moyennes » de la vitesse du mouvement ;

$u', v'$  et  $w'$  sont les composantes turbulentes de la vitesse du mouvement ;

$f$  est le paramètre de Coriolis ;  $P$  est la pression ;

$\rho_o$  est la densité de référence de l'eau de mer au sens de l'hypothèse de Boussinesq

L'équation de continuité :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \text{Éq. 2}$$

Les termes de concentration scalaire sont gouvernés par l'équation advection-diffusion :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\vec{v}C) = \mathcal{F}_C + \mathcal{D}_C \quad \text{Éq. 3}$$

L'équation d'états est :

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad \text{Éq. 4}$$

#### b. Hypothèses et approximations

Pour résoudre le modèle, certaines hypothèses et approximations sont nécessaires

*L'approximation de Boussinesq* : permet de supposer la densité constante, si ses variations sont petites, dans tous les termes des équations à l'exception du terme de l'accélération de pesanteur

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_o}$$

*Approximation hydrostatique* : En négligeant la contribution barocline et la pression de pesanteur on peut exprimer le gradient de pression horizontale en fonction de la hauteur de la surface libre, on obtient ainsi

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_o} + \tilde{f}u$$

*Hypothèse d'incompressibilité* : On considère que la masse volumique de l'eau ne varie pas avec la pression.

*Hypothèse de la turbulence horizontale isotrope* : Comme décrit précédemment, on fait l'hypothèse que les coefficients de turbulence horizontaux sont constants :  $A_x = A_y = A_h$

Enfin, le modèle ne considère *pas la présence de la glace de mer* sur certaines surfaces océaniques.

### c. Systèmes de coordonnées et discrétisation

Le modèle utilise 2 types de coordonnées. Tout d'abord sur l'horizontal on utilise des coordonnées curvilignes afin de pouvoir faire varier la résolution aux endroits voulus, et sur la verticale se sont des coordonnées sigma qui sont utilisées. Ces dernières ont l'avantage d'avoir toujours le même nombre de niveau quel que soit la profondeur. De plus, sur l'horizontal et le vertical on utilise des schémas aux différences finies sur grille décalées (Arakawa-C)(Figure 2)

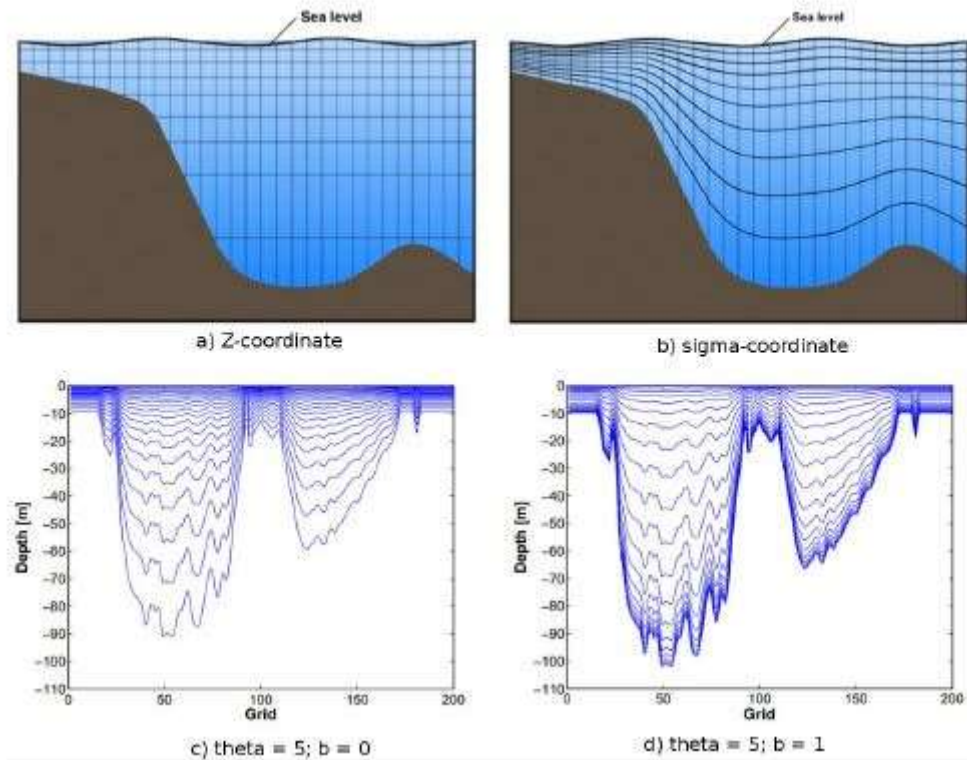


Figure 2: les systèmes de coordonnées verticales

### d. Choix du modèle

CROCO est un outil efficace et peu coûteux, accessible même pour des débutants. Le coût de fonctionnement est petit, car le lancement du modèle nécessite qu'un nœud de calcul dans le serveur de l'Institut OSU Pytheas, et aussi environ 40h de calcul pour une zone relativement large :  $LLm = 137 \text{ MMm} = 160$  (c'est-à-dire  $137 \times 160$  mailles en total).

### 2. Forçage

Pour forcer le modèle, il faut des informations sur les flux de quantité de mouvement, d'échange de chaleur et d'eau douce (données météorologiques). Les forçages atmosphériques et le climat sont tirés de la base de données COAD05 (Compressed/Comprehensive Ocean-Atmosphere data) et WOA2009 (World Ocean Atlas). COADS05 est les données de flux de surface globale, annuelle et de façon climatologique à 0.5 degré de résolution (Da Silva et al., 1994). WOA09 est un ensemble de variables climatologiques (grille 1 °) de température in situ, salinité, oxygène dissous, utilisation apparente d'oxygène (AOU), la saturation en oxygène, phosphate, silicate et nitrate à une profondeur standard niveaux pour les périodes de composition annuelles, saisonnières et mensuelles pour l'océan mondial. (annexe 1).

### 3. Caractéristique du domaine modélisé

#### a. Extension géographique et temps de modélisation

	Parametre	valeur	Parametre	valeur
Grid	Longitude min	-85°	Longitude max	-39°
	Latitude min	60°	Latitude max	78°
	Horizobtal resolution	1/3° (environ 12.4 km)	Nomble de couche vertical	32
	Theta_s S-coordinate surface control parameter	7.	Theta_b	2.
	Min depth	-75m	Max depth	-5000m
Time	start	Year 1 Months 1	End	Year 10 months 12
	Timestep in barotropic mode(dt)	2160sec= 36min	Baroclinic step (ndtfast)	60*dt
	Output frequency for averaged output file (navg)	3 days	Output frequency for restart file	1 month

#### b. Caractériels généraux de la zone étudiée.

Situant près du pôle Nord, a cote de Groenland, la mer du Labrador se retrouve avec plusieurs phénomènes climatiques et océanographiques particuliers.

Dans la colonne d'eau de cette mer, les deux masses d'eaux principales sont : l'eau de mer du Labrador (LSW) qui se trouve à une profondeur moyenne de 1000 m et les eaux profondes de l'Atlantique Nord (NADW) qui se déplacent sur le fond du bassin vers 3000m. L'eau de la Mer du Labrador (Labrador Sea Water, LSW) est facilement identifiable par un minimum de salinité, un minimum de vorticité potentielle et un maximum de la teneur en oxygène dans tout l'Atlantique Nord, au-dessus de 40°N.



Le fameux phénomène de convection profonde est à l'origine d'échanges de chaleur, qui empêchent la formation des banquises à la surface de la mer du Labrador. En outre, la convection facilite les échanges des matières organiques ou chimiques dans cette zone. Dans la mer du Labrador, et en Atlantique Nord en général, des eaux venant de la zone tropicale, salées et chaudes, circulent en surface, de l'équateur vers le pôle. Lorsque ces masses d'eau sont intensément refroidies, elles deviennent plus denses que celles plus profondes et plongent vers le fond via le processus de convection. Habituellement, la profondeur de convection dans cette mer est d'environ 2000m (Figure 3) ce qui confère à la mer du Labrador une des convections océaniques les plus extrêmes (Marshall, 1998). Ces eaux formeront les eaux profondes NADW.

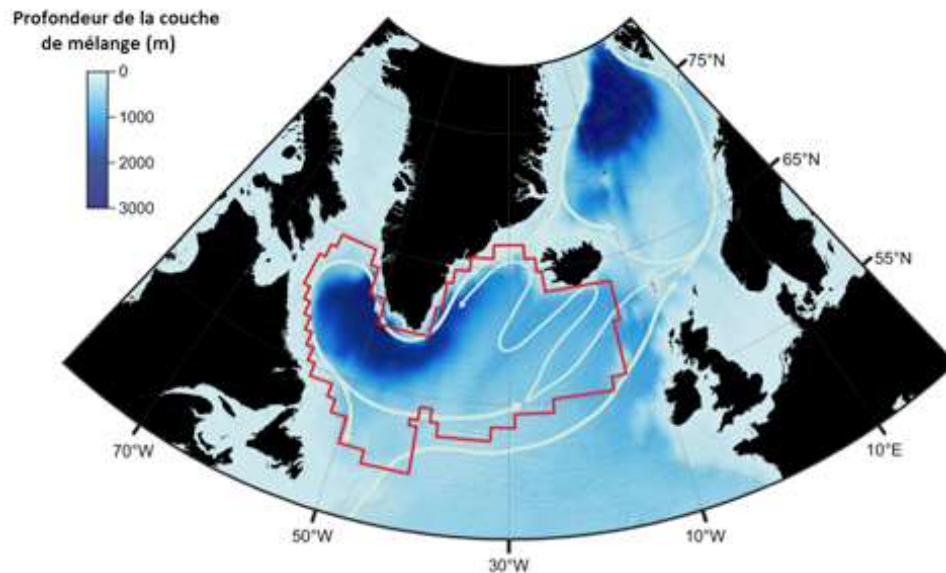


Figure 3: Représentation schématique de la circulation dans la mer du Labrador, au cœur du gyre subpolaire schématisé par le contour rouge. (Sgubin, 2017)

### III. Résultats et interprétation

#### 1. Diagnostique, stabilité du modèle

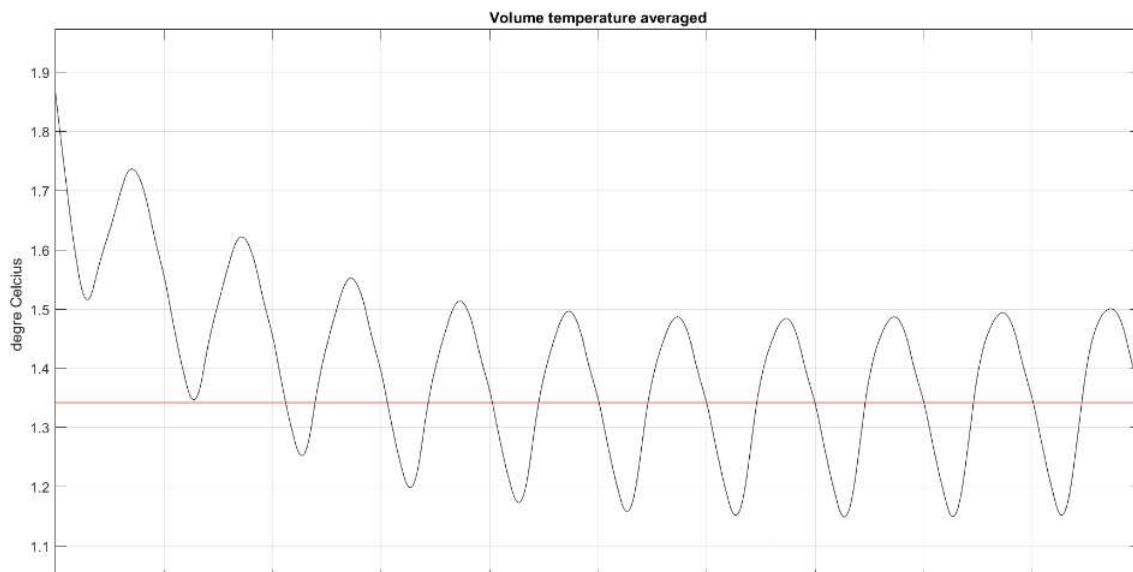


Figure 4: Diagnostic de la température du modèle



Les graphes de diagnostics nous montrent à partir de quel moment notre modèle commence à se stabiliser vis-à-vis des variables calculées et donc à osciller de manière régulière autour de la moyenne calculée par le modèle (Figure 4). La plupart des paramètres se stabilisent rapidement, et fluctuent autour de leur valeur moyenne avec une amplitude égale. (Annexe 2)

A partir de ce diagnostics rapide, on constate facilement que les paramètres se stabilisent au bout de 2 ans et demi. Pour éliminer des incertitudes, tous les analyses seront faites avec les données à partir de premier mois de 4eme année. Une simulation à plus long terme aurait dû être faite pour avoir plus de stabilité (exemples sur 20ans), mais cette opération demande une trop grande force de calcul. (Merci de consulter ma page web personnel pour visualiser les animations des changements des variables)

## 2. Variations temporelles des traceurs

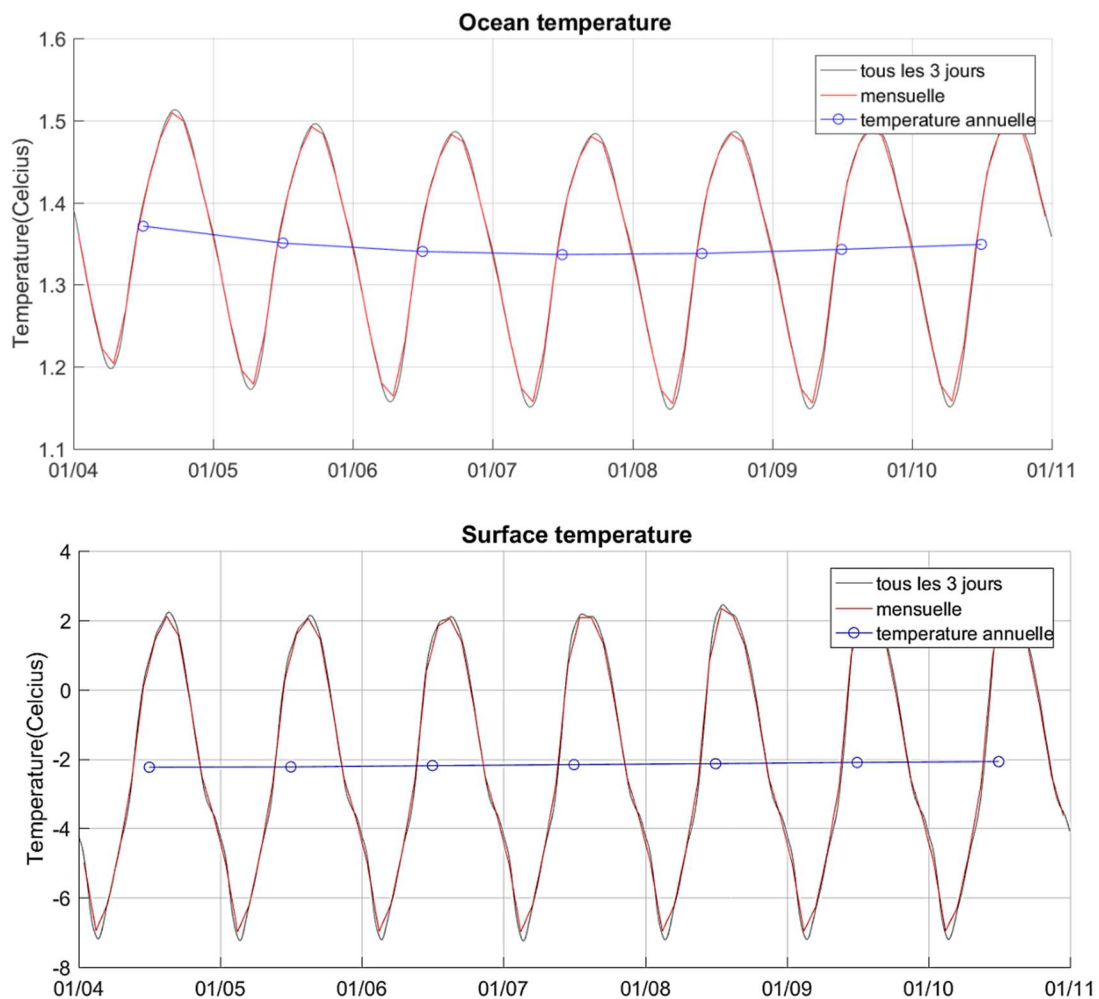


Figure 5: Séries temporelles de température moyenne

Ce modèle a utilisé les forçages climatologiques, donc les résultats sont des variables qui varient qu'avec les cycles climatologiques. La Figure 5 montre visiblement les cycles annuels avec les données enregistrées tous les 3 jours, ou la moyenne mensuelle calculée. Le maximum de la température se trouve au mois d'Aout et minimum en Mars.

### 3. Profils verticaux de section:

\*Rho<sub>p</sub> - 2 Mar 6

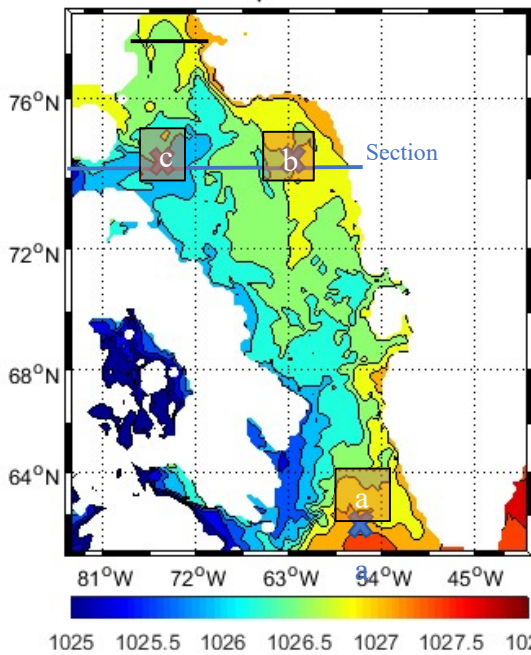


Figure 6: La densité potentielle de la mer du Labrador: depth=-10m

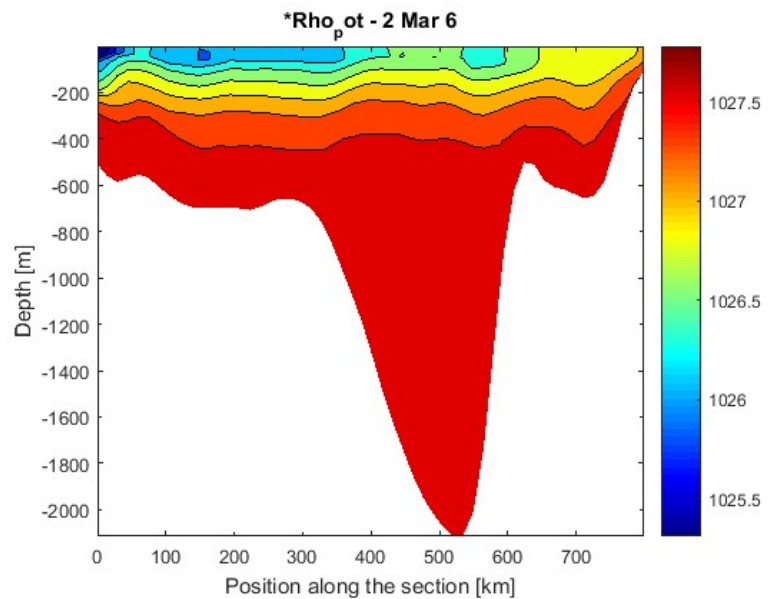


Figure 7: Section : rho potentielle Y6M

Dans la plupart du temps, les colonnes d'eau de la mer du Labrador sont stables. L'eau de mer est bien stratifiée, la couche en surface est moins dense que celle en bas. Cependant, pendant le mois de Mars, nous pouvons constater les instabilités de la colonne d'eau. La densité à la surface n'est plus forcément la plus faible. La Figure 7 nous montre des petites zones de mélange avec la mld (mixing layer depth) environ 200m. Dans les périodes bien froides, cette profondeur peut atteindre 2000m. Un petit script avec la fonction `get_Lorbacher_MLD` de `crocotools`, nous permet de calculer le mld. Le maximum de mld se trouve en Jour 6 Moï 3 An 9, avec la profondeur à -647m, à la maille de `x_ind_x = 16`, et `ind_y = 134`.

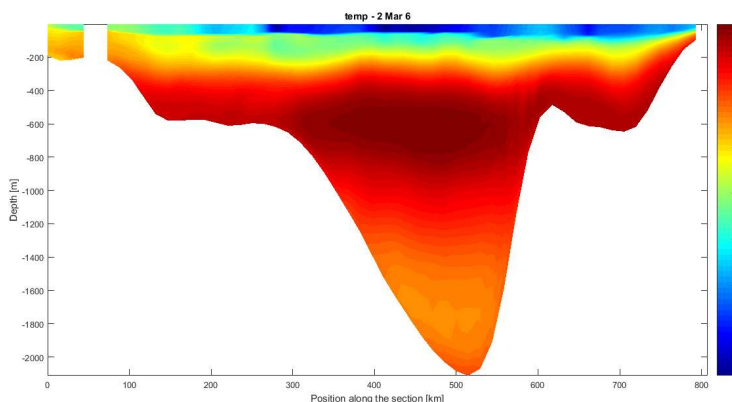


Figure 9: section verticale de température

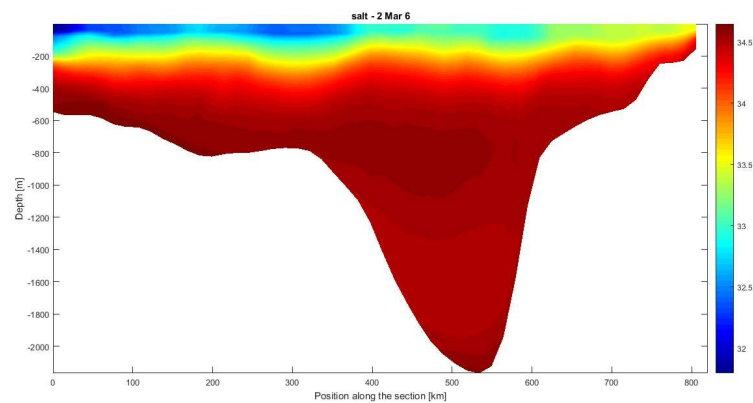


Figure 8: Section verticale de salinité (section a)

Dans Figure 8 et Figure 8, sur les profils verticaux et les sections des tourbillons, on voit très nettement la rencontre entre deux masses d'eau, puisque la température de surface est plus faible qu'à 800 -1000 mètres. Vu sa profondeur, il est possible qu'il soit LSW, cependant, sa forte salinité se pose des doutes.

#### 4. Les circulations océaniques.

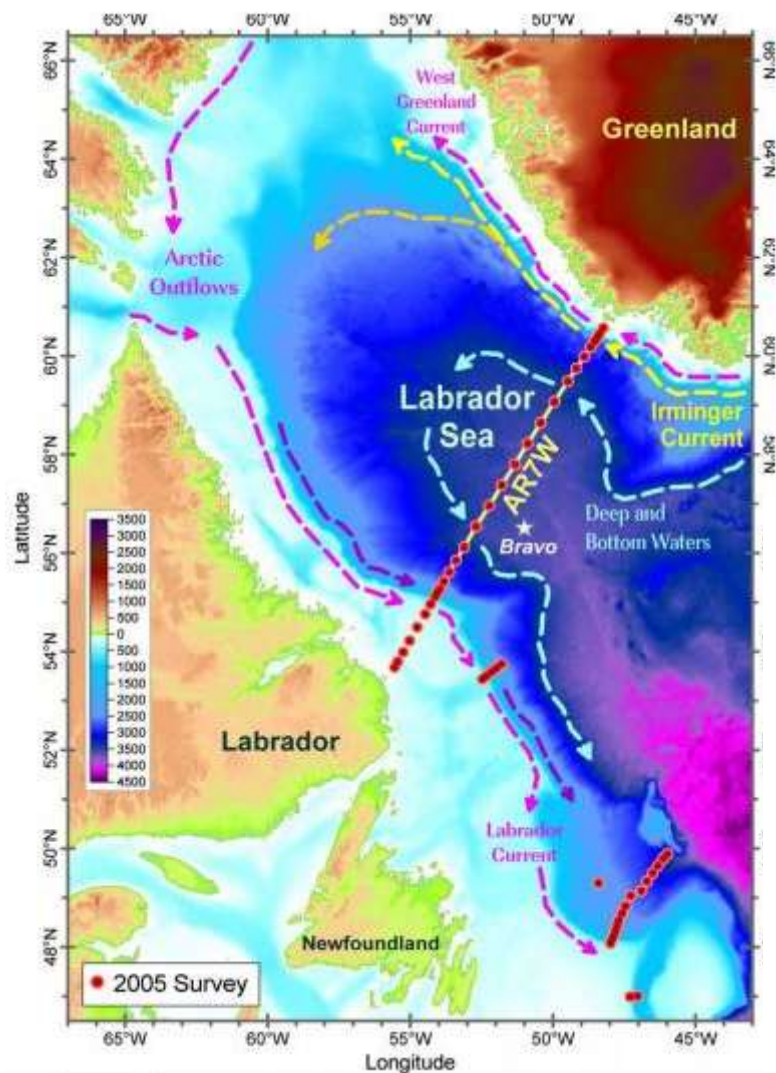
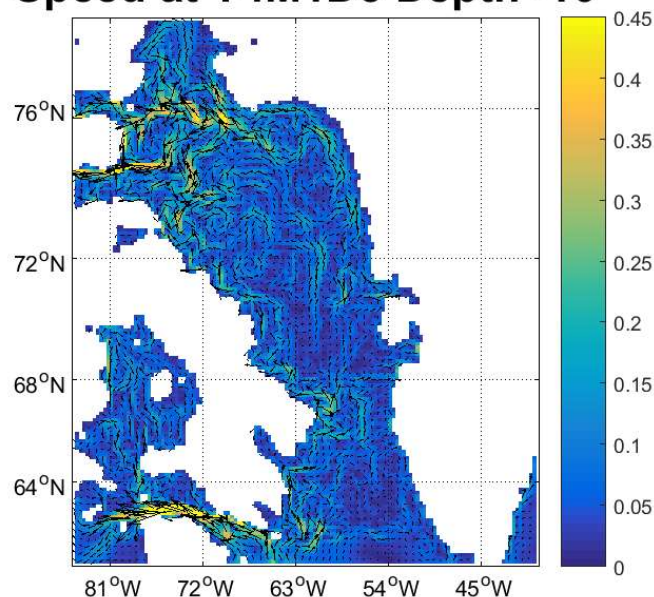


Figure 11: Schema des courants dans la mer du Labrador (Yashayaev 2007)

#### Speed at Y4M1D3 Depth -10



#### Speed at Y4M8D30 Depth -10

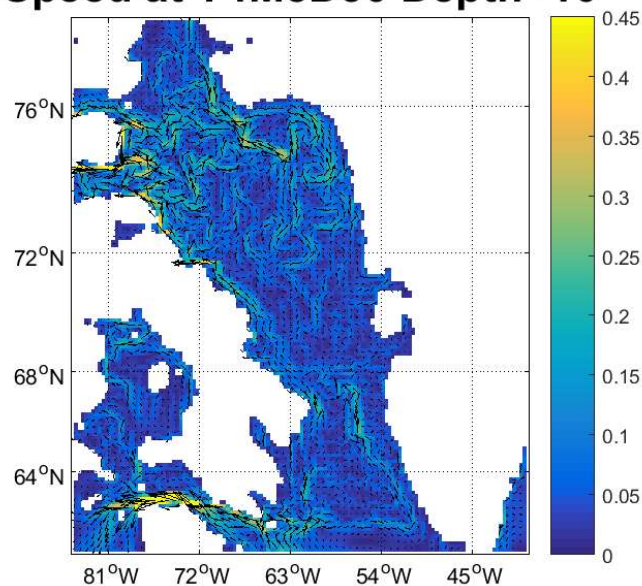


Figure 10: Vecteur de vitesse du modèle CROCO

Visiblement, avec le modèle CROCO, les courants sont bien indiqués. L'arrivée des courants Ouest de Labrador et d'Iminger à l'est du détroit, et la sortie de l'eau de L'Arctique à l'Est.

La force de Coriolis due à la rotation de la Terre influence la trajectoire d'une parcelle d'air et d'eau. Les courants marins circulent donc dans le sens horaire dans l'hémisphère nord, autour d'une zone de haute pression, dans le sens antihoraire autour d'une dépression et s'observent dans le sens opposé dans l'hémisphère sud. Les vortex océaniques de grande échelle sont appelés « gyres ». Dans l'Atlantique Nord, en présence de dépressions, le gyre subpolaire tourne dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. D'autres part, nous trouvons des tourbillons de plus petite échelle en observant les vecteurs de vitesse. Cela est en accord avec la littérature (Wang, Yashayaev, et Greenan 2015)



## IV. Discussion

### 1. Exactitude du modèle

En faisant la référence sur les articles *Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005* (Yashayaev 2007), et *Recent multivariate changes in the North Atlantic climate system, with a focus on 2005-2016* (Robson et al. 2018), nous pouvons évaluer l'exactitude du modèle. L'ordre de grandeur et la distribution des paramètres basiques comme la température de l'océan, la salinité ... est cohérents avec la littérature. La température superficielle à l'est est plus élevée que celle à l'ouest en raison de la présence du courant chaude. Les courants sont aussi cohérent avec l'articles de référence (cf Les circulations océaniques.).

### 2. Les faiblesses du modèle

On a pu voir au cours de cette étude que le modèle présente des limites, l'empêchant de représenter fidèlement la réalité. En effet, dans la région étudiée, la glace de mer a normalement un impact très important sur l'hydrodynamisme, entraînant des écarts importants avec la réalité. Ici, on trouve des problèmes concernant la présence de LSW et la profondeur de mélange verticale. La LSW entre les données de la publication et les simulations CROCO. Cette eau caractéristique de la zone, n'est pas clairement identifiable ce qui est assez problématique pour en tirer des conclusions. On peut avancer une hypothèse, qui serait qu'en réalité les glaces jouent un rôle important dans le refroidissement de la masse d'eaux et dissolvent le sel en ajoutant de l'eau douce. Si la masse d'eau est bien refroidi, sa densité va augmenter drastiquement, elle va donc plonger plus profond. Et la masse d'eau LSW sera moins salée, qui sera cohérent avec ses caractéristiques décrits dans la littérature.

## V. Conclusion

Malgré sa simplicité, le modèle CROCO nous a permis d'analyser une partie importante dans le système des océans mondiales et d'aboutir à des résultats assez satisfaisants. Mais, il existe malgré tout dans ce modèle de fortes instabilités qui génèrent des erreurs plutôt conséquentes. Toutefois le modèle reste bien représentatif, et traiter ce cas sur une durée plus longue de simulation devrait régler le problème d'instabilité du modèle.

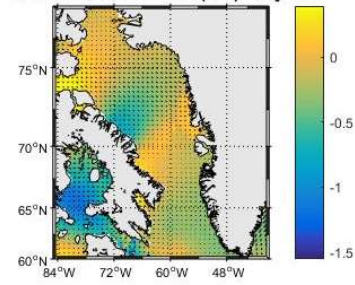
Les potentiels de ce modèle sont immenses. Nous pouvons ajouter les glaces dans le jeu pour vérifier son rôle dans la formation des masses d'eaux et la convection profonde. On peut d'ailleurs utiliser les forçages réels issues des mesures in situ ou de satellites pour faire vraiment des prévisions de climats du futur.

## VI. Bibliographie

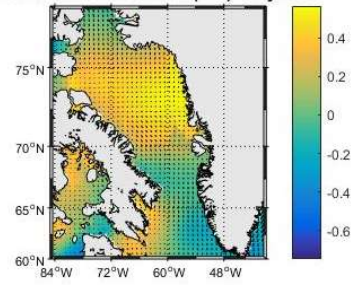
- Auclair, Francis et al. « Some Recent Developments around the CROCO Initiative for Complex Regional to Coastal Modeling ». : 48.
- Debreu, Laurent. « Numerical Modelling of the Oceanic Circulation ». : 161.
- Gordon, Arnold. 1982. « Weddell Deep Water variability ». *J. Mar. Res.* 40: 199-217.
- « Introduction au modèle ROMS : application au golfe du Mexique et étude du “Loop Current”. » : 18.
- Jullien, S et al. « Technical and Numerical Doc ». : 142.
- Marshall, J. (1998). The Labrador Sea Deep Convection Experiment. *American Meteorological S*, Vol. 79, No. 10.
- Quadfasel, Detlef, et Rolf KäSe. 2013. « Present-Day Manifestation of the Nordic Seas Overflows ». In *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts—Past and Future Changes of Meridional Overturning*, American Geophysical Union (AGU), 75-89. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/173GM07> (5 mai 2020).
- Robson, Jon et al. 2018. « Recent Multivariate Changes in the North Atlantic Climate System, with a Focus on 2005–2016 ». *International Journal of Climatology* 38(14): 5050-76.
- Sgubin, Giovanni et al. 2017. « Abrupt Cooling over the North Atlantic in Modern Climate Models ». *Nature Communications* 8(1): 14375.
- Wang, Zeliang, Igor Yashayaev, et Blair Greenan. 2015a. « Seasonality of the Inshore Labrador Current over the Newfoundland Shelf ». *Continental Shelf Research* 100: 1-10.
- Yashayaev, Igor. 2007. « Hydrographic Changes in the Labrador Sea, 1960–2005 ». *Progress in Oceanography* 73(3-4): 242-76.

## ANNEXE

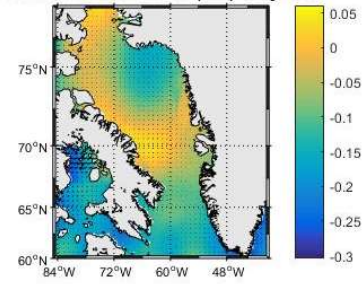
surface freshwater flux (E-P) - day: 15



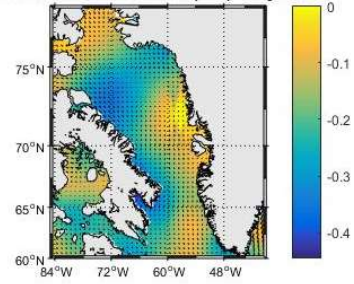
surface freshwater flux (E-P) - day: 105



surface freshwater flux (E-P) - day: 195

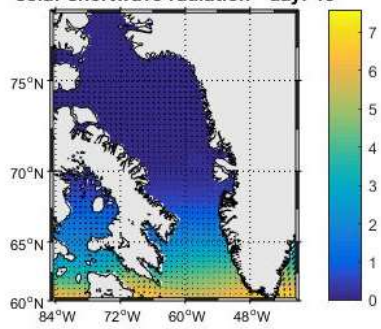


surface freshwater flux (E-P) - day: 285

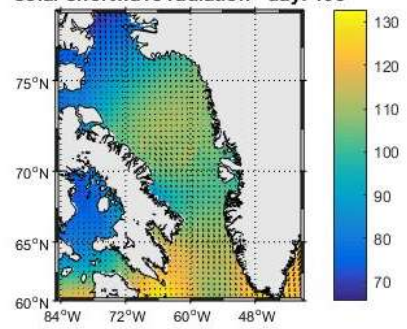


*Annexe 1*

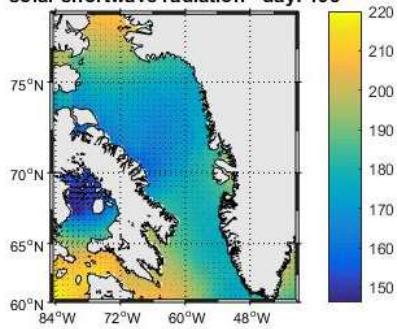
solar shortwave radiation - day: 15



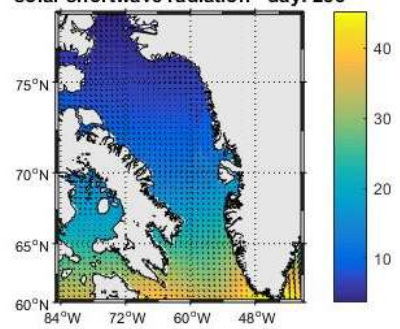
solar shortwave radiation - day: 105



solar shortwave radiation - day: 195

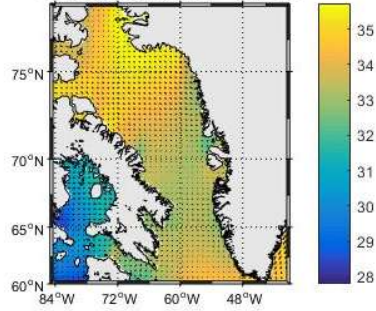


solar shortwave radiation - day: 285

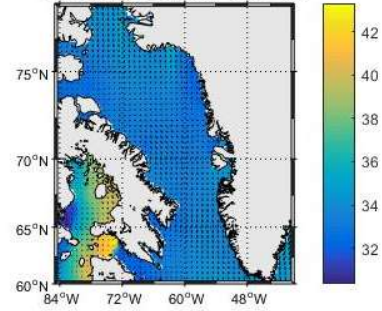


*Annexe 2*

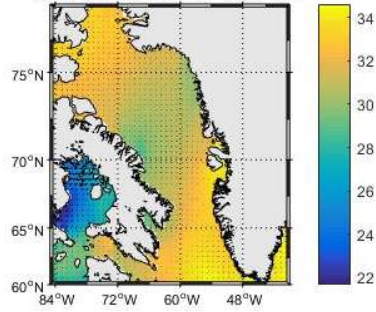
sea surface salinity - day: 15



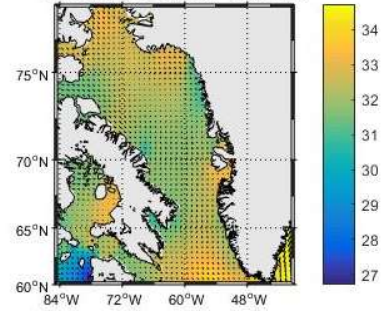
sea surface salinity - day: 105



sea surface salinity - day: 195

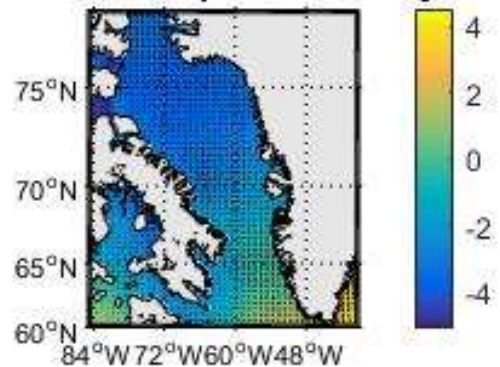
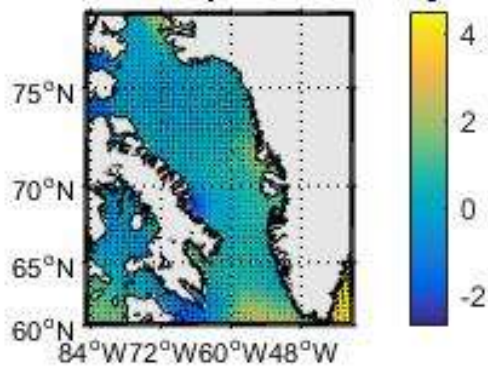


sea surface salinity - day: 285

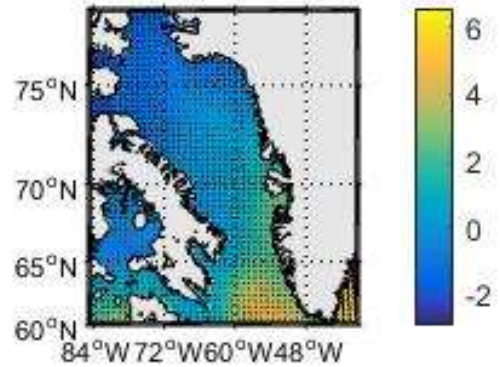
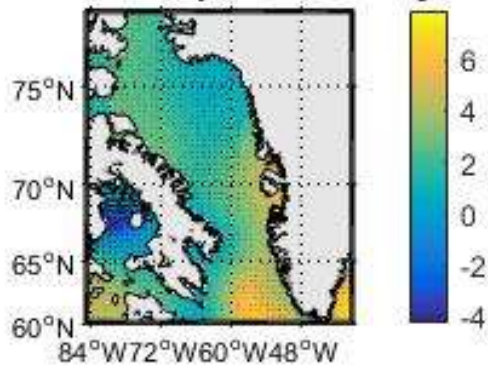


Annexe 3

sea surface temperature - day: 15 sea surface temperature - day: 105

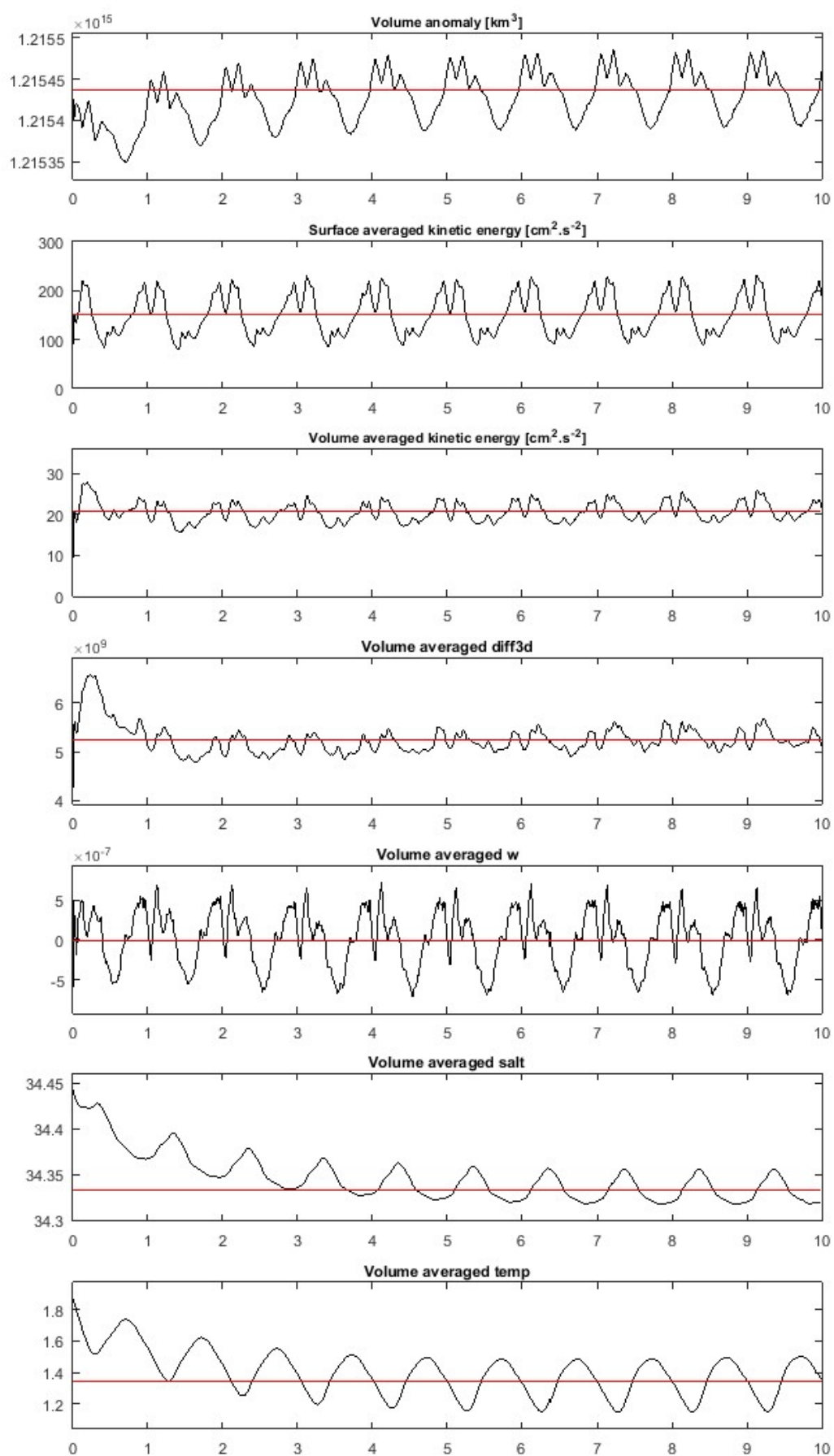


sea surface temperature - day: 195 sea surface temperature - day: 285



Annexe 4: Annexe 1 2 3 4 : les forçages du modèle (make forcinng)





Annexe 5: Diagnostiques des résultats du modèle