

Modélisation de la mer du Labrador avec le modèle CROCO

Master d'Océanographie Physique et Biogéochimie
AMU Osu Pytheas

Camille Ben Hadj
25 Avril 2025

Résumé

Cette étude présente une simulation de la circulation océanique dans la mer du Labrador, en se concentrant sur la dynamique de la convection profonde hivernale. À partir d'un modèle océanique, nous avons examiné la circulation générale, les courants caractéristiques tels que le courant du Labrador et le West Greenland Current, ainsi que les phénomènes de convection profonde. Les résultats montrent une reproduction réaliste des courants de surface et intermédiaires, ainsi que des structures thermohalines, confirmées par les observations de flotteurs ARGO et autres études. Cependant, quelques écarts sont observés concernant la période de convection et son intensité, attribuables à des différences dans le paramétrage du modèle et la résolution. Enfin, la présence des anneaux d'Irminger a été mise en évidence, renforçant la validité du modèle. Des pistes pour améliorer la simulation, notamment la résolution et la prise en compte des flux de chaleur air-mer, sont également discutées.

Abstract

This study presents a simulation of ocean circulation in the Labrador Sea, focusing on the dynamics of winter deep convection. Using an ocean model, we investigate the general circulation, key currents such as the Labrador Current and the West Greenland Current, as well as deep convection phenomena. The results show a realistic reproduction of surface and intermediate currents, as well as thermohaline structures, confirmed by Argo float observations and other studies. However, some discrepancies are noted regarding the convection period and its intensity, attributed to differences in model parameterization and resolution. The presence of Irminger rings was also identified, supporting the model's validity. Suggestions for improving the simulation, including resolution and the consideration of air-sea heat fluxes, are discussed.

Contents

1	Introduction	3
2	Matériel et méthodes	3
2.1	Le modèle CROCO et ses fondations physiques	3
2.2	Discretisation, schéma numérique et maillage	4
2.3	Forçages et conditions aux limites	4
2.4	Critères de stabilité et choix de paramétrage	5
3	Résultats	6
3.1	Diagnostic	6
3.2	Évaluation du modèle	7
3.3	Variation interannuelle et saisonnalité de la convection profonde	7
4	Discussion	9
5	Conclusion	11
6	Bibliographie	12

List of Figures

1	Diagnostic de la période de spin-up de la simulation (années 1 à 6).	6
2	Données flotteur Argo et PALACE obtenues entre 2002 et 2016 (Holte et al. 2017). a) Mesures ARGO profondeur de couche mélangée b) ARGO et PALACE trajectoire en surface	7
3	Variables en surface a) Vitesse (m/s) b) Vitesse avec vecteurs d) température (°C)	8
4	Section de coupes verticales, 1 et 2, le cercle rouge symbolise la zone de convection profonde	9
5	Distribution saisonnière de la vitesse verticale absolue entre 150 m et 1300 m. a) Pic de convection (mars, avril, mai) b) Période de moindre convection (juin, juillet, août)	9
6	Coupes verticales de salinité (a et b) et de température (c et d) hors de la zone de convection profonde(1)	10
7	Coupes verticales de salinité (a et b) et de température (c et d) dans la zone de convection profonde (2)	10

1 Introduction

Dans le contexte du ralentissement potentiel de la Circulation Méridienne de Retournement Atlantique (AMOC), la mer du Labrador avec la création Labrador Sea Water (LSW), occupe une position stratégique en tant que principal site de formation d'eau intermédiaire essentielle au transport méridien de chaleur et de sel. Ce bassin semi-fermé, situé entre le Groenland et le Canada, est le lieu de convergence de courants contrastés : le West Greenland Current (WGC), froid et peu salé, et le courant d'Irminger, relativement chaud et salé. Leur interaction génère des instabilités baroclines à l'origine des anneaux d'Irminger, des tourbillons anticycloniques qui modifient localement la stratification, affectant ainsi la convection hivernale. Par ailleurs, le courant du Labrador, alimenté par la mer de Baffin via le détroit de Davis, longe la côte canadienne et contribue à la dynamique de mélange. La combinaison des courants, des apports d'eau douce issus de la fonte du Groenland, et du refroidissement éolien hivernal favorise la convection profonde, mécanisme clé dans la formation de la LSW. Cette étude repose sur une simulation décennale réalisée avec le modèle CROCO, calibrée pour représenter les processus physiques régissant la formation et la variabilité de la LSW. L'évaluation de la simulation s'appuiera sur des données mesures in situ et la littérature, avec un focus particulier sur la convection profonde (CP) et son déclenchement, tant dans sa structure que dans sa variabilité saisonnière et interannuelle.

2 Matériel et méthodes

2.1 Le modèle CROCO et ses fondations physiques

Parmi les modèles régionaux disponibles, nous utilisons CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model), dérivé de ROMS AGRIF, lui-même issu de POM (Princeton Ocean Model). Il repose sur une librairie de modules scientifiques, permettant d'adapter les options à chaque étude. Le code source, écrit en Fortran, est configuré via des fichiers clés (`cppdefs.h`, `param.h`) qui permettent la configuration du modèle. L'interface d'utilisation s'appuie sur `Matlab` via le dossier `CROCOTOOLS`. CROCO résout les équations primitives océaniques, dérivées de celles de Navier–Stokes, en tenant compte des spécificités du milieu marin. Les principales hypothèses sont :

- **Approximation de Boussinesq** : la densité est décomposée en une valeur constante ρ_0 et une petite perturbation ρ' , avec $\rho' \ll \rho_0$:

$$\rho = \rho_0 + \rho'$$

- **Plan-f** : le paramètre de Coriolis f est supposé constant.
- **Fermeture turbulente de Boussinesq** : les tenseurs de Reynolds sont proportionnels aux gradients de vitesse, avec viscosités turbulentes K_h (horizontal) et K_v (vertical).

Les équations du mouvement horizontal sont :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + K_h \nabla^2 u + K_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + K_h \nabla^2 v + K_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

En vertical, l'approximation hydrostatique est donnée par :

$$\nabla p = -\rho g \hat{z}, \quad g : \text{accélération gravitationnelle}$$

La conservation de la masse s'écrit :

$$\nabla \cdot \vec{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

Les équations de conservation des traceurs sont :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla T = K_h \nabla^2 T + K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla S = K_h \nabla^2 S + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (5)$$

L'équation d'état TEOS-10 lie la densité aux variables dynamiques :

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (6)$$

2.2 Discrétisation, schéma numérique et maillage

La mise en œuvre numérique de CROCO repose sur la discrétisation des équations primitives, transformant les équations différentielles continues en un système discret défini sur un maillage spatial et temporel adapté à la dynamique locale. Ce maillage, structuré aux points où sont calculées les variables du modèle, constitue l'ossature numérique de la simulation. En océanographie, il est crucial que le maillage tienne compte de la bathymétrie. CROCO permet l'usage de grilles irrégulières avec raffinement local pour mieux représenter les phénomènes comme la convection profonde ou les tourbillons méso-échelle. Spatialement, une grille curviligne (option `CURVGRID`) en coordonnées sphériques (`SPHERICAL`) est utilisée, suivant les contours côtiers pour un meilleur ajustement. Les variables sont organisées selon la grille Arakawa C : les scalaires (température, salinité, pression) au centre des mailles, les vitesses aux interfaces. Temporellement, CROCO utilise un schéma explicite Leapfrog d'ordre 2, qui calcule la variable à l'instant $t + \Delta t$ à partir de ses valeurs aux instants t et $t - \Delta t$. Ce schéma peut générer des oscillations numériques, corrigées par un filtre d'Asselin introduisant une faible dissipation. La stabilité du schéma dépend de la condition CFL, qui impose une limite supérieure au pas de temps Δt en fonction de la vitesse des courants et de la résolution spatiale.

2.3 Forçages et conditions aux limites

Les conditions aux limites sont cruciales pour le lancement d'une simulation océanographique, car elles permettent de sélectionner une solution parmi plusieurs possibles. Dans CROCO, cette configuration se fait avec les scripts `CROCOTOOLS` : `make_grid.m`, `make_forcing.m`, et `make_clim.m`, qui définissent respectivement la grille, les forçages et les conditions aux limites, en s'appuyant sur diverses bases de données. La première étape consiste à définir le masque de la grille et à intégrer la bathymétrie à partir des données topographiques (ici fichier `Topo.tar.gz`). Les trois types de conditions aux limites sont : la surface libre, soumise aux flux atmosphériques (vent, température de l'air, humidité, rayonnement, précipitations) via les données COADS (ici fichier `COADS05.tar.gz`) ; le fond, où sont appliqués des forçages de transfert de chaleur et de mouvement, avec des frictions paramétrées pour simuler un mélange réaliste près du fond ; et les frontières latérales,

avec des conditions de température et de salinité extraites du World Ocean Atlas (fichier `WOA2009.tar.gz`). Bien que les marées ne soient pas incluses, elles pourraient être prises en compte à ces latitudes. La zone géographique et les frontières sont définies via `make_grid.m`, permettant de fermer un bord, modéliser des zones terrestres ou retirer certains points de terre, ce qui peut influencer la simulation en raison de possibles lacunes dans les bases de données. En combinant les forçages atmosphériques de COADS et les champs de température et salinité de WOA2009 aux frontières latérales, le modèle assure la cohérence des échanges air-mer et la connectivité entre l’océan régional et l’océan global.

2.4 Critères de stabilité et choix de paramétrage

Dans une simulation océanique, les pas d’espace et de temps doivent être soigneusement déterminés car ils sont contraints par des critères de stabilité stricts. Pour CROCO, la contrainte principale est la condition de Courant–Friedrichs–Lewy (CFL), qui impose une limite au pas de temps Δt en fonction des pas d’espace Δx , Δy et de la vitesse maximale u_{\max} dans le domaine. Si cette condition n’est pas respectée, la simulation devient instable, avec des erreurs amplifiées à chaque itération. En plus de cette contrainte horizontale, la discrétisation verticale repose sur des coordonnées sigma, qui adaptent le maillage aux variations de profondeur. Le nombre de niveaux verticaux reste constant (ici 32), mais leur répartition varie, contrôlée par des paramètres d’étirement, cela impacte la taille des maille et doit donc toujours répondre au critère CFL. Dans notre configuration, ceux-ci sont définis par $s = 7$ (étirement vers la surface) et $b = 2$ (vers le fond), valeurs renseignées dans le fichier `crocotools_param.nc`.

Une autre source potentielle d’instabilité réside dans les problèmes de diffusivité numérique, liés aux schémas de discrétisation. Il est alors nécessaire d’ajuster les coefficients de viscosité turbulente. Ceux-ci doivent être calibrés pour maintenir un équilibre entre la dissipation numérique, inévitable, et la représentation réaliste du mélange turbulent.

Au-delà des contraintes numériques, certains choix de paramétrage sont stratégiques : coordonnées géographiques, résolution spatiale, nombre de niveaux verticaux, réglages de la grille sigma, et définition des frontières ouvertes ou fermées. Ce dernier point a été critique dans notre simulation initiale : pour les coordonnées 64°W – 34°W ; 52°N – 68°N . Le modèle a échoué dès le démarrage, avec des vitesses nulles. Ce dysfonctionnement ne venait ni du pas de temps, ni des viscosités. Pour affirmer cela nous l’avons testé sur un modèle fonctionnel avec les mêmes paramètres, à l’exception des frontières. Nous avons conclu à une mauvaise configuration latérale, probablement due à une frontière ouest fermée ou à un blocage du courant Est Groenlandais (EGC). L’absence de conditions réalistes a empêché l’initialisation correcte du champ de vitesse, compromettant la continuité dynamique. Cela a entraîné une instabilité immédiate. Les paramètres de la simulation fonctionnelle retenue sont présentés dans les tableaux suivants.

Latitude	Longitude	Résolution
55N 65N	40W 70W	1/6

Table 1: Coordonnées choisies pour définir la mer du Labrador

LLm	MMm	dxmin	dxmax	dymin	dymax	N
179	120	7.8264	10.6239	7.8574	10.6112	32

Table 2: Paramètres spatiaux associés au modèle

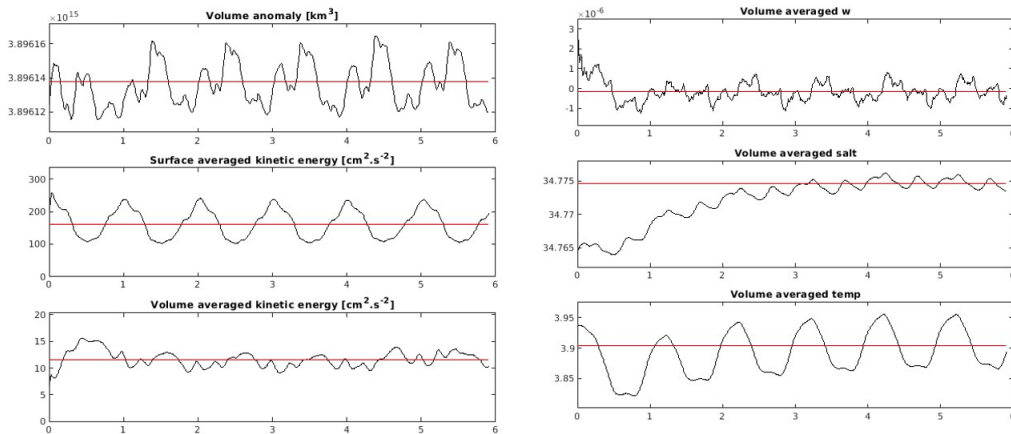


Figure 1: Diagnostic de la période de spin-up de la simulation (années 1 à 6).

Les paramètres **LLm** et **MMm** correspondent au nombre de mailles sur les axes x et y , tandis que **dx** et **dy** représentent leur taille, ici légèrement variable en raison de la topographie et des coordonnées sigma. Le domaine vertical comprend N niveaux sigma, configurés dans `crocotools.param.nc`. La résolution horizontale $1/6^\circ$, soit environ 9,18 km, permet de capturer les phénomènes de méso-échelle comme les anneaux d'Irminger. La longitude a été étendue vers l'ouest afin d'éviter les problèmes rencontrés lors de la première configuration. Le schéma de turbulence retenu est **LMD_MIXING** (Large et al., 1994).

Pour garantir la stabilité, le pas de temps a été déterminé avec `ad_cfl.m`, en distinguant le pas de temps externe $\Delta(t_{\text{ext}})$ et interne $\Delta(t_{\text{int}})$, ce dernier étant adapté à la résolution des ondes internes. Le paramétrage temporel comprend aussi le nombre total d'itérations **NTIMES**, la fréquence de redémarrage **NRST**, de sortie moyennée **NAVG** et instantanée **NWRT**, comme indiqué ci-dessous :

$\Delta(t_{\text{ext}})$	$\Delta(t_{\text{int}})$	NTIMES	NRST	NAVG	NWRT
12	720	60	3600	3600	360

Table 3: Paramètres temporels associés au modèle

La simulation visait une durée décennale et a été lancée sur le cluster de l'OSU PYTH-EAS. En estimant qu'un mois de simulation nécessitait environ 40 minutes, nous avons réservé un créneau de 100 h dans le script `run_croco.bash`. Il était possible de suivre l'avancement via une connexion distante. Cependant, un bug survenu le 06/04 à 21:21 a interrompu plusieurs simulations, dont la nôtre, qui s'est arrêtée au mois 6 de la sixième année.

3 Résultats

3.1 Diagnostic

Pour analyser le modèle hors phase transitoire, il est essentiel d'identifier la période de *spin-up*, c'est-à-dire le temps nécessaire à la stabilisation autour de la moyenne (ligne rouge), calculée sur les six années de simulation. Une fois cette phase passée, seules les années représentatives de l'équilibre seront étudiées. Le courant doit s'établir sur toute la colonne d'eau pour permettre une distribution réaliste des variables physiques, notamment la température et la salinité.

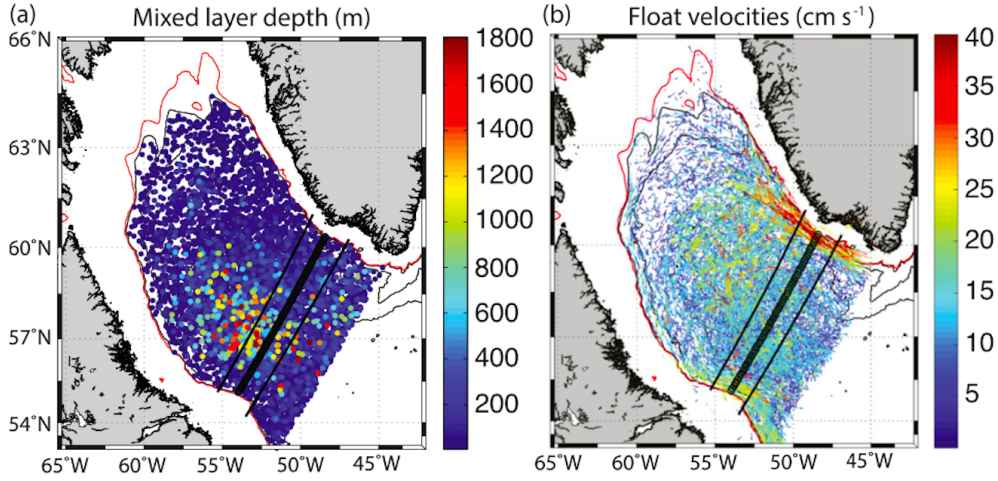


Figure 2: Données flotteur Argo et PALACE obtenues entre 2002 et 2016 (Holte et al. 2017). a) Mesures ARGO profondeur de couche mélangée b) ARGO et PALACE trajectoire en surface

La simulation n’ayant duré que six ans au lieu des dix prévus, nous avons fixé la période de spin-up aux deux premières années. L’analyse portera donc sur la fin de la troisième année et sur les années 4 à 6. Avant trois ans, les champs dynamiques et thermodynamiques montrent encore des ajustements, comme le confirme le diagnostic (Fig. 1). La salinité, particulièrement sensible en modélisation, est la variable la plus lente à converger.

3.2 Évaluation du modèle

La simulation reproduit globalement la circulation océanique dans la mer du Labrador de manière réaliste. Le West Greenland Current (WGC) est bien visible le long des côtes du Groenland, remontant vers le nord. Le courant du Labrador est également clairement observable à partir du printemps, avec des vitesses comprises entre 0,2 et 0,5 m/s (Fig. 3). Pour évaluer la structure verticale des courants, des coupes à différentes profondeurs ont été réalisées. De la surface à 200 m, le LC courant est intense et montre une forte variabilité saisonnière, caractéristique des structures baroclines. Les gradients de température et de salinité sont plus prononcés, favorisant des instabilités dynamiques à méso-échelle (Spall 2004). En hiver, la surface du courant apparaît fragmentée, probablement en raison de la formation de glace, cette composante n’a pas été incluse dans la simulation (module de glace non activé dans le fichier cppdefs.h). Les anneaux d’Irvinger anti-cycloniques, visibles dans le modèle à l’interface entre le WGC et l’océan plus stratifié, apparaissent également dans les champs de température, de vitesse et de surface libre. Plusieurs centres de haute pression sont détectables au niveau de la surface libre. Bien qu’ils ne soient pas parfaitement définis, leur trajectoire est cohérente avec celle observée dans les données in situ (Holte et al. 2017), ce qui valide la précision du modèle.

3.3 Variation interannuelle et saisonnalité de la convection profonde

Le phénomène de convection profonde donnant naissance à la LSW est particulier car il peut atteindre des profondeurs supérieures à 1500 m, notamment en hiver où la profondeur de couche mélangée (MLD) peut descendre jusqu’à 1800 m (Holte et al. 2017). Afin d’observer ce phénomène nous avons dans un premier temps parcouru les données en se basant sur

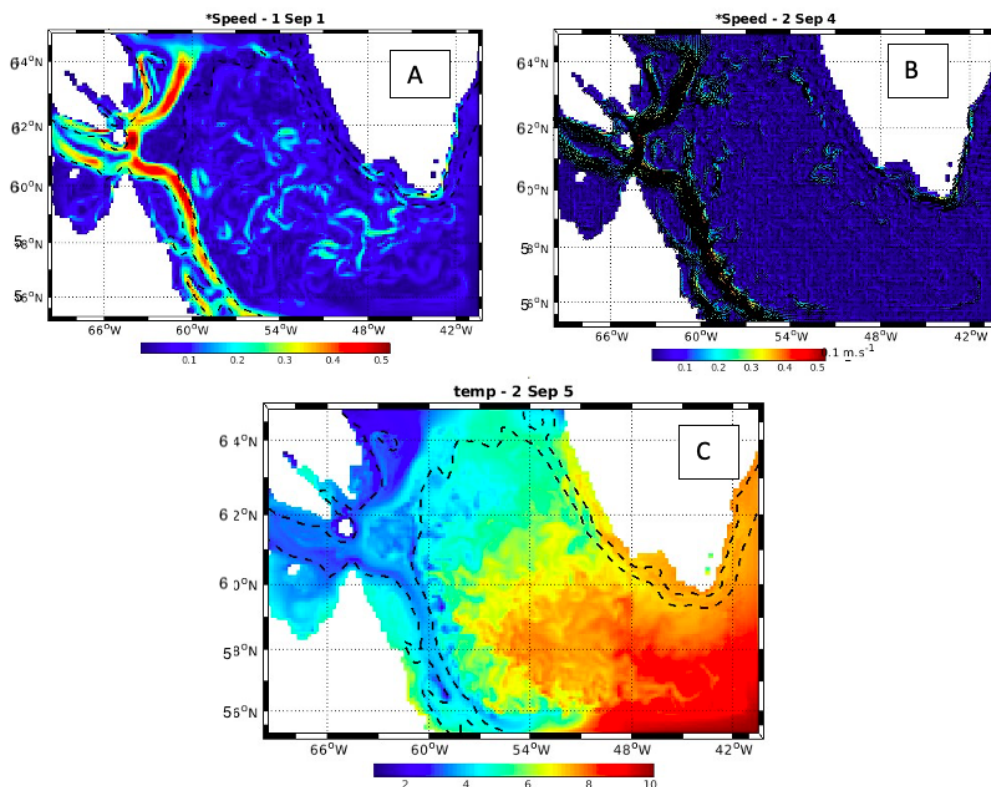


Figure 3: Variables en surface a) Vitesse (m/s) b) Vitesse avec vecteurs d) température (°C)

la variable de vitesse verticale d’une année complète pour définir la zone et la période à laquelle la CP a lieu. Cette variable semblait être pertinente pour décrire la CP (Hao et al. 2014). La CP de notre modèle se trouve entre 50W et 60W et 57N et 59N. Une fois la zone déterminée nous avons observée des coupes verticales de température et de salinité traversant la zone de CP et d’autres loins de cette région (Fig.4). Ces coupes ont été faites pour la période de convection active mars, avril, mai (Fig. 5 et 6 : B et D) et non active juin, juillet août (Fig. 5 et 6 : A et C). Il est clair que la convection est visible à partir de mars dans la région définie et disparaît en juin (Fig. 6). En effet une homogénéisation de la température et salinité se fait sur une profondeur allant de la surface à 1300m. La région est bien marquée et c’est un phénomène localisé résultant de nombreux forçages physico-chimique car hors de cette région aucun gradient localisé n’est observable. Les flotteurs ARGO (Fig. 2) déployés sur la bassin mesure des profondeurs de mélange similaires au modèle confirmant ces grandes profondeurs (Holte et al. 2017), ce qui indique une reproduction qualitative de la convection.

L’intensité convective a été analysée par la moyenne de la vitesse verticale absolue réalisée sur les mois de forte convection (mars, avril, mai). Durant cette période, des vitesses verticales significatives sont observées jusqu’à 1300 m, atteignant 0,14 cm/s (Fig. 7). Ce signal est cohérent avec les études de convection hivernale dans la région.

Nos profils de température et de salinité montrent une stratification affaiblie en hiver, ce qui est cohérent avec le mélange vertical. Toutefois, la structure des profils de densité est relativement uniforme et sans pente à tout moment de l’année dans la zone de convection, suggérant une stratification barotrope. Cela pourrait être dû à une sous-estimation du rôle de la salinité ou à une résolution verticale insuffisante pour capter les structures fines.

La convection profonde hivernale dans la mer du Labrador est donc un phénomène saisonnier qui semble aussi suivre des variations interannuelles dues à plusieurs facteurs. Ce

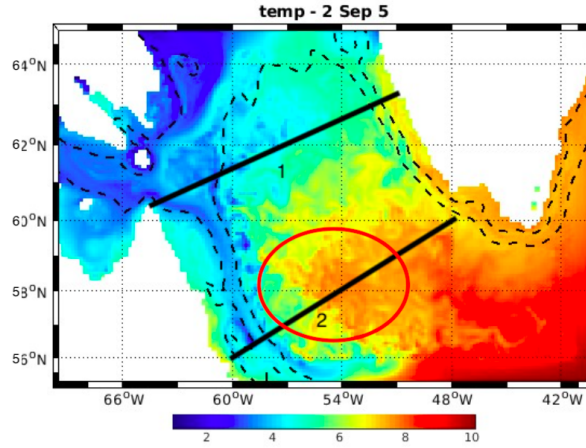


Figure 4: Section de coupes verticales, 1 et 2, le cercle rouge symbolise la zone de convection profonde

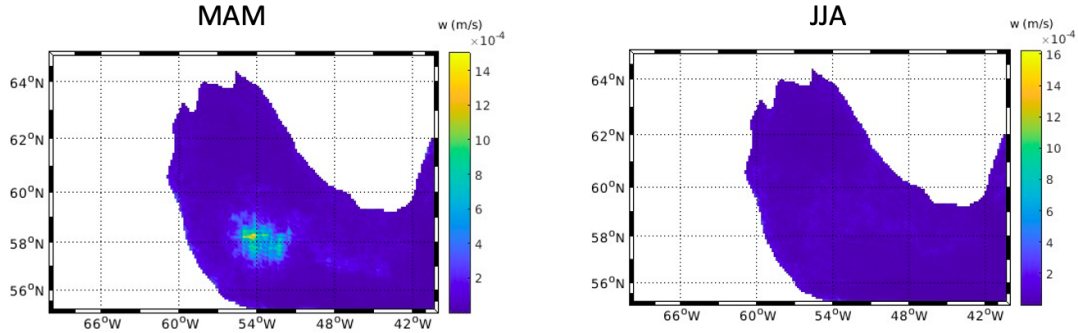


Figure 5: Distribution saisonnière de la vitesse verticale absolue entre 150 m et 1300 m. a) Pic de convection (mars, avril, mai) b) Période de moindre convection (juin, juillet, août)

processus est influencé notamment par les flux de chaleur air-mer, avec un refroidissement en surface augmentant la densité de l'eau et déclenchant l'enfoncement vertical. Les anomalies interannuelles des flux de chaleur, souvent liées aux Oscillations d'Atlantique Nord (NAO), influencent directement la profondeur et l'intensité de la convection (Thompson et al. 1998)(Våge et al. 2009). Les variations interannuelles non visible dans notre modèle proviennent donc de variations climatiques de grand échelle comme aussi les Oscillations Artique (OA) (Thompson et al. 1998). Ce qui explique que ces variation ne soit visible dans notre modèle simulé sur une période trop courte.

4 Discussion

Notre simulation permet une évaluation détaillée de la circulation océanique dans la mer du Labrador, avec une représentation satisfaisante des principales caractéristiques hydrodynamiques : température, salinité, courants, convection profonde et présence des anneaux d'Irminger. Les résultats sont globalement cohérents avec les observations (flotteurs Argo, données hydrographiques) et la littérature. Cependant, certaines différences subsistent. La convection débute plus tard (mars à mai), avec un mois de décalage par rapport aux études de référence et sa profondeur maximale reste limitée à 1300 m, contre plus de 2000 m dans d'autres modèles (Hao et al. 2014). Ces écarts peuvent s'expliquer par le schéma de mélange vertical utilisé (LM_MIXING), moins adapté que KPP pour simuler la convection

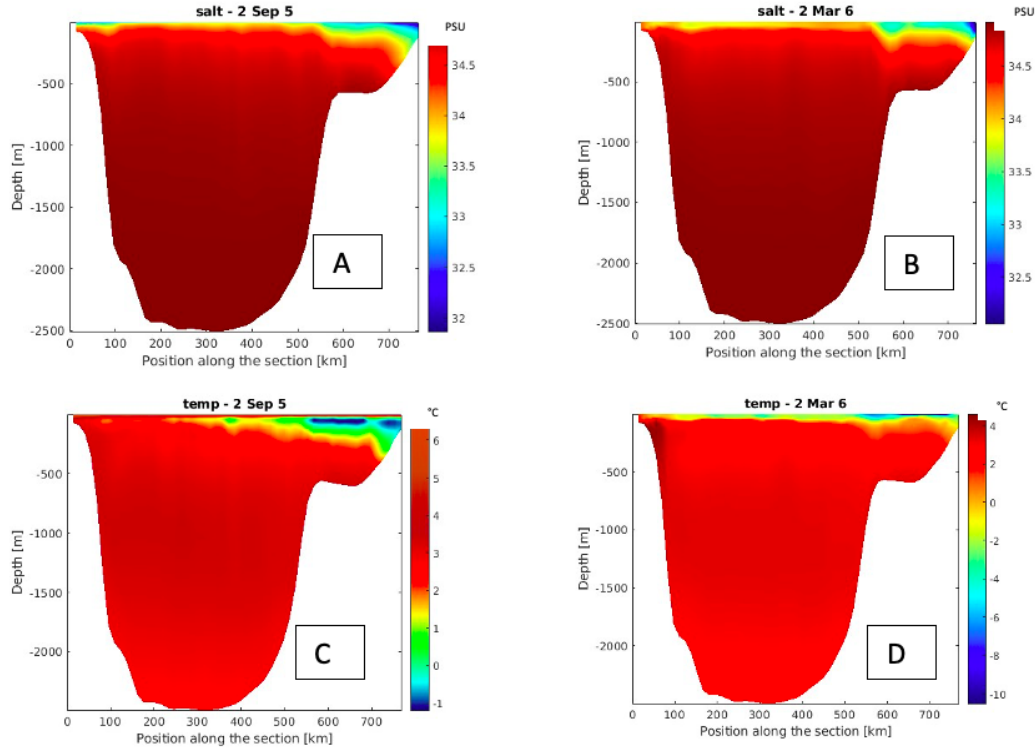


Figure 6: Coupes verticales de salinité (a et b) et de température (c et d) hors de la zone de convection profonde(1)

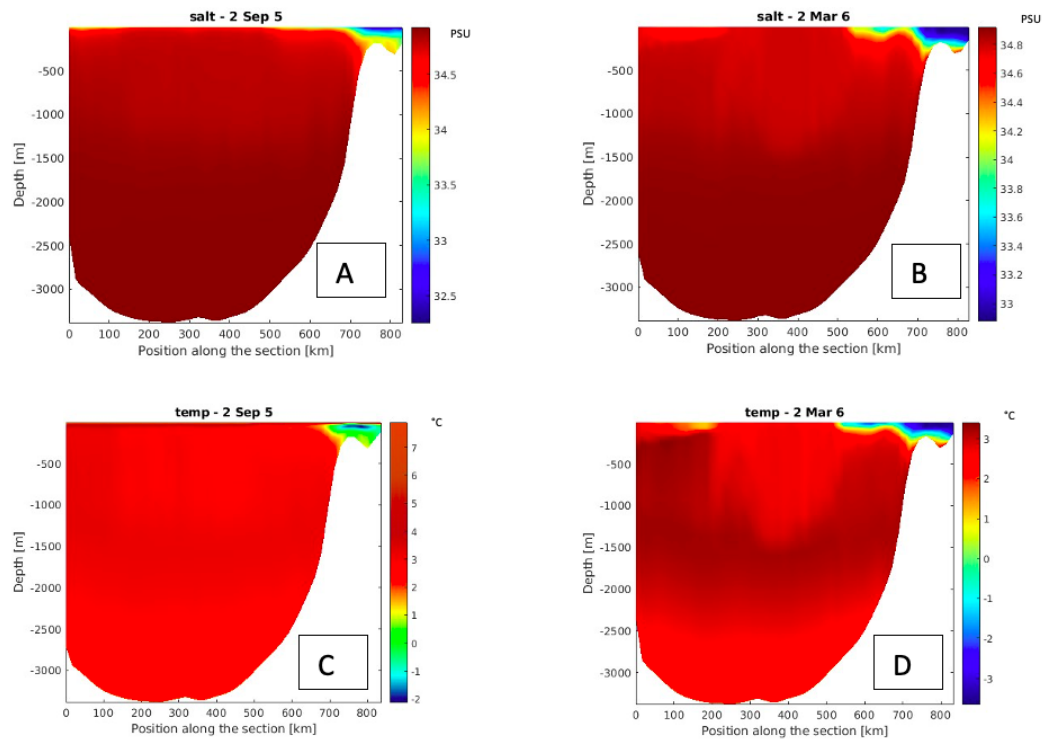


Figure 7: Coupes verticales de salinité (a et b) et de température (c et d) dans la zone de convection profonde (2)

(Griffies et al. 2000). Mais aussi explicable une résolution verticale moins raffinée. En effet Hao Luo et al. utilise 30 mailles dont 8 dans les 300 premiers mètres. La différence peut aussi venir de notre forçage basé sur des moyennes climatiques, moins dynamiques que les données de réanalyse (Kalnay et al. 1996). Les données Du WOA peuvent aussi être moins précises que la base de données utilisée du NCEP-NCAR. Enfin, la profondeur de la couche de mélange (MLD), recalculée avec un seuil de densité $\Delta\sigma = 0.008 \text{ kg/m}^3$ (Holte et al. 2017), permet une comparaison avec les données ARGO/PALACE. Malgré des signes clairs de convection (refroidissement, vitesses verticales), les profils de densité suggèrent une stratification trop uniforme, probablement liée à la diffusion numérique ou à la résolution. En conclusion pour améliorer ce modèle il aurait peut être fallu modifier le choix modèle turbulents et faire varier les coefficients visqueux.

Enfin, les tourbillons d'Irminger apparaissent avec des trajectoires proches des observations Holte et al. 2017, ce qui est encourageant. Leur rôle dans le transport de chaleur, de sel et le pré-conditionnement de la convection est bien reconnu (Spall 2004).

5 Conclusion

Les résultats de cette étude démontrent que le modèle utilisé offre une reproduction satisfaisante des principales dynamiques océanographiques de la mer du Labrador, y compris les courants de surface, les phénomènes de convection profonde, et la présence des anneaux d'Irminger. La comparaison avec les données observées confirme la validité du modèle, bien que des écarts existent concernant l'intensité et la période de convection, ainsi que la profondeur maximale atteinte. Ces écarts peuvent être attribués à des choix de paramétrisation, à la résolution du modèle et aux conditions de forçage utilisées. Pour améliorer la simulation, il serait pertinent d'augmenter la résolution verticale, d'adopter des schémas de mélange plus adaptés comme le KPP, et d'intégrer des données climatiques plus dynamiques pour mieux capturer la variabilité interannuelle. En outre, une prise en compte plus précise de la salinité pourrait améliorer la modélisation de la stratification et de la convection. Ces améliorations permettront de mieux comprendre la dynamique de la mer du Labrador et ses interactions avec les forçages climatiques globaux.

6 Bibliographie

References

- Griffies, S. M. et al. (2000). “The K-profile parameterization and its application to ocean convection”. In: *Journal of Physical Oceanography* 30.6, pp. 1394–1413.
- Hao, Luo, Paul G. Myers, and Igor Yashayaev (2014). “Winter convection and the evolution of the Labrador Sea Water”. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119.8, pp. 5981–5995.
- Holte, J. et al. (2017). “ARGO data analysis of convection in the Labrador Sea”. In: *Ocean Science* 13.5, pp. 849–860.
- Kalnay, E. et al. (1996). “The NCEP/NCAR Reanalysis Project”. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 77.3, pp. 437–471.
- Spall, M. A. (2004). “The dynamics of deep convection in the Labrador Sea”. In: *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 51.9, pp. 1287–1305.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace (1998). “The Arctic Oscillation”. In: *Science* 282.5386, pp. 61–63.
- Våge, K. et al. (2009). “The effect of atmospheric forcing on deep convection in the Labrador Sea”. In: *Geophysical Research Letters* 36.1, p. L01606. DOI: 10.1029/2008GL036179.