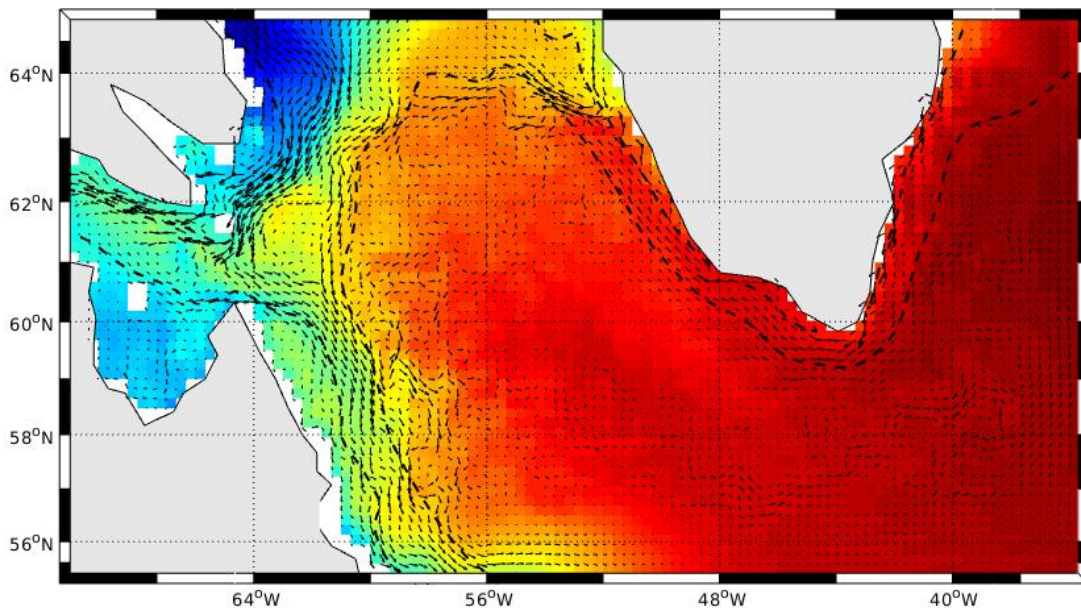

Simulation climatologique décennale de la circulation océanique en mer du Labrador à l'aide du modèle CROCO

UE [OPB205] : MODÉLISATION 3D OCÉANIQUE,
RAPPORT FINAL - 30 MARS 2023



TINO BELLAYER
ANNÉE UNIVERSITAIRE 2022-2023
MASTER 1 SCIENCES DE LA MER - PARCOURS OPB

Résumé

La mer du Labrador est une région océanique à l'intérêt scientifique certain, car théâtre de nombreux processus-types ou clés à l'échelle planétaire. C'est pourquoi elle constitue une zone idéale pour tester la justesse des modèles océanographiques de circulation régionale, et leur divergence par rapport aux données *in situ* connues. A l'aide du modèle numérique d'océanographie régionale CROCO, une simulation climatologique sur dix ans de la mer du Labrador a pu être réalisée, révélant des processus essentiels tels que le courant Ouest du Labrador (WLC) ou une variabilité saisonnière importante des propriétés de l'eau de mer, sous l'action de forçages réalistes. Les divergences de températures locales et hivernales observées pendant la simulation, en revanche, ne sont pas représentatives des données issues de campagnes de mesure, ou des autres simulations dans la littérature existant sur le sujet. Etant donné que le modèle se stabilise après six à sept années de mise en route, cette observation peut s'expliquer par une influence plus marquée des échanges thermodynamiques de la mer du Labrador avec la banquise Arctique, ou par l'action d'importantes forces de marées à l'échelle du bassin.

Mots-clés : Labrador, Modélisation, CROCO, Fluctuations, Circulation.

Abstract

The Labrador Sea (LS) is a high-interest oceanic region, since numerous global, typical or key-processes are taking place inside its main basin. For this reason, it has become an area of choice for testing the regional ocean circulation models accuracy, and understanding how they diverge with known *in situ* data. With the regional, numerical ocean model CROCO, a ten-year simulation of the Labrador Sea has been realized, showing essential processes such as the Western Labrador Current (WLC), and a high seasonal variability of watermass properties, with realistic climate forcings going through. However, the local winter generated temperatures diverge with *in situ* cruises observations, and from other simulations in literature. Knowing that the model turns out to stabilize within six to seven years of spin-up, this can be explained either by greater exchange dynamics between the LS and the Arctic ice pack, or by strong tide-mixing effect in the whole basin.

Keywords : Labrador, Modeling, CROCO Fluctuations, Circulation.

Table des matières

1	Introduction	1
2	Matériels et méthodes	1
2.1	Caractéristiques de la zone d'étude	1
2.2	Le modèle CROCO et les équations de conservation	2
2.3	Discretisation, conditions de stabilité, implémentation à la mer du Labrador	3
2.3.1	Schéma numérique utilisé	3
2.3.2	La simulation climatologique : forçages et conditions-limites . . .	4
2.3.3	Résolution et conditionnement des pas d'espace et de temps . . .	4
3	Résultats de la simulation	5
3.1	Diagnostic de stabilité du modèle	5
3.2	Processus et phénomènes observés	6
3.2.1	Conditions de forçage physiques	6
3.2.2	Conditions thermo-halines et courants de surface	6
3.3	Fluctuations saisonnières	7
4	Discussion et comparaison avec la littérature	8
5	Conclusion	10

Table des figures

1	Carte bathymétrique de la mer du Labrador générée avec le croco-tool <i>make-grid.m</i> , en amont de la simulation.	1
2	Schémas-types [a] d'une grille d'Arakawa-C en 3-dimensions, et [b] d'une grille de discrétisation en coordonnées-sigma (Researchgate).	3
3	Evolution des variables de diagnostic du modèle, moyennées en volume ou en surface, au cours de la simulation. De haut en bas, de gauche à droite : anomalie de volume dans le bassin, énergie cinétique moyennée en surface puis en volume, vitesse verticale, salinité, température.	5
4	Rendu graphique de la tension de vent (calculée par interpolation à partir de COADS05) à 4 indices de temps (sur une année) espacés de 3 mois sur le domaine de simulation avant l'initialisation du calcul.	6
5	Rendu graphique de la masse volumique potentielle (kg/m^3 et du transport volumique (Sv ou $10^9 \text{ m}^3/\text{s}$) moyennés sur 3 jours, au 02 janvier de l'année 07 de la simulation.	7
6	Rendu graphique des différences inter-saisonnières de température et de pente de la surface libre. Colonne de gauche : Mars, Droite : Novembre. En haut : année 10, en bas : année 08.	7
7	Rendu graphique des différences inter-saisonnières de vitesse du courant sur l'année 10 de la simulation. Gauche : Mai, droite : Novembre.	8
8	Illustration de l'effet des marées sur la température océanique à l'aide du modèle couplé atmosphère/océan EC-HAM5/MPI-OM. A gauche : différence entre données <i>in situ</i> et modèle sans marée. A droite : différence entre modélisation avec et sans marées. Adapté de Müller et al. [4]	9

1 Introduction

Depuis le milieu du XXe siècle, et avec le développement progressif d'outils informatiques extrêmement puissants, la modélisation numérique s'est progressivement imposée comme un outil indispensable au chercheur en sciences de la Terre. Sa simplicité de mise en oeuvre logistique, sa puissance, sa versatilité et sa plasticité ont permis un affinage considérable de la compréhension de nombreux processus naturels, jusqu'alors peu étudiés. De nos jours, des modèles numériques de tous types sont utilisés de façon automatisée dans de nombreux domaines, avec la même importance que des études descriptives issues de campagnes *in situ*. Sont notamment possibles des simulations climatologiques, prévisionnelles (dont en temps réel), ou encore rétrospectives.

Si la météorologie fut de loin le principal bénéficiaire de cet essor en raison d'une forte demande d'informations (i.e. modèles AROME, WRF), la climatologie ou encore l'océanographie ne sont pas en reste. En particulier, les années 1980 et 1990 marquèrent le développement de modèles de circulation océanique régionale et côtière (e.g. modèle SYMPHONIE, proposé par le laboratoire d'aérodynamique de Toulouse ; ROMS). L'objectif des travaux résumés ci-après est de fournir premièrement une simulation climatologique réaliste d'une région océanique donnée, en l'occurrence la mer du Labrador, et de vérifier sa justesse et sa précision en s'appuyant sur les données et la littérature existant sur le sujet.

2 Matériels et méthodes

2.1 Caractéristiques de la zone d'étude

La mer du Labrador constitue une partie du bassin Nord-Atlantique subpolaire. D'une superficie d'environ un million de kilomètres carrés (km²), elle s'étend entre le Groënland et la péninsule du Labrador (Québec, Canada) qui lui a donné son nom, soit approximativement entre 55 et 65 degrés de latitude environ. D'une manière globale, elle prend la forme d'un large couloir profond - pouvant dépasser les 3000 mètres de profondeur, bordé par deux plateaux continentaux de plusieurs centaines de kilomètres (fig. 1). Cette géographie et cette bathymétrie très ouvertes en font une mer dite *bordière*, c'est-à-dire qu'elle est pleinement intégrée dans le régime de circulation de l'océan Atlantique.

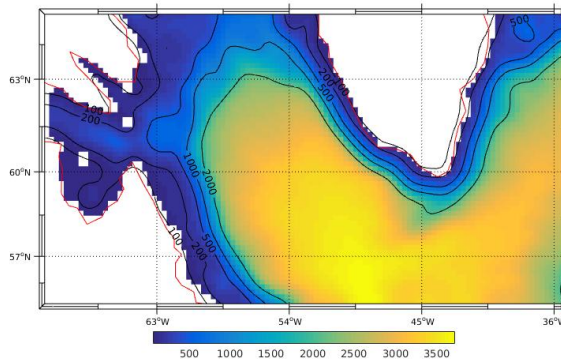


FIGURE 1 – Carte bathymétrique de la mer du Labrador générée avec le croco-tool *make-grid.m*, en amont de la simulation.

De plus, cette mer présente la spécificité d'être située juste en-dessous du cercle polaire boréal. De ce fait, elle est soumise à un climat rigoureux, marqué notamment par la rencontre des vents

de Sud-Est polaires très froids et secs, avec les vents d'Ouest océaniques tempérés plus chauds et humides. A ce régime de vents particulier s'ajoute des flux d'eau douce relativement importants, provenant notamment de la calotte glaciaire du Groënland ; et la banquise Arctique qui atteint en hiver les limites septentrionales de la mer du Labrador, lors de son extension maximale. Pour toutes ces raisons, d'importants gradients thermohalins [5] sont observés dans les masses d'eau en présence.

2.2 Le modèle CROCO et les équations de conservation

Il existe de très nombreux modèles dont le but principal est de décrire des processus physiques océaniques, côtiers ou hauturiers (Echanges de chaleur, transport de vorticité, mouvement...). Dans le cadre de cette étude, le modèle utilisé est CROCO, pour *Coastal and Regional Ocean COmmunity model*. Il s'agit d'une version parente du modèle Nord-Américain nommé ROMS, pour *Regional Ocean Modeling System*. Le travail de calcul du modèle CROCO est basé sur la résolution numérique des équations de conservation primitives - c'est-à-dire en coordonnées cartésiennes (x,y,z), héritées de la mécanique des fluides. Les programmes de résolution de ces équations et de simulation sont écrits puis compilés en langage Fortran, tandis que les outils de paramétrisation en amont et de visualisation graphique en aval (les croco-tools) sont écrits en langage MATLAB.

Premièrement, les équations de Navier-Stokes décrivent la conservation de la quantité de mouvement. Elles sont exprimées selon plusieurs hypothèses :

L'approximation de Boussinesq, qui implique d'exprimer la masse volumique du fluide comme un faible bruit autour d'une valeur de référence ($\rho_0 + \rho'$, $\rho_0 \gg \rho'$). Cela permet de considérer seulement la masse volumique de référence dans les équations, à l'exception de l'équation hydrostatique (sur la verticale z) qui admet un gradient vertical de densité de l'eau.

La fermeture turbulente de Reynolds, qui considère un écoulement moyen en éliminant mathématiquement les fluctuations.

L'hypothèse hydrostatique, qui limite les forces sur la verticale à la pesanteur terrestre et aux forces dues au gradient vertical de pression.

L'approximation des mouvements quasi-horizontaux, qui donne une expression simple de la pseudo-force de Coriolis en repère inertiel : $F_c = (fv, -fu, 0)$ ($f = 2\omega * \sin(Latitude)$: facteur de Coriolis)

L'hypothèse de l'isotropie horizontale du coefficient de viscosité turbulente : $A_x = A_y = A_h$

On obtient finalement le système suivant :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + (\vec{U} \cdot \nabla)u &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + fv + A_H \nabla_H^2 u + A_Z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + (\vec{U} \cdot \nabla)v &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - fu + A_H \nabla_H^2 v + A_Z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z} - g &= 0 \end{aligned} \quad (1)$$

En se déplaçant, la masse d'eau échange de la chaleur avec l'extérieur, ce qui modifie sa température et sa salinité (ou paramètres thermo-halins). Comme la chaleur est une grandeur conservative, il est possible de le formuler ainsi :

$$\begin{aligned}\frac{\partial T}{\partial t} + (\vec{U} \cdot \nabla)T &= A_H \nabla_H^2 T + A_Z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{Q_c}{\rho C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \\ \frac{\partial S}{\partial t} + (\vec{U} \cdot \nabla)S &= A_H \nabla_H^2 S + A_Z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}\end{aligned}\quad (2)$$

L'équation de continuité, quand à elle, explicite la conservation de la masse lors de l'écoulement du fluide. Avec les hypothèses formulées ci-avant, elle s'écrit :

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

Enfin, la masse volumique de l'eau est donnée par un algorithme complexe adopté par l'UNESCO, appelé équation d'état de l'eau de mer IES80. Elle se résume par cette affirmation :

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

2.3 Discrétisation, conditions de stabilité, implémentation à la mer du Labrador

2.3.1 Schéma numérique utilisé

La discrétisation sous-jacente au modèle CROCO est la méthode par laquelle les équations primitives, continues et manipulant des nombres réels, sont approximées par un ensemble de valeurs de taille finie, appelé schéma numérique, grâce à l'établissement d'un pas de temps et d'espace donnés. Dans le cas du modèle CROCO, le plan horizontal (x,y) prend la forme d'une grille curviligne, pour un meilleur calcul des lignes de côtes et frontières. Cette grille suit la norme-C d'Arakawa (fig. 2), où chaque composante de la vitesse est calculée à l'interface entre deux mailles.

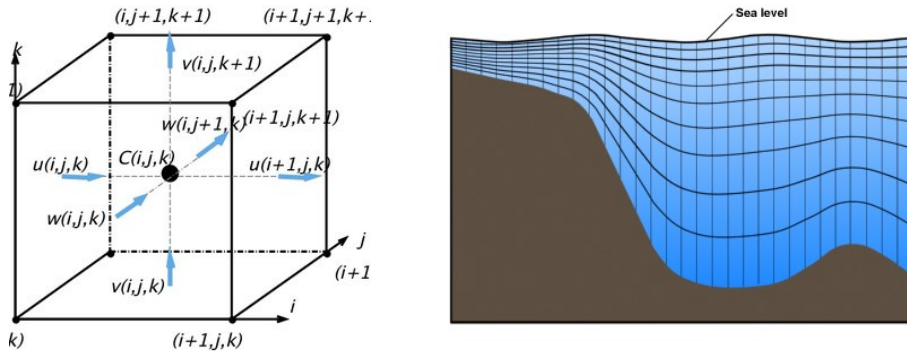


FIGURE 2 – Schémas-types [a] d'une grille d'Arakawa-C en 3-dimensions, et [b] d'une grille de discrétisation en coordonnées-sigma (Researchgate).

Sur la verticale, le système de coordonnées choisi est le repère-sigma (fig. 2). Contrairement au dit repère-z, qui utilise une grille orthonormée indépendante de la bathymétrie, ce système crée une grille qui contient toujours le même nombre de mailles, et dont la taille dépend donc de la profondeur locale. A l'instar de la grille horizontale curviligne, ce découpage présente l'avantage de modéliser précisément le relief sous-marin, mais aussi l'inconvénient d'offrir une faible résolution à de grandes profondeurs, surtout en domaine côtier où la profondeur peut varier de manière importante. Au final, dans le cas présent (tab. 1), la grille s'étend au total de 35° à 70° Ouest, entre 55° et 65° Nord. Les pas d'espace Δ_x et Δ_y mesurent chacun entre 21 (minimum) et 22 km (maximum). Les bords Sud et Ouest constituent les frontières ouvertes du domaine, tandis que les bords Nord et Ouest ont été arbitrairement fermés pour simplifier les calculs (script *crocotools-param.m*).

2.3.2 La simulation climatologique : forçages et conditions-limites

Le modèle CROCO fournit des simulations climatologiques réalistes : les données servant au calcul - par interpolation - des variables de forçage et des conditions-limite proviennent de très grandes bases de données (en l'occurrence, COADS05, de 1784 à 2004), compilant plusieurs siècles de campagnes de mesures in situ, à des endroits de l'Océan différents (script *make-forcing.m*). Au contraire, d'une simulation *en temps réel* ou d'une prévision ("Forecast"), elles ne sont pas actualisées pendant la simulation. Le temps s'écoulant lors d'une simulation CROCO est donc un temps virtuel, où les conditions reflètent plus ou moins justement le climat moyen de la région sur les derniers siècles, d'où l'adjectif 'climatologique'.

Les conditions-limite, quant à elles, sont déterminées à l'aide de la base de données du World Ocean Atlas de 1773 à 2009 ou WOA09, fourni par la NOAA (script *make-clim.m*). Il en existe quatre : les conditions initiales, à la surface, au fond, et aux frontières du domaine. Au fond comme en surface, la vitesse du courant dépend linéairement d'un coefficient de tension, provoqué respectivement par le plancher océanique et par le vent. La température et la salinité sont constantes au fond, et résultent de flux simples (bilan de chaleur, évaporation/précipitations) en surface.

2.3.3 Résolution et conditionnement des pas d'espace et de temps

Une fois les types de grille et de conditions-limite choisis, il est nécessaire de choisir un pas d'espace et de temps reflétant le plus justement possible les processus que l'utilisateur cherche à décrire. Dans le cas de la mer du Labrador, l'objectif premier étant la mise en évidence de structures de grande et de méso-échelle évoluant au cours du temps, il a été choisi de paramétrer la résolution à un tiers de degré géographique. Pour que la simulation soit réaliste et ne donne pas de résultats aberrants, le pas de temps ne se choisit pas arbitrairement, mais doit être lié au pas d'espace et à la résolution du modèle : c'est une condition de stabilité. La vitesse de simulation doit en fait être supérieure ou égale à la vitesse de propagation du phénomène global le plus rapide, à savoir les ondes longues de gravité. Le modèle CROCO utilise pour sa part la condition de Courant-Friedrichs-Levy, ou CFL, qui est la suivante :

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{\sqrt{gh_{max}}} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (5)$$

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{C_I} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (6)$$

Le pas de temps externe Δt_I est en fait une sorte de "sous-pas de temps", décrivant des processus horizontaux, plus rapides et locaux, tels que les vagues par exemple. Le pas de temps interne final vaut 60 fois ce dernier. Pour la présente simulation, Δt_I vaudra donc 2160 secondes, soit un laps de 36 minutes. Pendant les 10 années de simulation, un moyennage des 3 derniers jours obtenus se fera en continu.

Paramètres	Zone d'étude
Longitude	70°W - 35°W
Latitude	55°N - 65°N
Pas d'espace x	21 - 22
Pas d'espace y	21 - 22
Hmax (m)	5000
Frontières ouvertes	Sud - Est
Résolution de la grille	1/3°
LLm - MMm - N	107 - 60 - 32
Ntimes - Nwrt - Navg	1200 - 120 - 120
Δt (s) - NDTFAST	2160 - 60

TABLE 1 – Récapitulatif des paramètres de simulation.

Une fois les paramètres, la grille de discrétisation, les conditions-limite et les forçages implémentés, la compilation de l'ensemble des scripts du modèle (rôle du fichier *jobcomp*) puis une simulation décennale - sur 10 ans, soit 10 x 12 x 30 jours - ont été effectuées à l'aide du cluster de calcul de l'institut Pythéas (fichier *slurm run croco.sh*, commande shell *sbatch*).

3 Résultats de la simulation

3.1 Diagnostic de stabilité du modèle

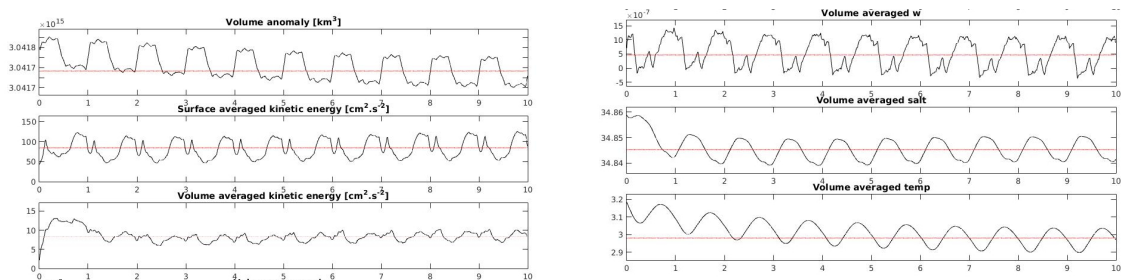


FIGURE 3 – Evolution des variables de diagnostic du modèle, moyennées en volume ou en surface, au cours de la simulation. De haut en bas, de gauche à droite : anomalie de volume dans le bassin, énergie cinétique moyennée en surface puis en volume, vitesse verticale, salinité, température.

Au terme de la simulation, il est indispensable de contrôler l'évolution des variables de diagnostic du modèle (fig. 3). Elles sont appelées ainsi car elles permettent d'appréhender sa phase dite "de spin-up", c'est-à-dire le laps de temps mis par chaque variable pour atteindre un équilibre statistique d'une année sur l'autre. Cette adaptation prend plusieurs années car certains processus océaniques (e.g. circulation profonde, d'où le moyennage au volume) s'établissent à une

échelle séculaire, voire millénaire. D’une manière générale, dans le cas présent, la stabilisation s’opère rapidement (2 à 3 ans), sauf pour l’anomalie de volume et la température moyennée au volume (diminution continue sur 6 ans). Les années climatologiques 7,8,9 et 10 sont donc par la suite considérées comme utilisables.

3.2 Processus et phénomènes observés

3.2.1 Conditions de forçage physiques

Comme mentionné précédemment (c.f. section 2.3.2), de nombreux processus forçages climatiques sont à l’oeuvre au cours de la simulation. Les cartes ainsi générées (*make-forcing.m*) sont cohérentes avec les données mesurées in situ et les modèles météorologiques, mettant en évidence l’établissement de vents d’Ouest ainsi que de vents de Sud-Est polaires longeant la côte orientale du Groënland (fig. 4), dans la partie ouverte de l’océan Atlantique. Contrairement à ces derniers, plutôt stables dans le temps, les vents d’Ouest générés ne perdurent qu’une demi-année à leur intensité maximale. Les données d’irradiance solaire montrent un réchauffement des masses continentales en été, puis un stock de chaleur océanique en hiver.

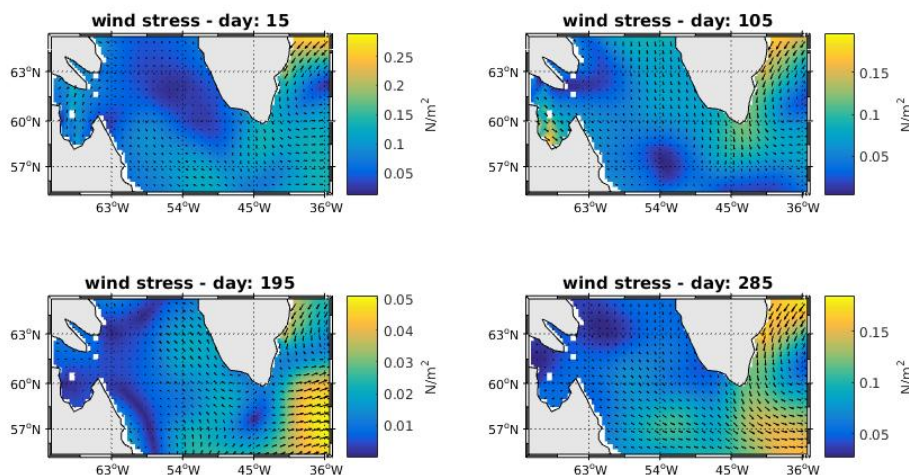


FIGURE 4 – Rendu graphique de la tension de vent (calculée par interpolation à partir de COADS05) à 4 indices de temps (sur une année) espacés de 3 mois sur le domaine de simulation avant l’initialisation du calcul.

3.2.2 Conditions thermo-halines et courants de surface

Afin de visualiser graphiquement les résultats de la simulation, le programme *croco-gui.m* a été utilisé. Dans un premier temps, les conditions thermo-halines observées s’inscrivent dans la continuité des conditions initiales implémentées : elles dépeignent une eau très froide et peu salée au fond de la mer du Labrador, contrastant avec des eaux plus réchauffées et salées dans l’océan ouvert (fig. 5). Cela dit, cette affirmation n’est valable que pour les eaux de surface, car la colonne d’eau s’homogénéise rapidement avec la profondeur.

A ces paramètres thermo-halins s’ajoute un très net gradient de transport d’eau (ou débit volumique dans le cas présent), négatif de la côte vers la zone hauturière. Il se trouve que ce gradient présente une haute corrélation positive avec celui de la hauteur d’eau locale (fig. 6),

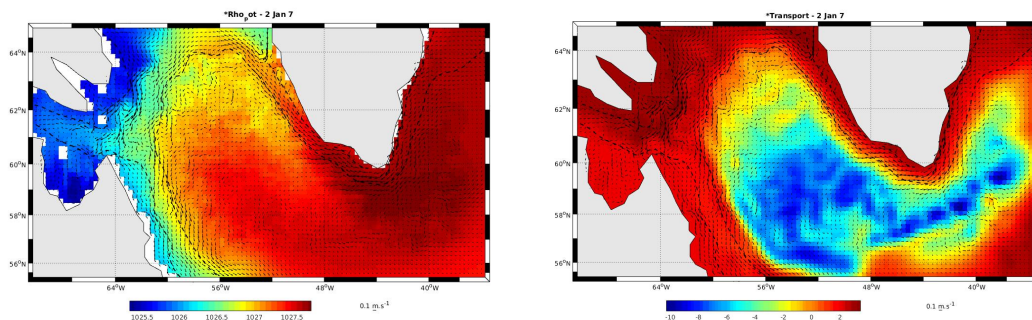


FIGURE 5 – Rendu graphique de la masse volumique potentielle (kg/m^3 et du transport volumique (Sv ou $10^9 \text{ m}^3/\text{s}$) moyennés sur 3 jours, au 02 janvier de l'année 07 de la simulation.

aussi appelé pente de la surface libre. Ces indicateurs sont la signature d'un courant de bord de bassin puissant et stable (ou "Jet") au Groënland et au Labrador, mis en évidence par des vecteurs vitesse superposés aux champs de transport et de pente (vitesse parfois et par endroits de l'ordre du m/s). Si l'ensemble des plateaux continentaux du domaine (qui ont tendance à accélérer les masses d'eau par effet Venturi) sont concernés, c'est le courant du Labrador qui apparaît le plus net, associé à une pente importante, des eaux froides peu salées et un transport d'eau important.

3.3 Fluctuations saisonnières

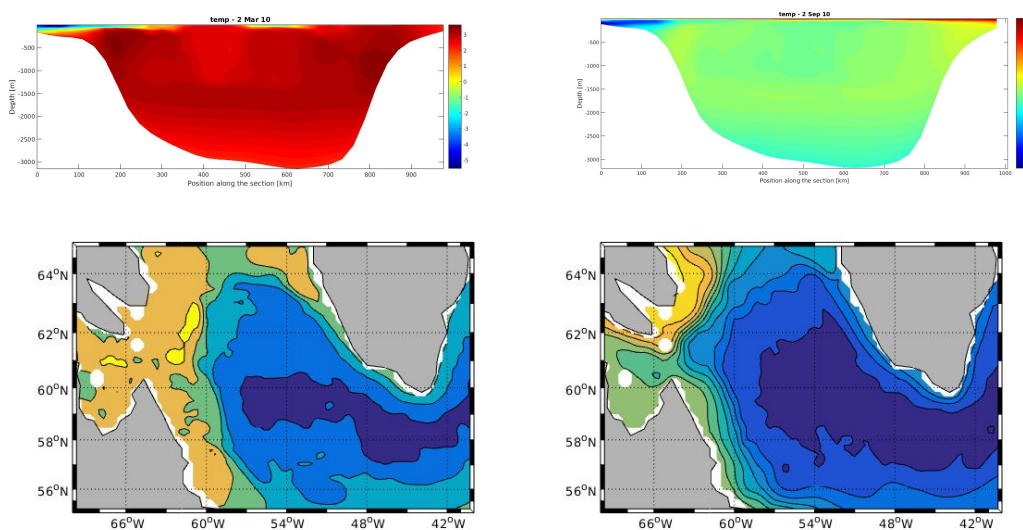


FIGURE 6 – Rendu graphique des différences inter-saisonnières de température et de pente de la surface libre. Colonne de gauche : Mars, Droite : Novembre. En haut : année 10, en bas : année 08.

Un aspect intéressant du régime thermo-halin et courantologique mis en évidence est sa nette variabilité saisonnière (fig. 6, fig. 7). En effet, à partir des données annuelles, il est possible d'identifier deux contextes-types dans la zone : un automne et un hiver où l'eau de surface (et de subsurface) est particulièrement froide (températures négatives) et peu salée (entre 32

et 33 PSU), caractérisés par un courant de bord ouest du Labrador intense et stable ; puis un printemps et un été avec une eau plus salée (environ 35 PSU) et réchauffée (entre 2 et 10 °C), avec un courant du Labrador plus faible et diffus, moins proche de la côte Canadienne. Il est également assez turbulent, et présente même parfois des structures de méso-échelle ressemblant à des débuts de tourbillons.

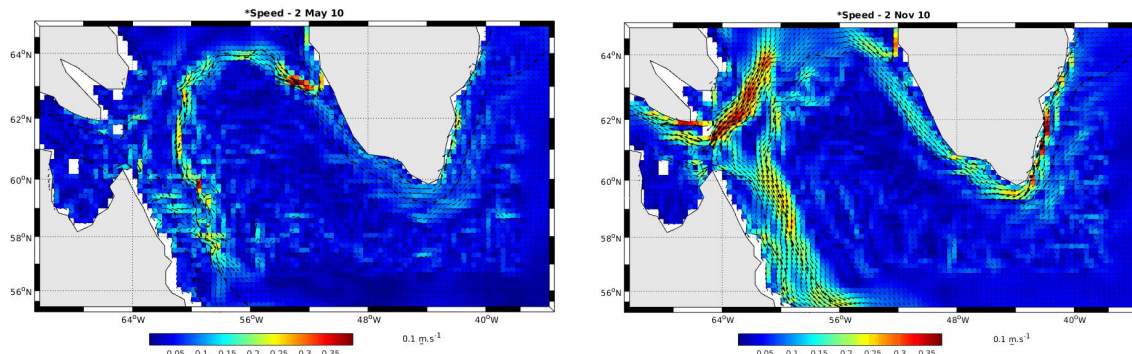


FIGURE 7 – Rendu graphique des différences inter-saisonnières de vitesse du courant sur l'année 10 de la simulation. Gauche : Mai, droite : Novembre.

Toutefois, en dépit de ces résultats, les données de température générées par le modèle atteignent parfois des valeurs extrêmes au plus fort de la saison froide. Elles sont également localisées en espace, dans la région littorale au Nord de la péninsule du Labrador. Ces valeurs extrêmes sont pour la plupart inférieures à -2°C , température la plus froide observée en milieu océanique naturel (océan Austral). Cependant, cette anomalie disparaît le reste de l'année, avec des valeurs comprises entre 2 et 12°C .

4 Discussion et comparaison avec la littérature

Les conditions de forçages climatique initiées avec les bases de données COADS05 et WOA09 en début de simulation dépeignent une quantité de chaleur reçue et la présence d'un régime de vents cohérents, concordant avec les données de simulation provenant d'autres bases climatologiques plus précises, comme GLORYS [5]. Il en va de même pour les variables courantologiques en sortie : un courant de bord Ouest puissant, du même type que le Gulf Stream mais à plus petite échelle, a été mis en évidence : Wang et al. [5] l'appellent notamment le Courant Ouest du Labrador (ou WLC en Anglais, pour *Western Labrador Current*). Large d'une centaine de kilomètres, il coule du Nord-Ouest vers le Sud-Est en direction de l'océan Atlantique. Il s'agit d'un courant de type-"Jet", provoqué par les forçages éoliens locaux et entretenu par un équilibre géostrophique continu. La superposition des vorticités Terrestre (paramètre de Coriolis f) et relative au flux d'eau (cisaillements zonaux des vitesses) est responsable d'une intensification de ce courant sur le bord Ouest du bassin, en l'occurrence la péninsule du Labrador. Pour toutes ces raisons, un transport de masse important est associé à ce courant, de même que des gradients zonaux importants de pression et de masse volumique (pente accentuée de la surface libre).

Concernant les champs de température et de salinité, ceux-ci sont en adéquation avec le régime hydrodynamique en place : du fait de sa provenance, le WLC transporte des masses d'eau froides, issues des calottes glaciaires et de la banquise Arctique, vers les régions tempérées. C'est aussi la raison pour laquelle ces masses d'eau sont peu salées. Ainsi, ces caractéristiques, signature

des masses d'eau des régions polaires, se trouvent accentuées en hiver, et contribuent à renforcer la stabilité et l'intensité du WLC, couplées à l'influence de vents plus soutenus et réguliers [2]. A noter que ce régime de courants est également sous l'influence directe de l'AMOC, ou *North Atlantic Overturning Circulation*, ce qui peut expliquer d'autres fluctuations [5].

Cependant, comme vu précédemment, les données hivernales de température - notamment les minimales - restent insatisfaisantes. Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer cette divergence du modèle : Premièrement, il se peut que les échanges thermodynamiques entre les masses d'eau boréales et les détachements de banquise soient responsable d'une véritable variabilité des paramètres thermo-halins, qui s'ajoutent aux fluctuations ordinaires [1]. L'explication de ce phénomène réside dans le fait que les détachements de la banquise dérivent vers le sud et la Zone de Glaces Marginales (MIZ, pour *Marginal Ice Zone*), et y favorisent l'établissement ou le renforcement de convections profondes : des eaux très denses plongeant vers le plancher océanique. Cette zone est un point-clé de la circulation thermo-haline globale, autrefois appelée "Conveyor-Belt".

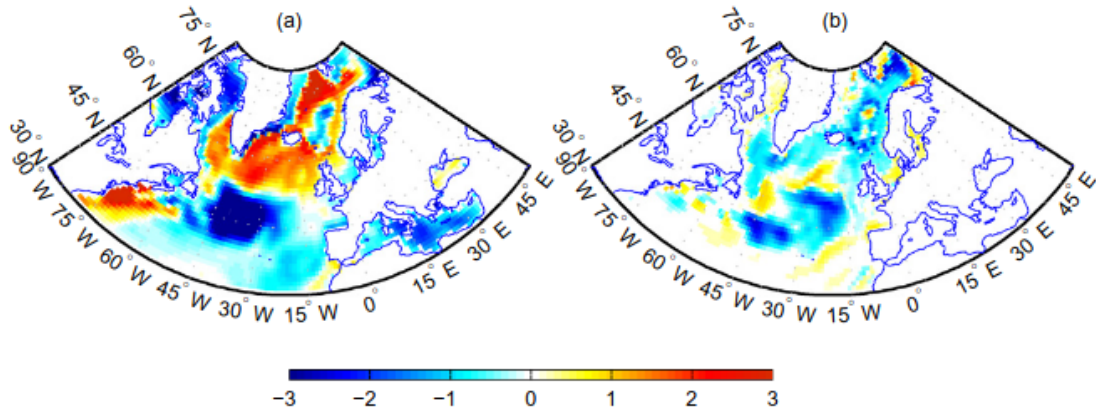


FIGURE 8 – Illustration de l'effet des marées sur la température océanique à l'aide du modèle couplé atmosphère/océan EC-HAM5/MPI-OM. A gauche : différence entre données *in situ* et modèle sans marée. A droite : différence entre modélisation avec et sans marées. Adapté de Müller et al. [4]

Une autre cause possible, est en fait l'action des forces de marées, résultant de l'attraction des astres voisins de la Terre dans le système Solaire, la Lune et le Soleil principalement (fig. 8). Formalisées puis modélisées sous la forme d'une superposition d'ondes longues, leur complexité empêche parfois leur prise en compte dans des simulations se voulant simples et à coût de calcul faible. Cependant, leur rôle dans la dynamique hydrique des bassins est majeur, et même essentiel dans certaines régions océaniques. Dans le cas de la mer du Labrador, le talus continental est éloigné du littoral, ce qui favorise des estrans (distance horizontale entre pleine et basse mer) importants, pouvant atteindre plusieurs kilomètres. La zone est également célèbre pour abriter la baie de Fundy, présentant le plus fort marnage (différence de hauteur d'eau entre pleine et basse mer) au monde, jusqu'à 17 mètres. A ces constats s'ajoute celui que la mer du Labrador est relativement éloignée du point amphidromique de l'Atlantique Nord, où le marnage est nul. Enfin, dans les régions où leur effet est prononcé, les ondes de marée favorisent un mélange plus important de la colonne d'eau [3]. Cet effet de mélange barotrope dû aux marées, associé à des flux de chaleur perturbés [4], peut donc modifier drastiquement la température de la région océanique étudiée, à moyenne et grande échelle.

Il se trouve que le modèle CROCO possède une fonctionnalité permettant une simulation sous l'effet des forces de marée. Pour ce faire, il faut activer l'option "TIDES" (define TIDES) dans le fichier *param.h*. Hormis cette anomalie de température, la simulation s'est donc globalement avérée réaliste sur les plans courantologiques, halins, thermodynamiques et éoliens. D'un point de vue général, la simulation décennale s'est avérée réaliste.

5 Conclusion

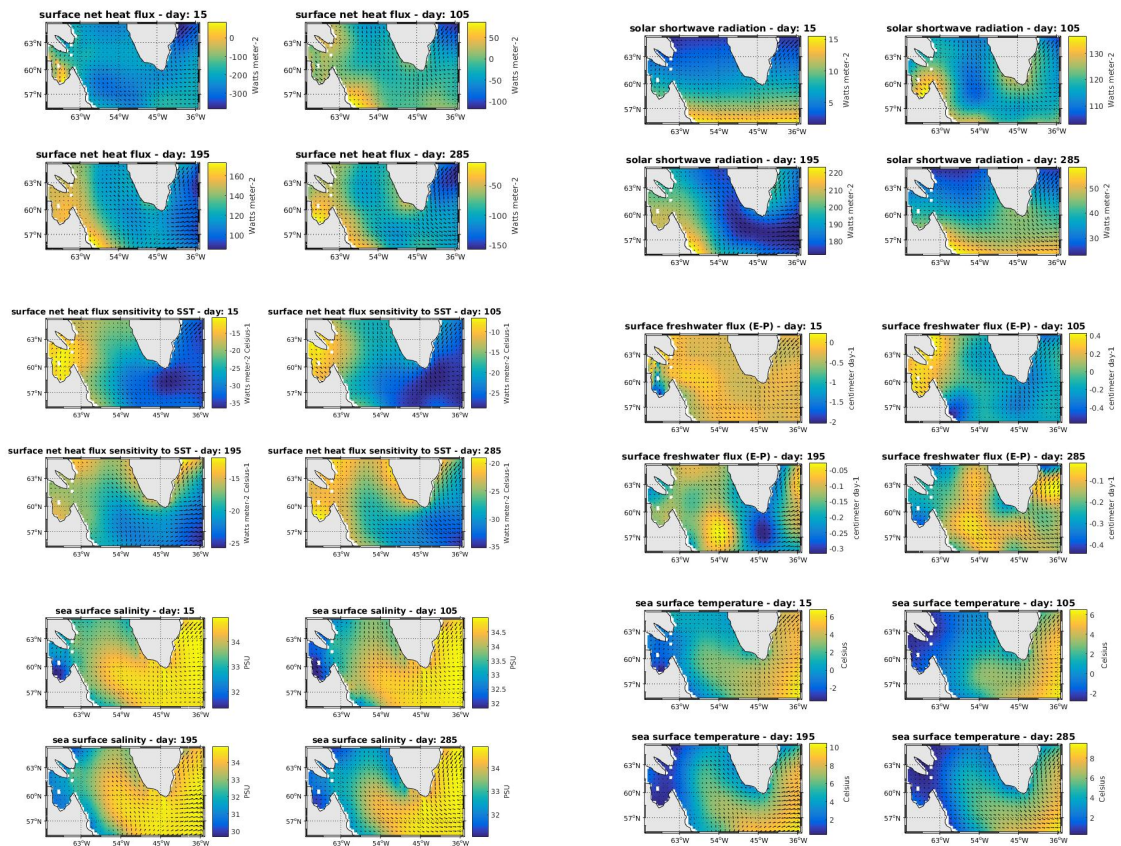
En somme, la mise en oeuvre d'un modèle climatologique réaliste de circulation océanique comme CROCO peut s'avérer être un travail complexe. De nombreuses procédures doivent être réalisées en pleine connaissance de cause, notamment en pré-simulation et en paramétrisation, et dans ce contexte, des résultats fiables reposent systématiquement sur une méthodologie rigoureuse. Ceci fait, les dix années de simulation climatologique en mer du Labrador (et la mise en place des processus modélisés de ce fait) se sont avérés globalement satisfaisants, en mettant en évidence l'ensemble des phénomènes observables *in situ* à l'échelle du bassin. En particulier, une saisonnalité marquée de la circulation de bord continental et de ses paramètres sous-jacents a pu être enregistrée, avec un régime intense et stable en saison froide, plus faible et turbulent en saison chaude.

Toutefois, si la justesse du modèle CROCO a été démontrée à plusieurs égards, ses limites d'application l'on aussi été. En effet, la mer du Labrador est une région soumise à des phénomènes qu'il ne peut décrire de manière fiable : des apports d'eaux provenant de l'inlandsis du Groënland et de la banquise Arctique. Enfin, la non prise en compte des ondes de marée, très importantes dans la région, a entraîné un mauvais calcul de température, responsable probable de valeurs anormalement basses, donc aberrantes, au plus fort de la saison froide. Une nouvelle simulation plus rigoureusement adaptée à la situation locale, en tenant compte de ces deux spécificités, et pourquoi pas avec un autre modèle de circulation, serait idéale.

Références

- [1] Ian Fenty and Patrick Heimbach. Coupled sea ice–ocean-state estimation in the labrador sea and baffin bay. *Journal of Physical Oceanography*, 43(5) :884 – 904, 2013.
- [2] Guoqi Han, Zhaoshi Lu, Zeliang Wang, James Helbig, Nancy Chen, and Brad de Young. Seasonal variability of the labrador current and shelf circulation off newfoundland. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C10), 2008.
- [3] Hyun-Chul Lee, Anthony Rosati, and Michael J. Spelman. Barotropic tidal mixing effects in a coupled climate model : Oceanic conditions in the northern atlantic. *Ocean Modelling*, 11(3) :464–477, 2006.
- [4] M. Müller, H. Haak, J.H. Jungclaus, J. Sündermann, and M. Thomas. The effect of ocean tides on a climate model simulation. *Ocean Modelling*, 35(4) :304–313, 2010.
- [5] Zeliang Wang, David Brickman, Blair J. W. Greenan, and Igor Yashayaev. An abrupt shift in the labrador current system in relation to winter nao events. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(7) :5338–5349, 2016.

ANNEXE I : VARIABLES DE FORCAGES



ANNEXE II : VORTICITE MOYENNE EN HIVER - ANNEE 07 CLIMATOLOGIQUE

