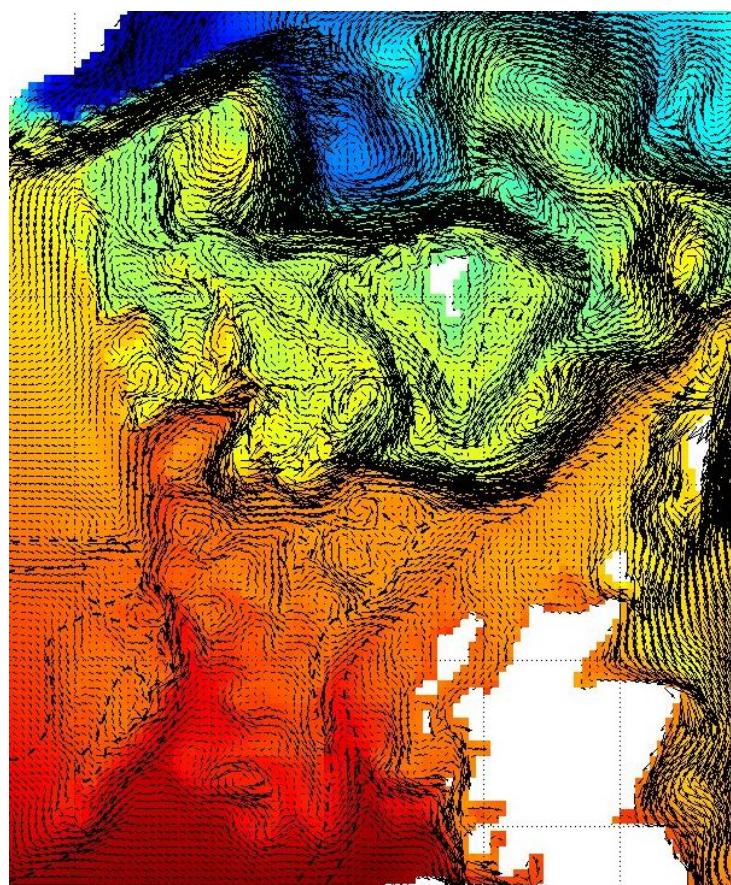


Modélisation 3D Océanique OPB205

Encadré par A.Doglioli

Etude des flux de l'Atlantique Nord vers les
Mers Nordiques entre l'Ecosse et l'Islande à
l'aide du modèle CROCO



Nolan Le Goff

Master 1 sciences de la Mer parcours Océanographie Physique et Biogéochimique, à l'institut Pythéas, à l'Université de Aix-Marseille

Année universitaire : 2024/2025

Date de rendu le 25/04/2025

Résumé

Le passage entre le Groenland et l’Ecosse est une région où s’opèrent les flux entre l’Océan Atlantique et l’Arctique, et donc d’échange de nutriments, de chaleur et de salinité affectant les proportions de banquises et de surcroît les écosystèmes Arctique. Cependant, cette région est contrainte par la Dorsale Groenland-Ecosse modelant une bathymétrie peu profonde et étroite régulant les flux des masses d’eaux à des passages. De plus, la rencontre de deux masses d’eaux de caractéristiques différentes engendre la formation de méandres et de gyres. Pour analyser les processus agissants entre l’Islande et l’Ecosse, un modèle CROCO à haute résolution a été effectué sur une simulation sur 10 ans afin de pouvoir observer les processus saisonniers voire interannuel. Ainsi, il a pu être mis en évidence de deux banches formées par les eaux Atlantique Nord, l’une plus large entre l’Islande et les Iles Féroé passant au-dessus de la Dorsale Islande-Féroé et l’autre plus étroites le long de la côte écossaise passant par le Canal Féroé-Shetland. Cette étude illustre aussi qu’il y à la formation de tourbillons de mésoscale accentué par les variations saisonnières affectant le front entre la Mer de Norvège et l’Atlantique et la bathymétrie mettant en lumière la complexité des flux dans cette région.

Mots-clés : Bathymétrie peu profonde, Dorsale Islande-Féroé, Canal Féroé-Shetland, CROCO, deux branches

Abstract

The passage between Greenland and Scotland is a region where exchanges occur between the Atlantic Ocean and the Arctic, involving the transfer of nutrients, heat, and salinity, which in turn affect sea ice distribution and Arctic ecosystems. However, this region is constrained by the Greenland-Scotland Ridge, which forms a shallow and narrow bathymetry that regulates the flow of water masses through specific passages. Moreover, the meeting of two water masses with differing characteristics leads to the formation of meanders and gyres. To analyze the active processes between Iceland and Scotland, a high-resolution CROCO model was run over a 10-year simulation in order to observe seasonal and even interannual processes. This analysis highlighted two branches formed by North Atlantic waters: one broader branch between Iceland and the Faroe Islands that crosses over the Iceland-Faroe Ridge, and a narrower branch along the Scottish coast that flows through the Faroe-Shetland Channel. The study also illustrates the formation of mesoscale eddies, which are intensified by seasonal variations affecting the front between the Norwegian Sea and the Atlantic, as well as by the bathymetry, shedding light on the complexity of flows in this region.

Keywords: Shallow bathymetry, Iceland-Faroe Ridge, Faroe-Shetland Channel, CROCO, two branches

Table des matières

Introduction	4
Matériel et méthodes	5
1. Equations primitives	5
2. Grilles et boundaries conditions	6
3. Conditions initiales et de frontières	8
4. Caractéristiques du modèle	8
Résultats	9
1. Variables diagnostiques	9
2. Front océanique et variabilité saisonnière	10
3. Flux Atlantique-Mers Nordiques	11
Discussion	12
Conclusion	12

Introduction

L’Ecosse et l’Islande sont séparées par une zone bathymétrique peu profonde et complexe (Figure 1) dû à la présence d’une dorsale, la Dorsale Groenland-Ecosse formant une barrière contraignant le fluide mais ne bloquant pas son passage entre l’Atlantique Nord et les Mers Nordiques (Mer d’Islande, du Groenland, de Norvège et de Barents). La Dorsale Groenland-Ecosse donne naissance à la Dorsale Islande-Féroé entre l’Islande et les Iles Féroé avec une profondeur minimale de 300-500 m, et au Canal Féroé-Shetland séparant l’Ecosse des Iles Féroé, la topographie y est toutefois complexe. Le Canal Féroé–Shetland est restreint par la Dorsale Wyville-Thomson, dont le seuil se situe à environ 600 mètres de profondeur se raccordant au plateau continental écossais. La dorsale rejoint la banque des Féroé, formant un canal étroit et profond entre la banque des Féroé, et les Iles Féroé dont le seuil atteint environ 840 mètres de profondeur, étant le passage le plus profond entre l’Ecosse et l’Islande.

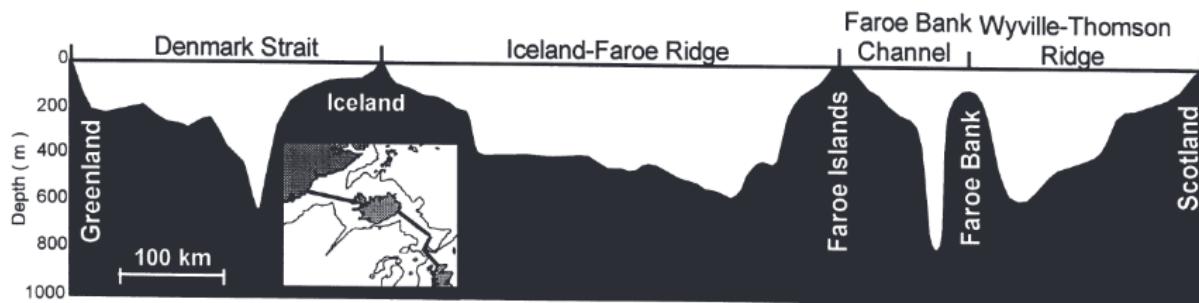


Figure 1. Relief sous-marin induit par la Dorsale Groenland-Ecosse (Hansen & Østerhus, 2000)

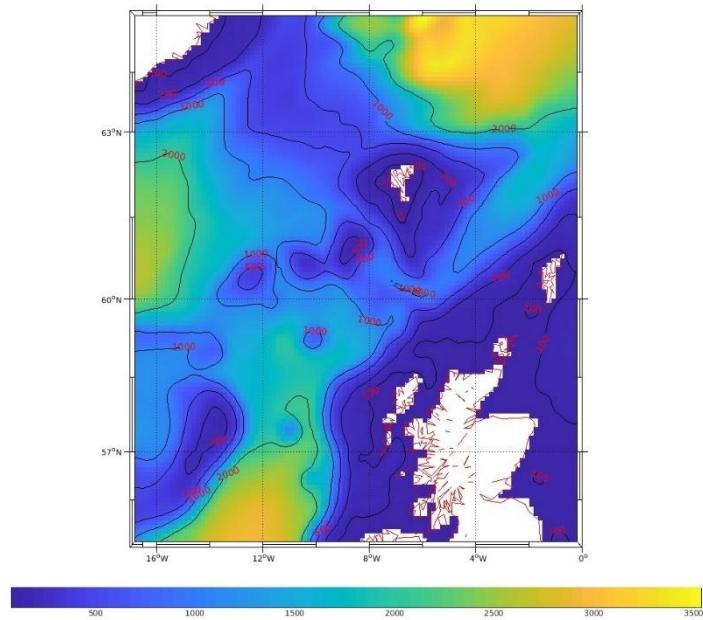


Figure 2. Topographie du modèle (entre l’Islande et l’Ecosse)

Ainsi, les eaux atlantiques (AW), chaudes et salées, pénètrent dans les mers nordiques par la branche de la circulation nord-atlantique, séparée en deux branches, l'une passant entre l'Islande et les Iles Féroé et la seconde branche passant au niveau du Canal Féroé-Shetland. Les masses d'eaux Atlantique chaude et salée rencontre les eaux froides et peu salée des Mers Nordiques se rencontrent dans la région Islande-Féroé formant le front Islande-Féroé contraint par la topographie. L'apport d'eau chaude et salée entrant dans les Mers Nordiques et passant le Détrroit de Fram ont un impact sur les eaux Arctiques, notamment sur la proportion de banquise (Polyakov et al., 2012). Ce flux d'eau Atlantique transporte également des nutriments dans l'Océan Arctique (Torres-Valdés et al., 2013), couplé à l'apport d'eau chaude, ce flux à un impact fort sur les écosystèmes Arctique (Soltwedel et al., 2015).

Au niveau du front Islande-Féroé, la topographie restreinte de cette région couplée aux vents mènent à la formation de tourbillons de méso-échelle dans cette région. En effet, les courants sont accélérés par les vents, plus précisément le jet-stream, cependant en rencontrant le fond peu profond de la région, les masses d'eaux vont être déviées formant de la vorticité engendrant de ce fait des tourbillons de méso-échelle (Poulain et al. 1996a).

Matériel et méthodes

1. Equations primitives

Afin d'établir un modèle océanique, il faut dans un premier temps choisir les équations et les approximations adéquates pour décrire l'évolution et les processus voulues. Ainsi, l'on construit un système d'équations résolus par CROCO, ces équations sont appelées équations primitives et sont décrites dans un système de coordonnées cartésiennes avec Ox orienté positif vers l'Est, Oy orienté positif vers le Nord et Oz orienté négativement vers le fond des bassins et permettent de résoudre ces équations au temps t+1.

Les équations primitives sont les suivantes avec l'approximation d'un fluide incompressible :

Les équations du mouvement représenté par les équations de Navier-Stokes décrivant les mouvements du fluide selon l'horizontale (1), (2) et selon la verticale (3).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + f v - \frac{\partial \bar{u}'u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}'v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{u}'w'}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - f u - \frac{\partial \bar{v}'u'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}'v'}{\partial y} - \frac{\partial \bar{v}'w'}{\partial z} \quad (2)$$

Les équations du mouvement selon la verticale (approximation hydrostatique)

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_0 g \quad (3)$$

Les équations de conservation de chaleur (4) et de sel (5)

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T = -\frac{\partial \overline{(T' u')}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{(T' v')}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{(T' w')}}{\partial z} + \frac{H_c}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} S = -\frac{\partial \overline{(S' u')}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{(S' v')}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{(S' w')}}{\partial z} \quad (5)$$

L'équation de l'état de l'eau de mer (TEOS 10)

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

Les termes u et v représentent les composantes de vitesses sur l'horizontale et w la composante de vitesse sur la verticale, dans l'espace sur les axes x , y et z et en fonction du temps t . La masse volumique correspond à ρ (ρ_0 pour l'approximation de Boussinesq considérant ρ constant). P , T et S représentent respectivement la pression, la température et la salinité. Le terme de la force de Coriolis est f et le terme de force de pesanteur est g . Les trois derniers termes dans les équations (1) et (2) sont associés à la turbulence selon l'horizontale et la verticale. On retrouve des termes similaires, pour la température et la salinité faisant référence au flux turbulents de température et de salinité sur l'horizontale et la verticale. De plus, dans l'équation (4), le dernier terme correspond à l'irradiance solaire en onde courte qui pénètre dans l'océan, avec H_c , le flux solaire incident, C_p , le coefficient de chaleur massique et I , la fraction de flux qui pénètre en profondeur.

2. Grilles et boundaries conditions

Cependant la construction d'un modèle demande des conditions limites nécessitant un forçage aux frontières. Ainsi, CROCO utilise une grille décentrée, nommée grille d'Arakawa-C (Figure 2.) afin de discréteriser les équations vues précédemment (les équations primitives), elle est la plus utilisée pour les modèles de circulation océanique générale. Cette grille décalée calcule les vitesses horizontales du fluide aux faces de la maille et les autres variables au centre de la maille

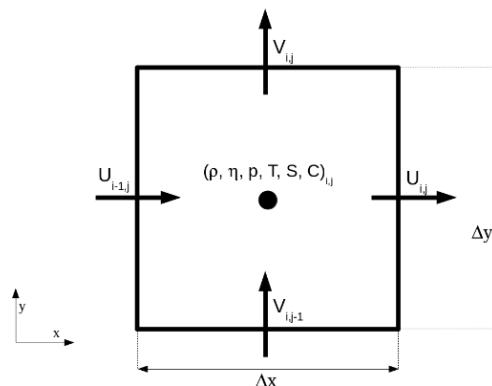


Figure 3. Grille d'Arakawa-C, avec U et V des vitesses calculées au niveau des faces. Les autres variables la masse volumique ρ , le niveau de la surface libre η , la pression p , la température T , la salinité S et la concentration d'un traceur C sont calculées au centre de la maille.

Discrétisation selon une grille d'Arakawa C

$$\frac{C_i^{n+1} - C_i^n}{\Delta t} = - \frac{U_i^n C_{i+\frac{1}{2}}^n - U_{i-1}^n C_{i-\frac{1}{2}}^n}{\Delta x} \quad (7)$$

L'intérêt de la grille d'Arakawa-C (Figure 2.) est qu'elle permette une discrétisation conservative. La résolution du modèle dépend de la résolution spatiale et de la résolution temporelle, il est nécessaire pour la stabilité d'un schème numérique qu'il respecte le critère de stabilité CFL (Courant-Friedrichs-Levy) de telle façon qu'un processus ne se propage pas de plus d'une maille à chaque pas de temps Δt et pas de grille Δx .

Critère CFL avec C le nombre de courant

$$\mathcal{C} = \frac{u \Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad (8)$$

Cependant en océanographie, les ondes de gravité longues sont les processus les plus rapide que l'on modélise donc on se base sur leur vitesse de propagation pour déterminer le pas de temps.

$$\Delta t \leq \frac{1}{\sqrt{g h_{max}}} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}} \quad \text{Calcul du pas de temps pour le cas des ondes longues de gravité en prenant } h_{max}, \text{ la profondeur arrondie au supérieur, par mesure de sécurité pour le calcul de critère CFL}$$

(9)

Les vitesses verticales sont calculées à partir de coordonnées σ généralisées (Figure 3.), ces coordonnées ont pour avantage de suivre la topographie du fond et en surface en conservant le nombre de mailles sur la verticale, augmentant la résolution en surface et en profondeur notamment lorsqu'il y a des fortes variations de reliefs.

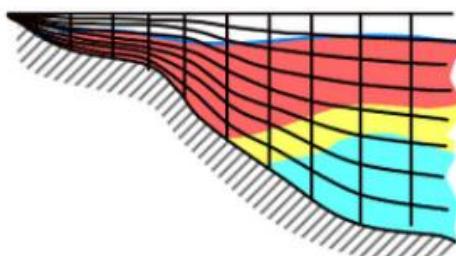


Figure 4. Coordonnées σ généralisées, avec les différentes masses d'eaux représentées par différentes couleurs (www.crwr.utexas.edu/hodges/papers/hydrodynamical-modeling.html)

3. Conditions initiales et de frontières

Pour pouvoir construire un modèle, il faut le premier et le dernier point de calcul nécessaire au forçage du modèle afin d'initier et de finir la simulation du modèle qui sont déterminés par les conditions aux frontières. Dans CROCOTOOLS, il y a 3 scripts Matlab permettant de mettre en place ces conditions de frontières. Le script make_grid.m, est le premier fichier à exécuter afin de mettre en place la bathymétrie et d'édition le masque du modèle, le script make_forcing.m, crée le forçage à la surface (tension du vent en surface, flux de chaleur en surface, flux d'eau douce en surface), et le dernier script, make_clim.m, créant les conditions initiales et les conditions limites (température, salinité, SST et les courants).

Ces scripts nous fournissent 5 fichiers netcdf

make_forcing : croco_frc.nc, croco_od.nc

make_grid : croco_grid.nc

make_clim : croco_ini.nc et croco_clim.nc

Les données utilisées par ces scripts proviennent des datasets de ETOPO permettant la modélisation de la topographie, de la bathymétrie et du littoral provenant d'ensembles de données régionaux et mondiaux permettant un rendu à haute résolution de la surface de la Terre (make_grid.m), de ICOADS (International comprehensive Ocean-Atmosphere data set) spécialisés dans la collection de données à l'interface océan atmosphère sur 3 siècles de données de surface océaniques annuelles et à des données mensuelles depuis 1800 (make_forcing.m), WOA09 (World Ocean Atlas 2009) est ensemble de données climatologiques et de mesures océanographique (UAO, température, salinité, sels nutritifs,...) de 50 ans de campagnes océanographique sur des mailles de grille de 1°, (make_clim.m).

Pour initier le modèle, on fixe les coordonnées à l'aide de ad_findgeocoord.m nécessaire pour le positionnement de notre modèle sur la Terre. Le script crocotools_param.m nous permet de modifier les coordonnées géographiques de la zone choisit, la résolution et horizontale et le nombre de niveaux verticaux pour le modèle. Il faut également définir si l'on se place dans des frontières ouvertes ou fermées avec le script param.h et cppdefs.h afin de paramétriser la nouvelle configuration, notamment de choisir sous quelle approche l'on veut modéliser la fermeture turbulente, par défaut ce sera Large et al., (1994) noté KPP, mais pour les modèles à basse résolution ce sera l'approche de Smagorinsky (1963) qui sera recommandé.

4. Caractéristiques du modèle

La zone géographique a été positionnée entre l'Ecosse et l'Islande pour l'étude des flux reliant l'Atlantique Nord et les Mers Nordiques impacté par le relief de cette zone en raison de la présence des îles Féroé, ainsi que pour observer le front séparant les deux masses d'eaux.

Tableau 1. Coordonnées de la zone d'étude du modèle (Islande-Ecosse)

Longitude minimale	Longitude maximale	Latitude minimale	Latitude maximale
-17 °W	0°W	55°N	65°N

La taille de mon modèle n'a pas permis une meilleure résolution, le temps de simulation s'avéré trop long d'après des tests effectués sur 1 an de simulation pour des résolutions de 1/12 et de 1/8. LLm et MMm représente le nombre de mailles sur l'horizontale. dxmin, dymin, dxmax et dymax représente la taille des mailles en km sur l'horizontale. Et N représente le nombre de maille sur la verticale en coordonnées σ généralisées.

Tableau 2. Paramètres de la grille du modèle (Islande-Ecosse)

LLm	MMm	dxmin (en km)	dymin (en km)	dxmax (en km)	dymax (en km)	Résolution	N
101	120	7.8264	7.8574	10.6239	10.6112	1/6	32

Il faut ensuite déterminer le pas de temps respectant le critère CFL du modèle à partir de l'équation (9) et vérifiant l'équation (8) effectuer à l'aide du script ad_cfl.m afin de déterminer le pas de temps interne et le pas de temps externe (noté DT avec DTE un multiple de 6 ou de 12), la durée de la simulation (NTIMES) et la fréquence de sauvegarde des sorties instantanées, moyennées et pour relancer le modèle (respectivement NWRT, NAVG et NRST).

Tableau 3. Paramètres de temps du modèle

NDTFAST	DT	NTIMES	NWRT	NRST	NAVG
60	720	3600	3600	3600	360

Résultats

1. Variables diagnostiques

Afin, de déterminer la viabilité du modèle, on utilise le script croco_diags.m et plot_diags.m afin d'obtenir un graphique des variables diagnostique et de la moyenne des variables diagnostiques. Ainsi, il faut regarder si les variables diagnostiques se stabilisent et à partir de quand elles deviennent stables, temps de spin-up. Pour déterminer ce temps de spin-up on se base sur les valeurs de salinité qui sont les dernières variables à se stabiliser. On peut voir ici (Figure 5), que l'ensemble des variables se stabilisent assez vite, dans les 6 premiers mois, sauf pour la température et la salinité moyennée sur le volume qui mettent environ une année pour se stabiliser. Ce temps de spin-up est indicateur de la période que l'on peut utiliser pour utiliser

notre modèle, ici, étant de 1 an, le modèle ne sera donc étudié qu'après ce seuil de 1 an avant stabilisation.

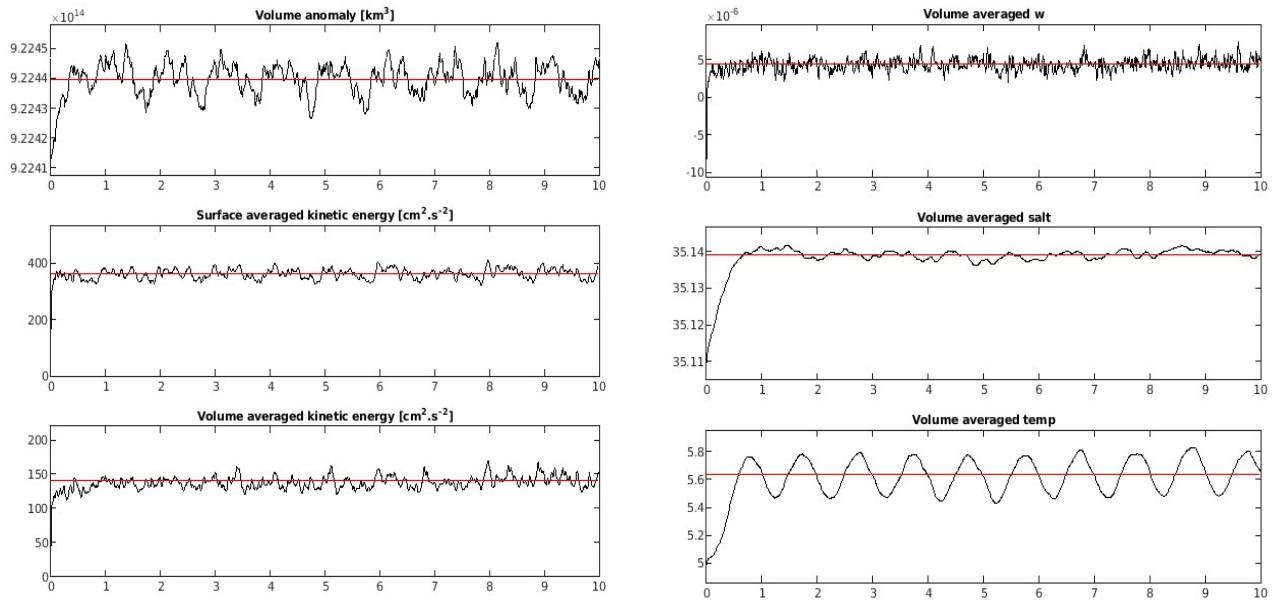


Figure 5. Variables diagnostiques sur l'ensemble de la simulation sur 10 ans

2. Front océanique et variabilité saisonnière

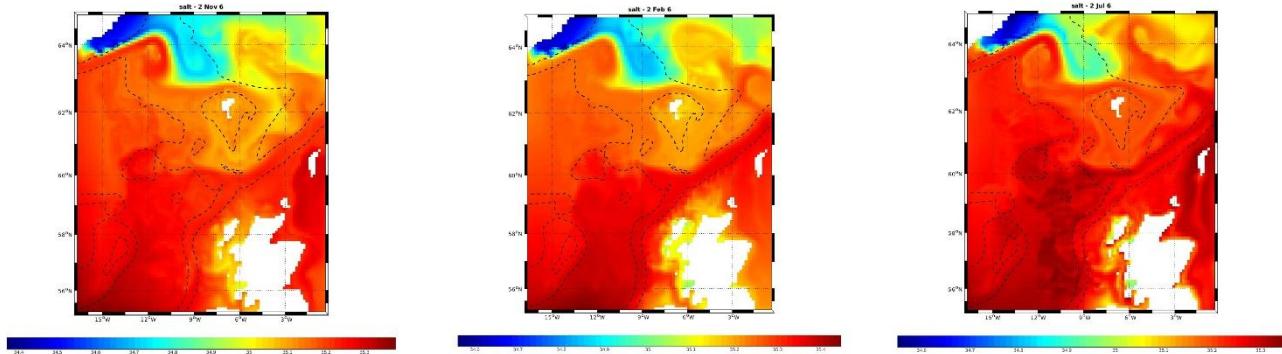


Figure 6. Salinité de surface en novembre, février et en juillet

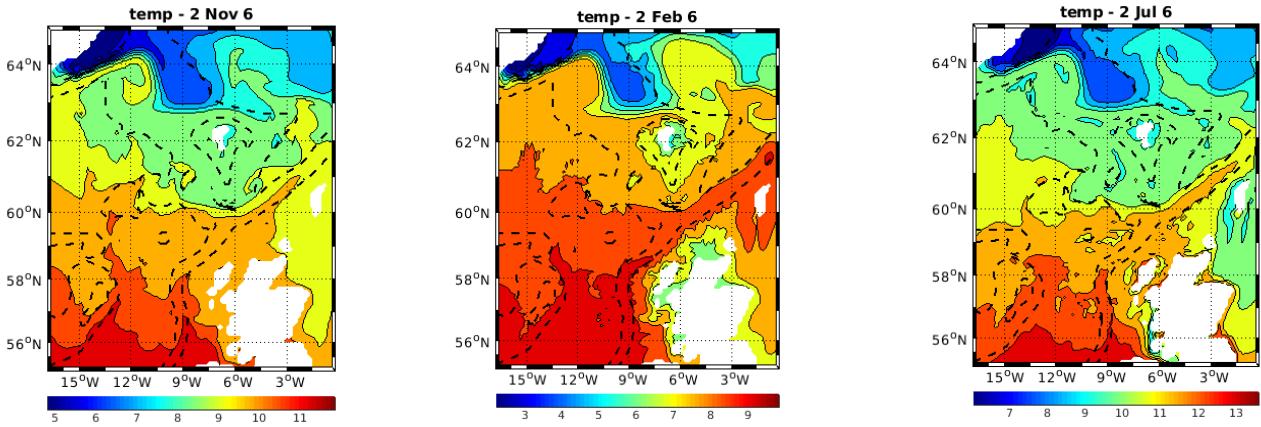


Figure 7. Température de surface en novembre, février et en juillet

Un front se forme lors de la rencontre de deux masses d'eaux de température et salinité très différente en une zone, il est renforcé ou diminué en fonction des saisons. Le front entre les Mers Nordiques et l'Atlantique Nord est nettement identifiable sur les Figure 6 et 7, avec la présence de masses d'eaux froides et peu salées des Mers Nordiques au-delà du passage entre l'Ecosse et l'Islande, et des masses d'eaux plus chaudes et plus salées provenant de l'Atlantique Nord. Ce front mène à la formation de méandres allant jusqu'à former des gyres renforcé par la présence de la topographie étroite. Cependant, malgré le fait que l'on puisse constater une variabilité saisonnière, avec une augmentation de la salinité le long de la côte écossaise en direction du Nord-Est vers le Canal Féroé-Shetland jusqu'à la sortie de celui-ci. On peut constater une augmentation homogène de la température mais avec une saisonnalité bien marquée impactant la température du panache traversant le Canal Féroé-Shetland.

3. Flux Atlantique-Mers Nordiques

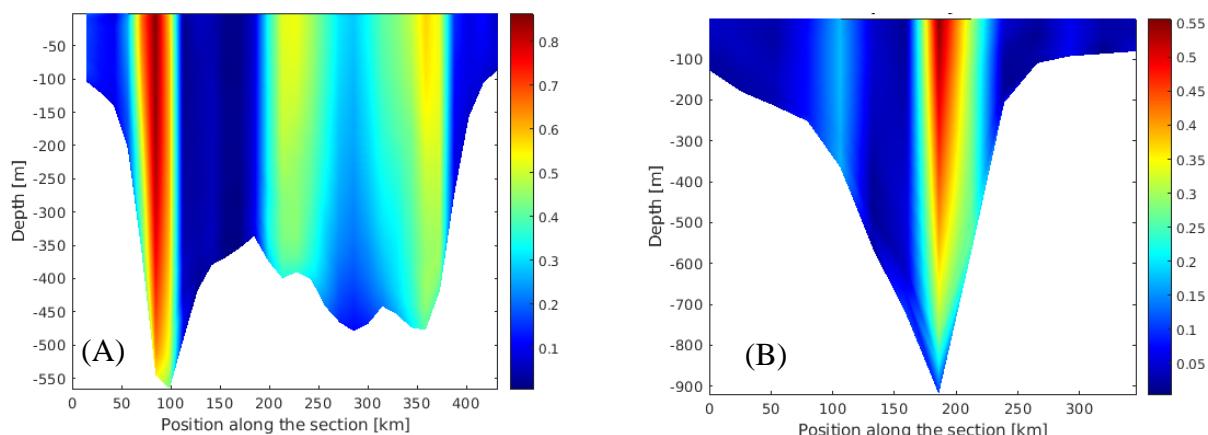


Figure 8 : Transects des vitesses des courants sur la verticale, entre l'Islande et les Iles Féroé (A) et entre les Iles Féroé et l'Ecosse (B)

La topographie particulière et étroite séparant l’Islande de l’Ecosse effectue un pilotage bathymétrique sur les masses d’eaux par la faible profondeur du passage. Sur les figures 8.A et 8.B on peut constater la présence de deux zones dont le courant y est important sur toute la colonne d’eau. Dans le cas de la Figure 8.A on peut constater une hausse légère de la vitesse du courant induit par la présence de la dorsale Islande-Féroé, forcée d’accélérer pour le traverser mais également d’un pic d’accélération au niveau des côtes islandaises, et donc formant une branche plus large. Concernant la figure 8.B, on voit nettement l’augmentation de la vitesse du courant au niveau du Canal Féroé-Shetland, de par sa profondeur le canal laisse l’eau Atlantique traverser en direction des Mers Nordiques, formant une branche plus étroite. Il y a donc deux branches bien distinctes par lesquelles les eaux Atlantiques pénètrent dans les Mers Nordiques.

Discussion

Si l’on compare les résultats des vitesses du modèle avec l’apparition de deux branches formées par les flux de l’Atlantique Nord en direction des Mers Nordiques (Figure 8.A et .B), avec ceux observés à l’aide de bouées dérivantes par Orvik & Niiler (2002). On remarque, la similarité des trajets, l’un au niveau des côtes islandaises et l’autre au niveau du Canal Féroé-Shetland (Figure 9.).

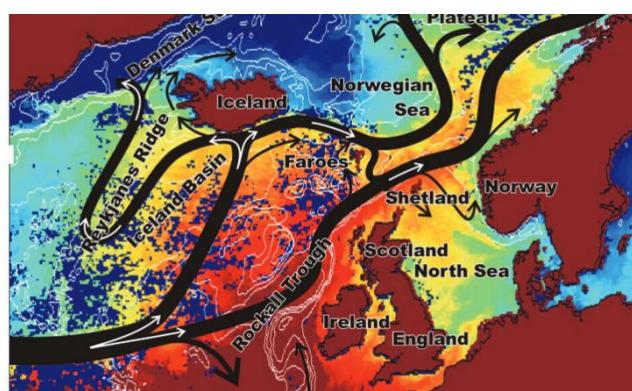


Figure 9. Passage majoritaires des bouées dérivantes en surface (Orvik & Niiler, 2002)

Concernant la branche au niveau du plateau irlando-écossais, l’écoulement rapide se poursuit vers le nord-est, et semble être contraint en un courant de bord piégé par la topographie. Ce courant accélère le long de la côte écossaise en direction du chenal Féroé-Shetland (Burrows et al., 1999), où il entre dans la mer de Norvège. Au large de l’Islande, l’écoulement semble se concentrer en une branche plus large, traverse la dorsale Islande-Féroé près de l’Islande.

De plus, l’apparition de tourbillons est engendrée par ces courants liés à la topographie du fond, renforcé par la saisonnalité et des vents (Jakobsen et al., 2003).

Conclusion

A l’aide du modèle océanique CROCO, il a été possible de construire un modèle à haute résolution, afin d’analyser les processus de pilotage bathymétrique opérant entre l’Islande et

l’Ecosse induit par la bathymétrie particulière de cette région ainsi que les échanges de flux de température et de salinité à l’origine du front entre l’Atlantique et la Mer de Norvège. Il serait intéressant de rajouter dans cette étude le détroit du Danemark afin d’avoir l’entièreté des flux passant de l’Atlantique vers les Mers Nordiques. De plus il faudrait une meilleure résolution pour pouvoir différencier les courants entrants et sortant de l’Atlantique Nord, pour la détermination des apports fournit par celui-ci vers l’Océan Arctique.

Bibliographie

1. Burrows, M., Thorpe, S. A. & Meldrum, D. T. (1999). Dispersion over the Hebridean and Shetland shelves and slopes, *Cont. Shelf Res.*, 19, 49–55.
2. Hansen, B., & Østerhus, S. (2000). North atlantic–nordic seas exchanges. *Progress in oceanography*, 45(2), 109-208.
3. Jakobsen, P. K., Rikergaard, M. H., Quadfasel, D., Schmitt, T. & Hughes, C. W. (2003). Near-surface circulation in the northern North Atlantic as inferred from Lagrangian drifters: Variability from the mesoscale to interannual. *J. Geophys. Res.*, 108, 3251, doi:10.1029/2002JC001554.
4. Large, W. G., McWilliams, J. C., & Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of geophysics*, 32(4), 363-403.
5. Orvik, K. A. & Niiler, P. (2002). Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. *Geophysical research letters*. 29,19,2-1-2-4. doi-org.lama.univ-amu.fr/10.1029/2002GL015002.
6. Polyakov, I. V., Walsh, J. E., & Kwok, R. (2012). Recent Changes of Arctic Multiyear Sea Ice Coverage and the Likely Causes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(2), 145–151. <http://www.jstor.org/stable/26218632>.
7. Poulain, P.M., Warn-Varnas, A., & Niiler, P. (1996a) Near-surface circulation of the Nordic Seas as measured by Lagrangian drifters, *J. Geophys. Res.*, 101, 18,237–18,258.
8. Soltwedel, T., et al. (2015), Natural variability or anthropogenically induced variation? Insights from 15 years of multidisciplinary observations at the Arctic marine LTER site HAUSGARTEN, *Ecol. Indic.* 65, 89–102, doi: 10.1016/j.ecolind.2015.10.001.
9. The University of Texas at Austin. (2025). <http://www.crwr.utexas.edu/hodges/papers/hydrodynamical-modeling.html>
10. Torres-Valdés, S., Tsubouchi, T., Bacon, S., Naveira-Garabato, A. C., Sanders, R., McLaughlin, F. A., Petrie, B., Kattner, G., Azetsu-Scott, K. & Whitledge, T. E. (2013), Export of nutrients from the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 1625–1644, doi:[10.1002/jgrc.20063](https://doi.org/10.1002/jgrc.20063).