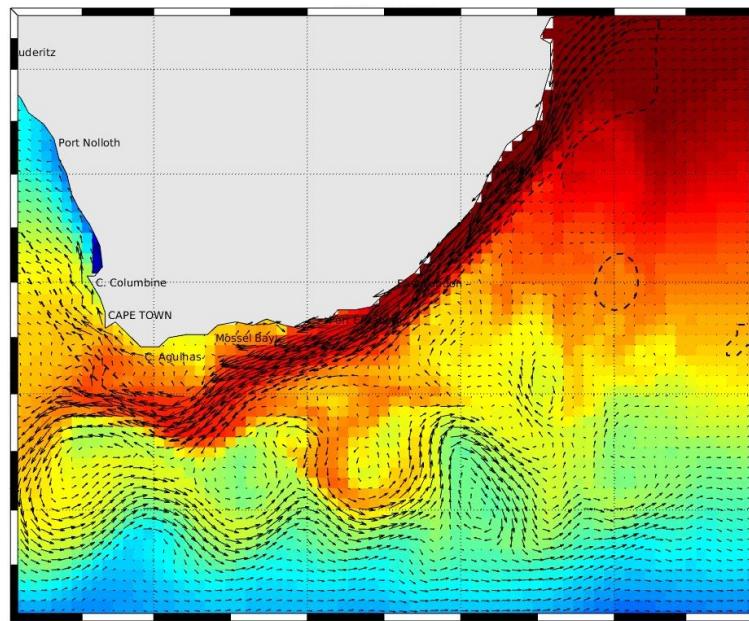


Projet de Modélisation 3D

Léa CRIADO

Date de rendu : 31 mars 2023

Simulation de la rétroflexion du Courant des Aiguilles avec le modèle CROCO



Responsable : Andrea Doglioli
Master d'Océanographie Physique et Biogéochimique
Année 2022 - 2023

Résumé

De nos jours, la modélisation numérique est un outil de plus en plus utilisé dans le cadre de la recherche scientifique. Grâce à son efficacité et sa capacité de calcul, elle permet de représenter un grand nombre de processus environnementaux, et notamment dans la branche de l'océanographie, d'étudier les processus physiques, chimiques et biologiques liés à ce milieu. Le modèle CROCO (Coastal and Regional Ocean CCommunity model) utilisé ici, est un modèle international communautaire développé par plusieurs structures de recherche telles que l'IRD, le CNRS, l'IFREMER et l'INRIA. À l'aide de données fournies par des atlas mondiaux, de nombreuses variables physiques et chimiques ont pu être implémentées au modèle pour une région et une durée de simulation choisie par le simulateur, à savoir ici le courant des Aiguilles au Sud des côtes sud-africaines pour une période de 10 ans. Le résultat de cette simulation dépeint un courant rapide, chaud et salé, provenant des eaux subtropicales et longeant la côte jusqu'à rencontrer les eaux de l'Atlantique et de l'Antarctique, puis retournant en partie vers l'océan Indien. Il devient donc pour ces bassins une source de chaleur et de sel non négligeable à l'échelle globale. Cependant, la basse résolution de la simulation n'a pas permis de refléter certaines variations spatiales de fine échelle, comme observées dans les données de la littérature.

Abstract

Nowadays, numerical modelisation is increasingly used in the context of scientific research. Thanks to its efficiency and its computing power, it can represent a large number of environmental processes, and particularly in the field of oceanography, enable to study physical, chemical and biological marine processes. CROCO is an international community model developed by several research structures such as the IRD, CNRS, IFREMER and INRIA. With the help of data from mondial databases, numerous physical and chemical variables have been implemented for an area and a period of simulation chosen by the user. In this study the area chosen is the great Agulhas Current off the coast of South Africa for a period of time of 10 years. The result of this simulation depicts a strong, warm and salted current from subtropical waters which runs along the coast until it meets Atlantic anc Antarctic waters, and then goes back partially to the Indian Ocean. So it is a significant source of heat and salt for these basins at a global scale. However, the low resolution of the simulation did not enable to reflect some spatial variations at fine scale as observed in literature data.

Table des matières

1	Introduction	1
2	Matériels et Méthodes	2
2.1	Les équations en océanographie	2
2.2	Les hypothèses de notre étude	2
2.3	Les conditions limites et aux frontières	3
2.4	Implémentation à la zone d'étude	3
3	Résultats de la simulation	4
3.1	Diagnostique et stabilité du modèle	4
3.2	Caractéristiques des masses d'eau	5
3.3	Circulation et surélévation	6
4	Discussion et comparaison avec la littérature	7
5	Conclusion	10
	Bibliographie	11
	Annexes	12

1 Introduction

La compréhension des processus physiques et chimiques au sein des océans a été fortement influencée par le développement de la modélisation numérique. En effet, ce n'est qu'au cours du XXème siècle que les avancées technologiques dans le domaine de l'informatique ont permis de modéliser les grands courants océaniques, notamment grâce à l'optimisation du coût et de la puissance de calcul des ordinateurs. Différents modèles sont aujourd'hui utilisés, tels que SYMPHONIE ou ROMS (Regional Oceanic Modeling System), afin de simuler de manière précise et réaliste les courants ainsi qu'un certain nombre de variables thermodynamiques à l'échelle régionale.

L'objectif de ce travail est d'utiliser le modèle de circulation océanique régionale CROCO (Coastal and Regional Ocean CCommunity) pour effectuer une simulation en trois dimensions de la rétroflexion du courant des Aiguilles. CROCO est un modèle de surface libre semi-implicite, utilisant un pas de temps court pour la surélévation et le calcul des moments barotropes, et un pas de temps plus long pour les différents traceurs physico-chimiques et les moments baroclines. Ce nouveau modèle est construit sur la même architecture que le noyau ROMS (version AGRIF) auquel a été ajouté un solveur non hydrostatique, couplant des approches réalistes et idéalistes, et pouvant inclure des données sur l'atmosphère, les ondes de surface, la biogéochimie et la dynamique des sédiments et des écosystèmes. Soutenu par l'IRD, le CNRS et beaucoup d'autres, le projet CROCO, utilisé en France mais également dans plusieurs régions côtières de l'hémisphère Sud, a notamment permis d'apporter de nouveaux éléments de compréhension sur les systèmes d'upwelling d'Afrique du Sud et le courant des Aiguilles (Jullien et al., 2022).

Ce dernier fait l'objet de nombreuses études scientifiques. C'est un courant chaud longeant la côte Est sud-africaine depuis le canal du Mozambique jusqu'au Cap de Bonne-Espérance. Il y rencontre les eaux de l'océan Atlantique, principalement les courants froids du Benguela et Circumpolaire Antarctique. Après avoir décrit une dynamique tourbillonnaire, il effectue une rétroflexion, entraînant la formation des "Agulhas rings" qui se dispersent ensuite dans l'Atlantique Sud. Le reste du courant est dévié de nouveau vers l'océan Indien, et constitue le courant de retour des Aiguilles (Fig.1). De part sa situation géographique ainsi que ses caractéristiques thermodynamiques, il est une source d'eau chaude et salée pour les bassins sud-atlantique et indien, et contribue ainsi à la circulation thermohaline méridionale. Considéré de ce fait comme étant l'un des points-clés de la circulation globale, l'engouement des chercheurs pour cette zone n'a fait que croître durant ces dernières décennies face à son importance à l'échelle mondiale.

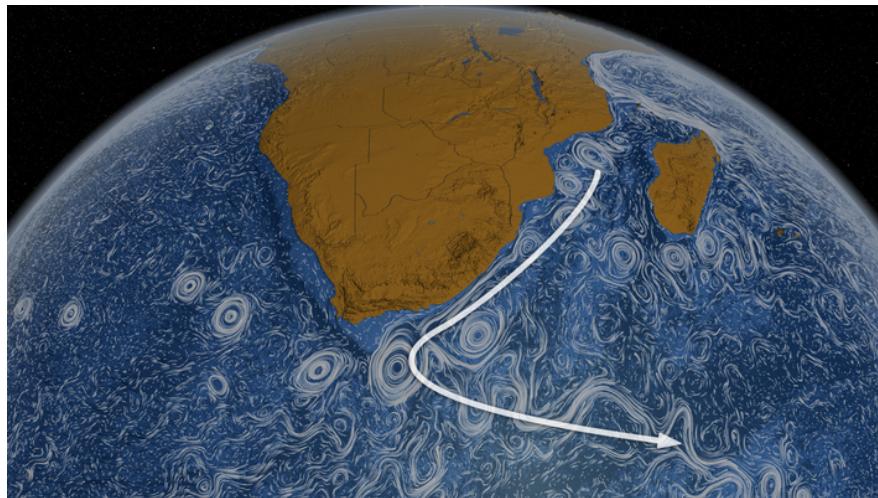


FIGURE 1 : Simulation de la NASA du Courant des Aiguilles (Perpetual Ocean).

2 Matériels et Méthodes

2.1 Les équations en océanographie

Le modèle CROCO permet d'effectuer des simulations océaniques réalistes de différentes grandeurs dans un système de coordonnées cartésiennes comme la vitesse et la direction des courants, mais aussi la température, la salinité, la hauteur de la surface libre et beaucoup d'autres. Pour cela, il s'appuie sur la résolution de différentes équations : (Eq.1) les équations du mouvement (Reynolds Averaged Navier-Stokes), (Eq.2) l'équation de continuité, (Eq.3) les équations de conservation de la chaleur (Eq.4) et du sel, (Eq.5) et l'équation internationale de l'état de l'eau de mer.

$$(1) \quad \frac{\partial u}{\partial t} + (\vec{U} \cdot \nabla)u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + fv + A_H \nabla_H^2 u + A_Z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + (\vec{U} \cdot \nabla)v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - fu + A_H \nabla_H^2 v + A_Z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

$$(2) \quad \nabla \cdot \vec{U} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$(3) \quad \frac{\partial T}{\partial t} + (\vec{U} \cdot \nabla)T = A_H \nabla_H^2 T + A_Z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{Q_c}{\rho C_p} \frac{\partial I}{\partial z}$$

$$(4) \quad \frac{\partial S}{\partial t} + (\vec{U} \cdot \nabla)S = A_H \nabla_H^2 S + A_Z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

$$(5) \quad \rho = \rho(T, S, z)$$

Avec \vec{U} le vecteur vitesse du courant, u et v en sont les composantes horizontales et w la composante verticale. ρ_0 est la masse volumique du fluide, ici constante, P est la pression, T la température, S la salinité, et f correspond au facteur de Coriolis. Enfin les coefficients de viscosité sont notés A_H et A_Z en fonction de leur composante (horizontale ou verticale).

2.2 Les hypothèses de notre étude

Les équations sont résolues dans un plan cartésien en rotation en se basant sur différentes hypothèses. La première hypothèse présentée ici est celle de l'approximation hydrostatique, qui estime que la pression à une profondeur donnée correspond au poids exercé par la colonne d'eau au dessus. L'hypothèse de Boussinesq suppose que les variations de masse volumique sont négligeables, et que le fluide étudié est incompressible : $\rho = \rho_0$.

L'hypothèse de la fermeture newtonienne de la turbulence permet de faire apparaître les termes de turbulence grâce à l'approche de Reynolds qui considère un écoulement moyen. En effet certains termes de turbulence sont indéterminés et rendent les équations du mouvement non résolvables. Les équations de fermeture, qui mettent en relation les flux turbulents et les gradients verticaux des paramètres non turbulents, permettent d'exprimer ces termes indéterminés grâce aux variables calculées par le modèle.

Les termes de tension de Reynolds sont ensuite reliés aux composantes du gradient des vitesses moyennes par Boussinesq, faisant apparaître les coefficients d'échange turbulent (A_x, A_y, A_z). Les variations spatiales de ces coefficients sont négligées, ainsi que les termes de frottement moléculaire, petits devant les termes turbulents. Enfin l'hypothèse de turbulence horizontale isotrope suggère que les coefficients d'échange turbulent sur l'horizontale sont égaux : $A_x = A_y = A_H$.

2.3 Les conditions limites et aux frontières

Pour faire fonctionner le modèle, il existe de nombreux outils : ce sont les Crocotools. Ceux-ci mettent à disposition une grande quantité de données, dont les conditions initiales utilisées par le modèle (courant, surélévation, bathymétrie, température, salinité), mais aussi les conditions de forçage en surface, les conditions aux frontières, ainsi que les caractéristiques de la grille de discréétisation. Ils fonctionnent grâce aux données océanographiques et climatologiques de la WOA (World Ocean Atlas) et de COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), deux bases de données internationales concentrant des données *in situ* collectées lors de campagnes en mer dans tous les océans du globe de 1773 à 2009, et de 1784 à 2004 respectivement. Ces données sont interpolées par le modèle CROCO sur l'ensemble de ces périodes pour donner des conditions initiales et des variables de forçage qui ne varient pas au cours des calculs de la simulation. Au contraire d'une simulation prévisionnelle ("forecast"), cette méthode permet d'illustrer une situation climatologique, où le temps n'est pas associé à une date précise, mais reflète seulement une évolution du climat possible à partir de conditions initiales prédéfinies.

Afin de représenter de la manière la plus fidèle les processus océanographiques liés à la verticale, des conditions limites sont fixées pour chacune des variables. En surface ($z = \eta$), la vitesse du courant dépend des forçages atmosphériques qui entraînent une tension de surface. Les flux de chaleur et de sel sont obtenus en calculant des bilans dépendant pour l'un des flux de chaleurs sensible et latente et d'un coefficient de transfert thermique, et pour l'autre des taux de précipitation et évaporation. Au fond ($z = -h$), la vitesse du courant est contrôlée par les forces de friction exercées par le plancher océanique, et les flux de chaleur et de sel sont considérés nuls.

Quant aux frontières latérales, elles sont considérées ouvertes si elles donnent sur l'océan, ce qui permet de générer de nouveaux calculs de conditions aux frontières de manière régulière grâce aux bases de données introduites plus haut, ou fermées au niveau des côtes. Les flux sont alors considérés comme nuls.

2.4 Implémentation à la zone d'étude

Le choix et la délimitation de la zone d'étude se fait tout d'abord à l'aide de l'exécution du script `ad_fingeocoord` sur Matlab. Les données de localisation sont ensuite entrées dans le fichier `crocotools_param`, qui détermine les paramètres de la grille grâce au script `make_grid`, et les conditions limites et aux frontières grâce aux scripts `make_clim` et `make_forcing`.

Le modèle CROCO utilise par défaut une grille de type Arakawa-C, avec une discréétisation verticale en coordonnées sigma généralisées. Cela renvoie la taille de la grille en fonction des coordonnées cartésiennes (LLm, MMm et N), du pas spatial (Dxmin-Dxmax, Dymin-Dymax). Enfin il est nécessaire de calculer le pas de temps en se basant sur le critère CFL et en fonction de la résolution spatiale, de la durée de la simulation (NTIMES) et de la fréquence de sauvegarde des sorties instantanées (NWRT) et moyennées (NAVG).

Cette partie est effectuée grâce au script `ad_cfl`, qui permet d'imposer une limite de stabilité du modèle en fixant une résolution temporelle selon le choix de résolution spatiale. Or, la simulation de processus à des échelles de temps très différentes complexifie le choix du pas de temps. Une possibilité est d'isoler les processus rapides comme la propagation des ondes longues de gravité des processus lents en leur implémentant un pas de temps plus court. Le script renvoie deux paramètres, le pas de temps interne (dt) qui s'applique aux processus longs simulés dans un modèle 2D, et le pas de temps externe qui s'applique aux processus courts simulés dans un modèle 3D intégré sur la vertical (donné par $NDTFAST = dt/\Delta t_E$). Les limites imposées par la condition CFL pour ces deux pas de temps (Eq.6 et Eq.7) sont données ci-dessous :

$$(6) \quad \Delta t_E \leq \frac{1}{\sqrt{gh_{max}}} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}}$$

$$(7) \quad dt \leq \frac{1}{C_I} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}}$$

Avec h_{max} l'épaisseur maximale de la couche étudiée, et $C_I = \sqrt{g'h'} + u_{max}$, où $g' = \frac{\rho'}{\rho_0}$ est la gravité réduite s'exerçant sur une particule de fluide dans une couche d'épaisseur h' et de densité ρ' à une vitesse maximale notée u_{max} .

Pour cette étude, la durée de simulation a été fixée à 30 jours sur 10 années consécutives. La sauvegarde des sorties instantanée et moyennée se fait tous les trois jours. L'ensemble des paramètres caractéristiques ont été reportés dans le tableau ci-contre (Tab.1).

Paramètres	Zone d'étude
Longitudes	15°E - 40°E
Latitudes	42°S - 25°S
Pas spatial en x	27 - 34
Pas spatial en y	27 - 34
Hmax (en m)	5000
Frontières ouvertes	Sud - Est - Nord - Ouest
Résolution de la grille	1/3°
LLm - MMm - N	74 - 61 - 32
NTIMES - NWRT - NAVG	900 - 90 - 90
dt (en s) - NDTFAST	2880 - 60

TABLE 1 : Paramètres de la simulation.

Les résultats de la simulation peuvent être visualisés grâce au script croco_gui. De même, les diagnostiques des variables moyennées calculées lors de la simulation sont obtenues en exécutant les scripts croco_diags et plot_diags.

3 Résultats de la simulation

3.1 Diagnostique et stabilité du modèle

Ces diagnostiques permettent au simulateur de vérifier que la simulation se stabilise au cours du temps, autrement dit, que les erreurs de calcul ne se propagent pas et ne s'amplifient avec l'avancement de la simulation, mais vont plutôt tendre à s'annuler. En est déduit un temps de "spin-up", correspondant au moment où le modèle (et donc l'ensemble des variables diagnostiquées) s'est stabilisé. Les variables diagnostiquées sont présentées ci-dessous :

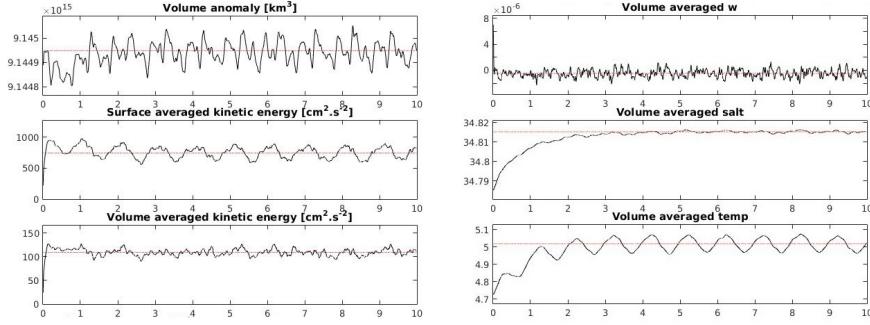


FIGURE 2 : Diagnostiques des variables de la simulation. De haut en bas, de gauche à droite : (a) Anomalie de volume, (b) Énergie cinétique moyennée sur la surface, (c) Énergie cinétique moyennée sur le volume, (d) Volume moyen, (e) Salinité moyennée sur le volume, (f) Température moyennée sur le volume.

L’ensemble des variables semblent être stabilisé à partir de la quatrième année, même si certaines le sont beaucoup plus rapidement. La salinité et la température sont les dernières à se stabiliser complètement (Fig.2). Certaines tendances sont déjà observables sur cette figure. En effet, la salinité, le volume moyen et l’énergie cinétique moyennée sur le volume semblent rester relativement constants tout le long de la simulation après stabilisation, tandis que la température et l’énergie cinétique moyennée sur la surface montrent au contraire une variation saisonnière bien marquée après stabilisation.

3.2 Caractéristiques des masses d’eau

L’ensemble des cartes présentées dans cette section et la suivante sont issues de la simulation de la huitième année, choisie car représentative des conditions environnementales observées après stabilisation des variables calculées. Pour mettre en évidence d’éventuelles variations saisonnières, les variables sont montrées ici à trois périodes différentes de l’année, à savoir en décembre et avril, qui correspondent respectivement au début et à la fin de l’été austral, et en août, où la situation est représentative de l’hiver austral.

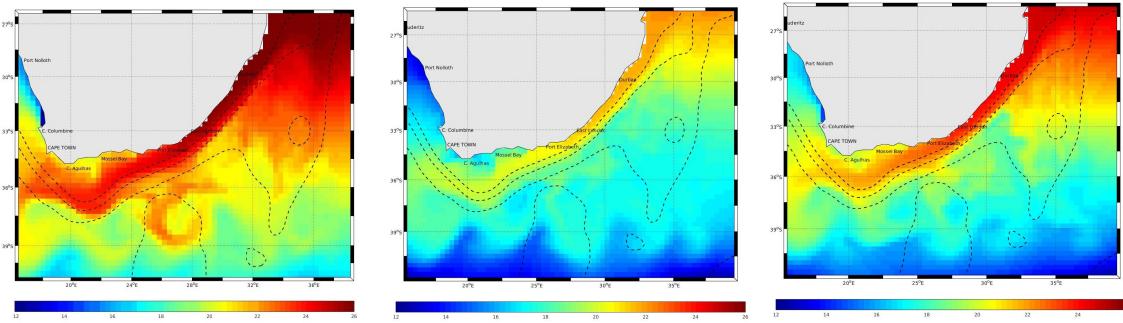


FIGURE 3 : Variations de la température potentielle de surface

La colorbar de la température potentielle a été fixée entre 12 et 26°C sur les trois figures. Au niveau du courant longeant la côte Est sud-africaine et de sa rétroflexion, les valeurs de température varient entre 22 et 26°C en avril, 17 et 22°C en août et enfin entre 18 et 24°C en décembre (Fig.3). La variabilité saisonnière est ici clairement présente, avec des valeurs plus élevées en fin d’été qu’au début, et une baisse significative (entre 4 et 5°C de différence) durant l’hiver.

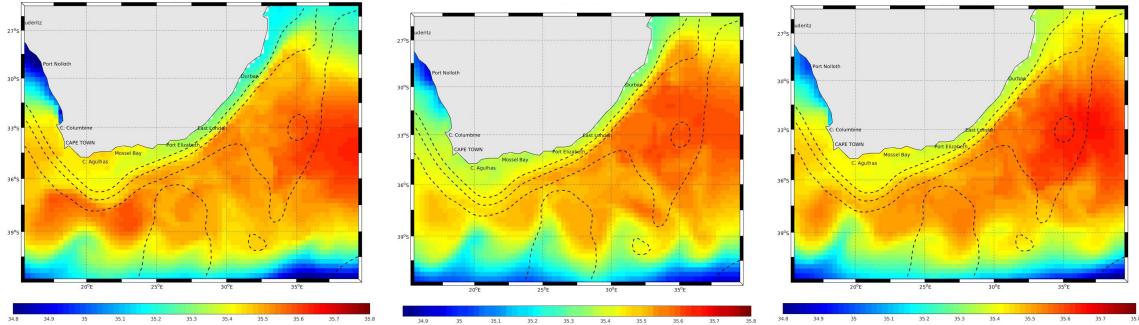


FIGURE 4 : Variations de la salinité de surface

Quant à la salinité de surface, sa variation est comprise entre 34,8 et 35,8 pour les trois figures également. Dans les eaux englobées par le courant des Aiguilles, la salinité varie entre 35,4 et 35,6, mais reste globalement stable tout le long de l'année. Une diminution de 0,1 à 0,2 unité au niveau de la rétroflexion est toutefois observable durant la période hivernale et au début de l'été. Sur les bords externes du courant, les valeurs diminuent également, passant à 35,2 près de la côte Est, et allant jusqu'à 34,9 au Sud du courant (Fig.4).

3.3 Circulation et surélévation

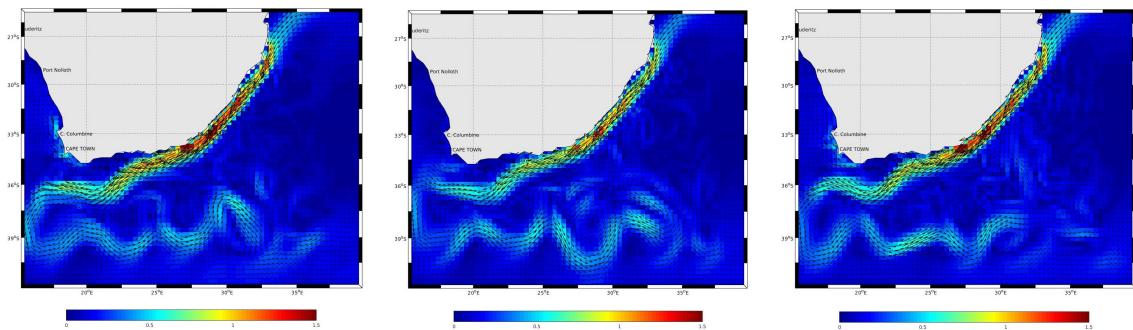


FIGURE 5 : Variations de la vitesse du courant de surface

Les vitesses de surface sont représentées avec des valeurs allant de 0 à 1,5 m/s sur les trois figures. Globalement, celle-ci est comprise entre 1 et 1,5 m/s lorsque le courant longe la côte sud-africaine, entre 0,8 et 0,5 m/s au niveau de la rétroflexion et des méandres formés par le courant retour, et entre 0 et 0,4 m/s partout ailleurs (Fig.5). Là encore, une diminution de 0,2 à 0,3 m/s du courant côtier et de la rétroflexion est observable en hiver.

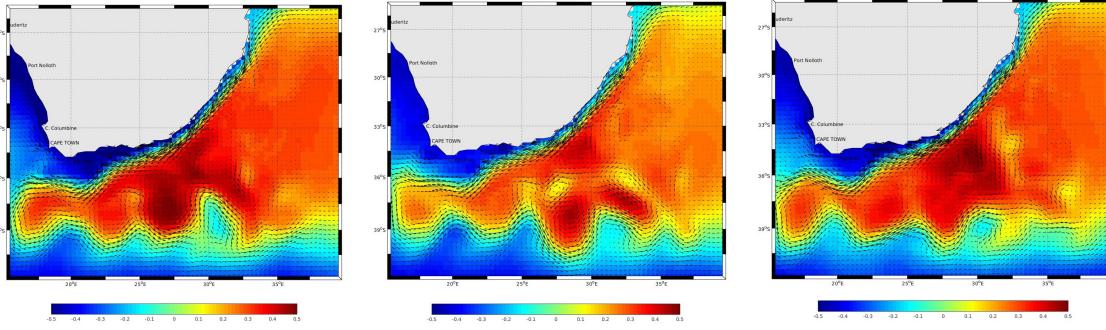


FIGURE 6 : Variations de la surélévation de la surface libre

Enfin, les données de surélévation sont comprises entre -0,5 et +0,5 m, toujours pour les trois figures. Le courant délimite les grandes variations entre les valeurs positives et négatives. Les données positives se situent à l'intérieur de la zone encerclée par le courant, c'est-à-dire à gauche par rapport au sens du courant, et inversement pour les valeurs négatives. Pour les surélévations positives, les valeurs sont généralement comprises entre 0,2 et 0,35 m, avec des pics à 0,4 voire 0,5 m, notamment au niveau des méandres du courant retour. La partie centrale du courant montre des valeurs allant de 0,1 m pour le bord gauche à -0,1 m pour le bord droit. Pour finir, elles diminuent graduellement en s'éloignant du courant, passant de -0,2 m à parfois -0,5 m au large de la côte (Fig.6). Comme pour les autres variables, une légère diminution globale (que ce soit pour les données positives ou négatives) de 0,1 à 0,2 unité est à remarquer durant l'hiver.

4 Discussion et comparaison avec la littérature

Comme dit précédemment, la zone de rencontre du courant des Aiguilles, de l'océan Atlantique et du courant Circumpolaire Antarctique est une région océanographique très singulière et prisée des chercheurs. De nombreux papiers issus de travaux en mer, mais aussi de modèles ont été publiés durant les cinq dernières décennies à son sujet. Le but est ici de discuter de la vraisemblance des résultats de la simulation avec les données récoltées sur le terrain, et de les comparer à d'autres simulations.

L'intervalle observé pour les données de température de surface correspondent assez bien avec les valeurs citées dans la littérature pour cette zone géographique. Cependant, quelques détails sont à examiner. En effet, les variations sur la verticale de température sur les 1000 premiers mètres de profondeur semblent beaucoup plus faibles dans la simulation que pour les données *in situ* (Gordon et al., 1987).

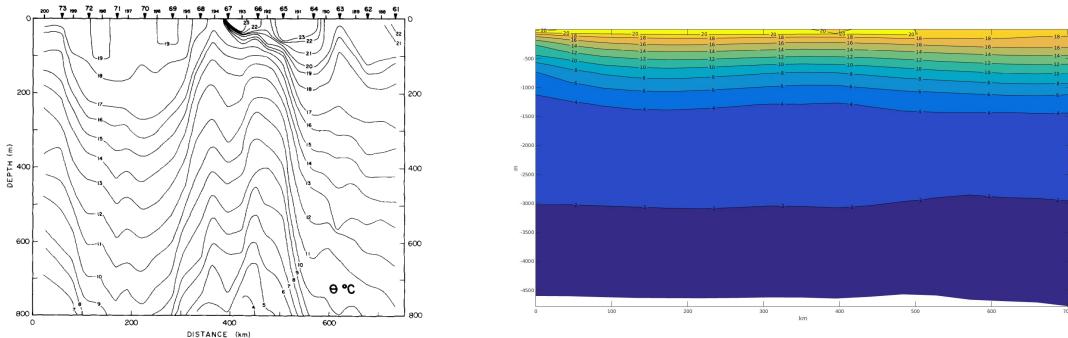


FIGURE 7 : (a) Données CTD des variations verticales de la température potentielle le long d'un transect (Gordon et al., 1987) (b) Variations verticales de la température potentielle simulées le long du même transect

La figure de gauche présente les variations verticales de température potentielle mesurées le long d'un transect entre 15 et 23°E de longitude à une latitude d'environ 38°S. La température semble ici fortement influencée dans les 800 premiers mètres par les méandres du courant en amont de la rétroflexion. Or dans la simulation, il y a bien une diminution de la température avec la profondeur, mais très peu de variations spatiales le long de ce même transect (Fig.7). Une hypothèse pouvant expliquer cette différence est que les forçages éoliens sont sous-estimés dans la simulation, ou bien plus importants durant les périodes de collecte de données de l'étude (entre 1983 et 1986 à différentes périodes de l'année).

Un peu plus en amont du courant, les valeurs de température au large de Durban et de Port Elizabeth mesurées par satellite le 26 août 1985 sont montrées dans la figure ci-dessous (Fig.8). L'intervalle des valeurs de température décrit dans la deuxième figure de température de la partie (3.2) est le même, cependant les données au niveau de Port Elizabeth sont largement plus basses que dans la simulation (16°C dans les données, 21°C dans la simulation). Là encore, une possibilité est que les forçages atmosphériques ne soient pas bien compris. L'influence des vents d'Ouest dans cette zone pourrait expliquer le décalage du courant des Aiguilles de la côte, et donc une remontée d'eau profonde provoquant un refroidissement des eaux de surface. Une autre hypothèse serait de prendre en compte l'influence des marées dans la simulation, cependant cette zone géographique n'est pas reconnue pour subir un marnage important.

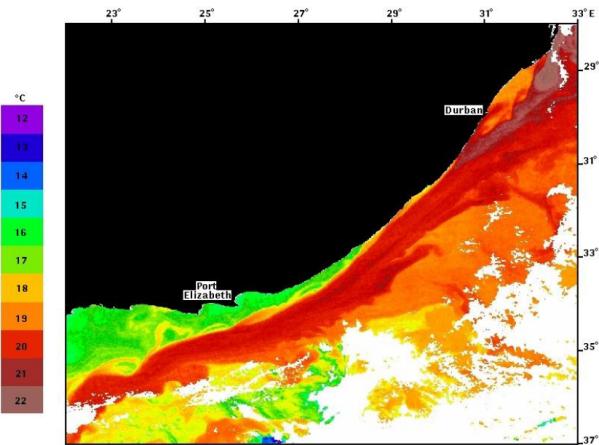


FIGURE 8 : Données satellite de la température de surface mesurée par capteur thermique infrarouge (Lutjeharms, 2007)

Pour la salinité, d'autres simulations climatologiques ont été réalisées pour cette variable, montrant des résultats similaires à ce qui a été observé précédemment (Trott et al., 2021). Dans la figure ci-contre (Fig.9), il est montré que la salinité varie principalement de manière latitudinale, allant d'environ 34,7 à 35,7 unités, ce qui correspond avec les valeurs de la partie (3.2). La distribution spatiale de ces variations semble toutefois plus impactée par les méandres du courant dans le cadre de ce travail. Cela s'explique certainement par le fait que la zone simulée est ici beaucoup plus restreinte et les résultats représentés à plus fine échelle.

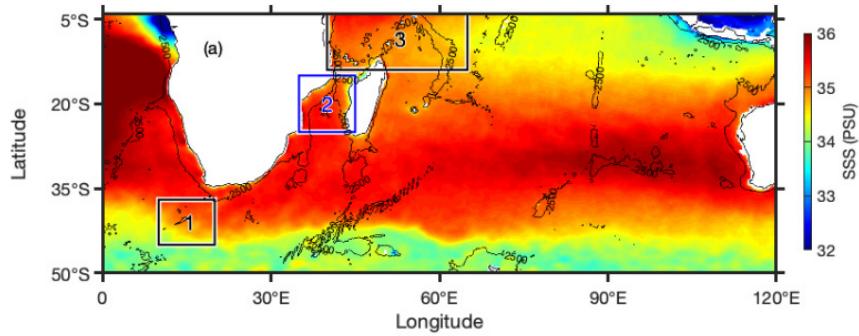


FIGURE 9 : Données climatologiques moyennées de la salinité issues du satellite SMAP (Soil Moisture Active Passive) de la NASA (Trott et al., 2021)

Enfin pour les données de courantologie, l'échelle des valeurs correspond assez bien avec les résultats d'autres simulations. Le modèle SWAN (Ponce de León and Guedes Soares, 2022) montre des valeurs allant de 0 à 1,7 m/s sur l'ensemble du courant, ce qui est légèrement plus important que l'intervalle présenté dans la partie (3.3). Une particularité de cette simulation est que les valeurs de vitesse du courant de surface au niveaux des méandres sont beaucoup plus rapides (entre 1,2 et 2,2 m/s (Fig.10) pour le modèle SWAN contre 0,3 et 0,7 m/s pour le modèle CROCO). Cette particularité est due au fait que le chemin global du courant diffère avec le modèle SWAN. En effet, dans cette simulation, les méandres sont directement alimentés par le courant venant de la côte, tandis que la pointe de la rétroflexion reste approvisionnée de manière secondaire. Or c'est l'inverse qui se produit dans la simulation présentée dans ce rapport, et qui permet d'expliquer de telles différences. Quant à la surélévation, les données climatologiques moyennées à partir des données Copernicus montre des valeurs allant de -0,4 à +0,4 m dans cette région, ce qui corrobore les valeurs de la partie (3.3).

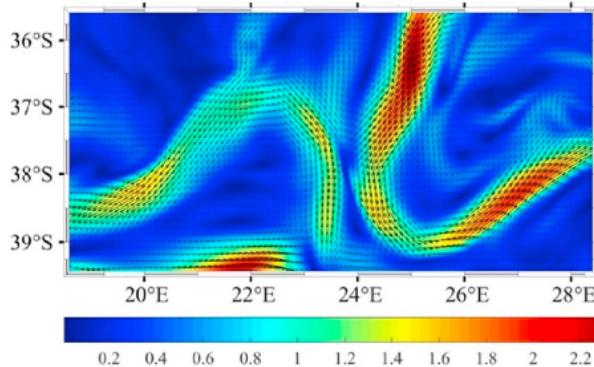


FIGURE 10 : Vitesse au niveau des méandres du courant retour des Aiguilles simulée par le modèle SWAN avec les données Copernicus ("Mercator Ocean Surface current data") (Ponce de León and Guedes Soares, 2022)

5 Conclusion

Grâce à la résolution des équations primitives, l'utilisation du modèle CROCO a permis de retracer globalement les caractéristiques de la zone océanique du courant des Aiguilles, une région côtière très spécifique. Les échelles des variables de la simulation résultantes concordent avec les données *in situ* étudiées ainsi que les simulations issues d'autres modèles. Cependant des discordances apparaissent à plus fine échelle, notamment pour les données de température et de courant. Outre la possibilité que ces différences soient dues à l'usage même du modèle CROCO, qui utilise des conditions initiales climatologiques (notamment pour le calcul des forçages), donc interpolées sur de longues périodes de temps et non pas mesurées, la résolution spatiale de la simulation étant de $1/3^\circ$ seulement, il se peut que les variations de fine échelle n'aient pas pu être représentées. Il serait donc intéressant de lancer une nouvelle simulation à plus haute résolution pour voir si les variations des courants à l'horizontal et sur la verticale se manifestent. En conclusion, le modèle CROCO permet de réaliser des simulations réalistes de manière efficace grâce à sa puissance de calcul, cependant certaines variables peuvent être mal évoluées ou sous-estimées à trop basse résolution.

Bibliographie

- Gordon, A. L., Lutjeharms, J. R., and Gründlingh, M. L. (1987). Stratification and circulation at the agulhas retroflection. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 34(4) :565–599.
- Jullien, S., Caillaud, M., Benshila, R., Bordois, L., Cambon, G., Dufois, F., Dumas, F., Gula, J., Corre, M. L., Gac, S. L., Gentil, S. L., Lemarié, F., Marchesiello, P., Morvan, G., Pianezze, J., and Theetten, S. (2022). Technical and numerical doc - release 1.3. Technical report, IRD - CNRS.
- Lutjeharms, J. R. E. (2007). Three decades of research on the greater agulhas current. *Ocean Science*, 3(1) :129–147.
- Ponce de León, S. and Guedes Soares, C. (2022). Numerical study of the effect of current on waves in the agulhas current retroflection. *Ocean Engineering*, 264 :112333.
- Trott, C. B., Subrahmanyam, B., and Washburn, C. E. (2021). Investigating the response of temperature and salinity in the agulhas current region to enso events. *Remote Sensing*, 13(9).

Annexes

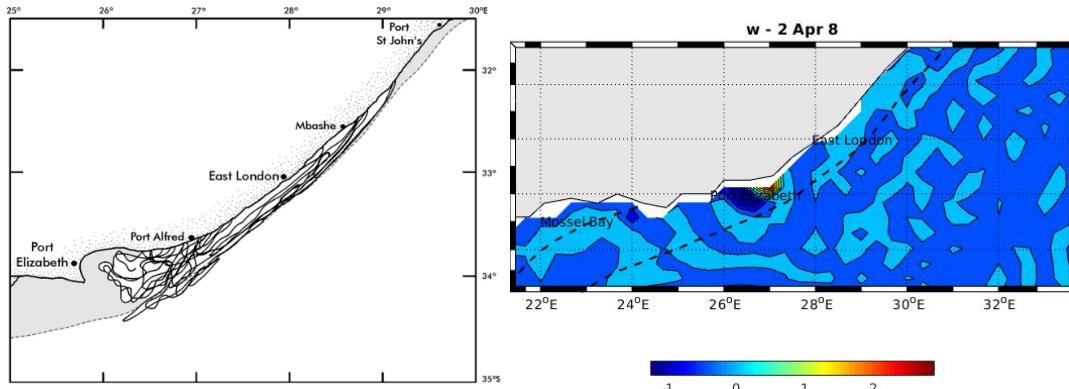


FIGURE 11 : (a) Représentation des eaux issues de l'upwelling au large de Port Alfred (b) Résultat de la simulation des vitesses verticales dans la même zone (Lutjeharms, 2007). Bien que les résultats de la simulation ne soient pas toujours cohérents à fine échelle, la zone d'upwelling a bien été représentée ici.

```

1 close all;clear all
2
3
4
5 fname = '/amuhome/c19004617/modelisation/MYCROCO/Run/SCRATCH/croco_avg_Y8M4.nc'      %on
  récupère le fichier
6 gname = fname
7 vname = 'temp'
8 lonsec=[26 28]
9 latsec=[-35
  -34]
10 tindex=1
11
12 [X,Z,VAR]=get_section(fname,gname,lonsec,latsec,vname,tindex)
13
14 figure(1)
15 contourf(X,Z,VAR,'ShowText','on')
16 xlabel('km')
17 ylabel('m')
18 saveas(1, 'temp_hiv.png')
```

FIGURE 12 : Code Matlab pour tracer le transect des variations verticales de la température potentielle