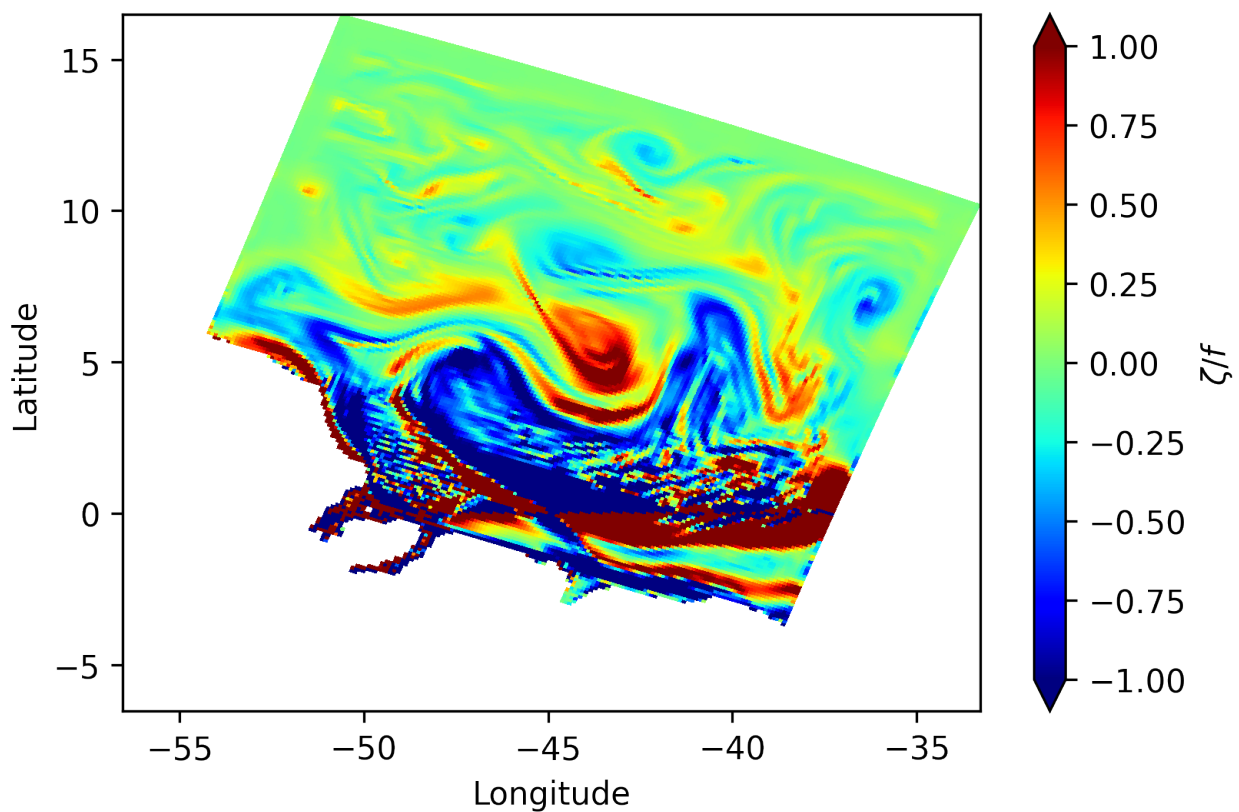


Modélisation Océan Hauturier : Le courant équatorial Nord-Brésil, sa rétroflexion et ses anneaux



Etudiant :
Florian BARGE

Enseignant :
Dr Jonathan GULA

Table des matières

1	Introduction	2
2	Description de la configuration CROCO	2
2.1	Choix de la grille et de la résolution spatiale	2
2.2	Choix des pas de temps barocline et barotrope	3
3	Mise en évidence des courants équatoriaux	4
3.1	Description des courants de surface et de sub-surface	4
3.2	Vitesses des courants	5
3.2.1	Carte des vitesses en surface	5
3.2.2	Section verticale	6
4	À la recherche des anneaux du courant Nord-Brésil	7
4.1	Les tourbillons causés par la réflexion du courant Nord-Brésil	7
4.2	Énergies cinétiques de surface classique & tourbillonnaire	8
4.3	Vorticité relative	9
4.4	Traceurs actifs & SSH	11
5	Conclusion	12
	Table des figures	13

1 Introduction

Pour ce projet de modélisation de l’océan hauturier, j’ai choisi de m’intéresser à la zone située au large des côtes du Nord-Brésil car elle combine plusieurs caractéristiques qui ont suscité mon intérêt. Tout d’abord, étant une zone équatoriale, elle comprend au moins trois courants zonaux importants : les courants équatoriaux de surface nord et sud (orientés vers l’ouest) et le sous-courant équatorial (orienté vers l’est). De plus, une des branches du courant équatorial Sud est contrainte par les côtes brésilienne et alimente ce qu’on appelle le courant Nord-Brésil (CNB). Ce dernier, suivant initialement les côtes brésiliennes, change de direction autour de $6-7^{\circ}\text{N}$ et devient le contre-courant équatorial nord (orienté vers l’est) : c’est la réflexion du courant Nord-Brésil [GARZOLI et al., 2004]. Encore plus intéressant sont les tourbillons créés par cette dernière, appelés les anneaux du CNB, et qui ont tendance à se déplacer vers le nord-ouest sous l’effet du courant équatorial Nord [FRATANTONI et RICHARDSON, 2006]. Enfin, la dernière particularité de cette zone est l’important panache de l’Amazonie, qui a une tendance à s’étendre vers le nord-ouest [FIELD, 2005]. Ainsi, des interactions sont possibles entre ce dernier et les anneaux du CNB.

Pour finir, de toutes ces particularités de la zone au large des côtes du Nord-Brésil, je suis personnellement le plus attiré par la présence des anneaux du courant Nord-Brésil. C’est donc ces derniers que je veux tout particulièrement essayer de modéliser avec le modèle ROMS-CROCO étudié en classe. Il convient de préciser ici que les modèles numériques, tels CROCO, ont souvent du mal à simuler les phénomènes de réflexion [RAMANANTSOA et al., 2021]. Nous verrons si cela est également le cas lors de notre simulation.

2 Description de la configuration CROCO

2.1 Choix de la grille et de la résolution spatiale

Avant de définir une configuration du modèle, il faut délimiter une zone d’étude et définir une grille au sein de cette dernière. Étant contraint par la capacité de calcul des ordinateurs, par le temps de la simulation et par la taille des fichiers de sortie, j’ai choisi de centrer la zone modélisée sur la réflexion du CNB, qui se produit entre $0-10^{\circ}\text{N}$ et $45-55^{\circ}\text{W}$ [FRATANTONI et RICHARDSON, 2006 ; GARZOLI et al., 2004], et sur le détachement des tourbillons associés. Ainsi, la zone modélisée s’étend de 40 jusqu’à 58°W et de -6 jusqu’à 12°N . De plus, pour minimiser la proportion de terre, je l’ai penché selon un angle de 20° pour qu’elle soit un peu près perpendiculaire à la côte brésilienne. Voici en figure 1 la carte de la zone.

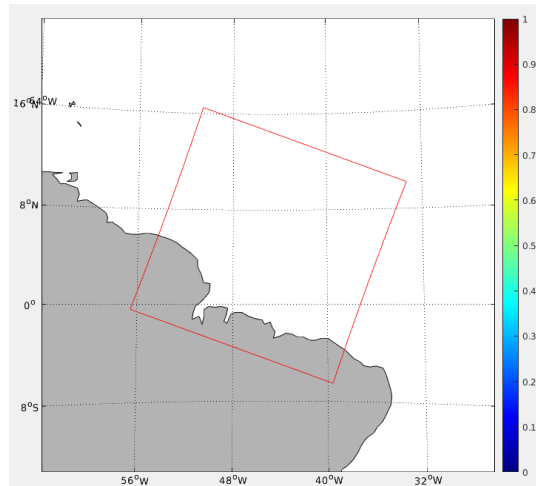


FIGURE 1 – Carte de la zone modélisée

Concernant la grille, j'ai fixé la résolution à 0.1° selon les deux directions zonale et méridienne. Comme ma zone est presque carré (mêmes étendues zonale et méridienne et proche de l'équateur), cette résolution définit un nombre de point égal selon les directions x et y : 179. Il convient ici de préciser que, comme on peut le remarquer sur la figure 1, la frontière sud de ma zone est entièrement hors de l'eau. Cela pose un problème pour le modèle qui calcule à l'initialisation les courants géostrophiques aux niveau des quatre frontières. Ainsi, nous avons enlevé la frontière sud de ces calculs en modifiant à la fois le fichier *crocotools_param* et celui *cppdefs*.

2.2 Choix des pas de temps barocline et barotrope

Maintenant que la grille a été définie, nous pouvons calculer les pas de temps barocline et barotrope maximums pour notre modèle. En effet, CROCO utilise une méthode *split-explicit* qui lui permet de prendre en compte les rapides ondes barotropes en définissant deux pas de temps : un pour la partie barocline Δt_{bc} et un beaucoup plus petit pour les phénomènes barotropes Δt_{bt} . Commençons par calculer le pas de temps barocline, définit par la formule suivante, donnée par la documentation de CROCO :

$$\Delta t_{bc} \leq \alpha \frac{\Delta x}{u_{max}}$$

On sait que CROCO utilise un schéma d'advection spatial de type *upstream* biaisé d'ordre 3. Ainsi, pour ce schéma, la constante α vaut environ 0.871. De plus, comme on ne considère ici que les processus baroclines, on peut prendre une vitesse maximale u_{max} de quelques m/s (application numérique avec $u_{max} = 5 \text{ m/s}$). Enfin, Δx correspond à la résolution de la grille, qui vaut dans notre cas $0.1^\circ \approx 11.1 \text{ km}$ proche de l'équateur. Cette dernière a été choisi en accord avec mon objectif principal qui je rappelle est la modélisation des anneaux du courant Nord-Brésil. Ces tourbillons, formés proche de l'équateur donc dans un endroit où le rayon de déformation est très grand, ont un diamètre important souvent compris entre 100 et 400 km [FRATANTONI et RICHARDSON, 2006]. Une résolution de $1/10^\circ$ devrait donc être bien adaptée. Ainsi, on obtient comme condition sur le pas de temps barocline :

$$\Delta t_{bc} \leq 1933 \text{ s}$$

Concernant le pas de temps barotrope, la formule proposée par la documentation relative au modèle CROCO est la suivante :

$$\Delta t_{bt} \sqrt{gH \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)} \leq 0.89$$

Sur notre zone d'étude, la profondeur maximale H est d'environ 5000 m. En outre, les résolutions zonale et méridienne sont égales donc $\Delta x = \Delta y \approx 11.1 \text{ km}$. On obtient finalement :

$$\Delta t_{bt} \leq 31.5 \text{ s}$$

Nous venons de calculer les deux valeurs critiques des pas de temps à partir desquelles le modèle devrait devenir instable. Or, les critères de stabilité qui en découlent sont très grossiers donc une précaution supplémentaire est de ne pas définir les pas de temps trop proches de ces valeurs limites. Dans notre cas, le modèle ne diverge pas sur un an de simulation pour les valeurs suivantes :

$$\Delta t_{bc} = 400 \text{ s} \text{ \& } \Delta t_{bt} = 6.66 \text{ s}$$

On remarque que les valeurs pratiques sont presque 5 fois plus faibles que celles théoriques. Cela est sûrement dû aux données de topographie et de forçages aux bords utilisées dans cette présente simulation et qui ne sont pas les plus consistantes possibles.

cycle saisonnier du CNB, qui comprend un maximum autour de $36 Sv$ en été (juin-août) et un minimum de $13 Sv$ au printemps (avril-mai) [FRATANTONI et RICHARDSON, 2006 ; GARZOLI et al., 2004]. A l'heure actuelle, nous ne savons pas encore complètement expliquer ces phénomènes de rétroflexion, dont les trois plus connues sont celle du courant des Aiguilles, celle du CNB et celle du courant de Madagascar oriental. Une revue des deux principales hypothèses est donnée dans l'étude de RAMANANTSOA et al., 2021. Une de ces dernières est basée sur une interaction entre le courant et une côte convexe, le tout avec un effet β non-négligeable. Étant donné que la côte nord du Brésil est justement convexe et que l'effet β sur le CNB, qui se dirige vers le nord-ouest, est très certainement marqué, cette hypothèse nous permet peut-être d'expliquer la rétroflexion du CNB. Dans tous les cas, comme le souligne RAMANANTSOA et al., 2021, il existe de grandes chances pour que la conservation (ou non) de la vorticité potentielle soit à la base de ce phénomène.

Concernant le sous-courant équatorial, nous devrions pouvoir l'observer comme un fort courant zonal (jusqu'à $1 m/s$) dirigé vers l'est et situé à environ 80-100m de profondeur. Ce dernier possède lui aussi d'importantes variations saisonnières [BRANDT et al., 2006]. Il peut être intéressant de regarder si notre modèle, qui a tourné pendant seulement 1 an et dont la phase de spin-up occupe une part non négligeable, nous permet de mettre en évidence les cycles saisonniers de ces courants équatoriaux.

3.2 Vitesses des courants

3.2.1 Carte des vitesses en surface

Les grandeurs les plus évidentes pour mettre en évidence des courants sont bien entendu leur vitesse. Concentrons-nous tout d'abord sur les courants de surface. Les courants équatoriaux de surface décrits précédemment présentent des variabilités saisonnières mais sont tous des structures permanentes. Ainsi, à partir du moment où ils sont formés lors du spin-up, ils devraient être visibles pendant toute la simulation. La figure 3 montre les vitesses en surface zonale, u , et méridienne, v , moyennées sur les 53 semaines simulées.

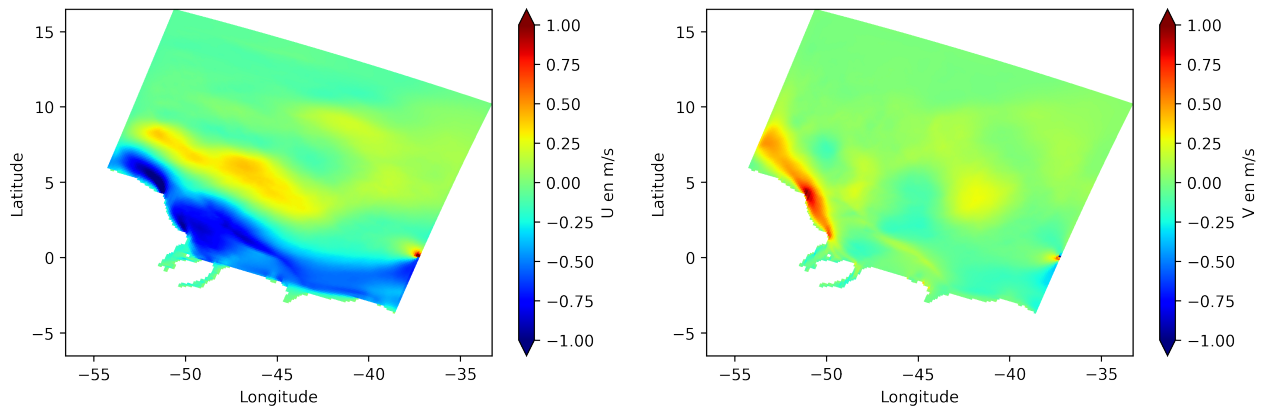


FIGURE 3 – Moyenne sur toute la durée de la simulation des vitesses zonales (gauche) et méridiennes (droite) en surface

On observe sur les deux cartes une structure particulière au niveau du bord est et correspondant à un maximum de vitesse. Celle-ci n'est pas physique et représente une erreur dans la simulation : elle est située à l'intersection exacte entre l'équateur et la frontière est du domaine. Pourquoi le modèle diverge-t-il à cet endroit ? Nous savons que sur chaque frontière, le modèle calcule les vitesses géostrophiques entrant et sortant du domaine. Or, l'équilibre géostrophique n'est pas défini à l'équateur donc il est probable que cela induise une erreur qui finit par faire exploser le modèle. En effet, lors des essais avec des pas de temps plus grands, l'arrêt de la simulation s'effectuait toujours à cause de valeurs de vitesses trop importantes au niveau de cette zone de la frontière est.

Revenons aux courants équatoriaux. On remarque deux structures zonales principales : un courant dirigé vers l'ouest très intense ($u \sim -1\text{m/s}$, zone bleue) longeant la côte et un courant moins intense dirigé vers l'est ($u \sim +0.3\text{m/s}$, zone jaune-orange) situé juste au-dessus du premier. Nous venons très certainement de décrire la retroflexion du CNB. La structure intense proche de la côte allant vers l'ouest correspond à la branche "originelle" du CNB, avec arrivée au niveau de l'équateur même de la branche centrale du courant équatorial sud, telle que le montre la figure 2. Ensuite, la structure moins intense allant vers l'est correspond à la branche "rétrofléctée" du CNB, qui rejoint ensuite le contre-courant équatorial nord. L'accord entre notre simulation en figure 3 et les résultats "théoriques" en figure 2 est remarquable. Concernant les vitesses zonales, on ne remarque qu'une seule structure digne d'être remarquée : les fortes vitesses vers le nord ($v \sim +0.8\text{m/s}$, zone orange-rouge) longeant les côtes à partir de l'embouchure de l'Amazone puis se dirigeant vers le nord-ouest. Cela coïncide parfaitement avec le panache de l'Amazone, qui s'échappe de son embouchure située autour de 0°N , 50°W . L'eau du fleuve, douce donc plus légère que celle de l'océan, se propage ensuite vers le nord-ouest, sûrement sous l'effet du CNB, qui arrive par le sud-est [FIELD, 2005].

Nous pouvons conclure que les structures permanentes grandes échelles de surface (courant Nord-Brésil, courants équatoriaux et panache de l'Amazone) ont bien été simulées par le modèle CROCO. Cela est cohérent avec la résolution spatiale choisie de 11 km, qui doit permettre l'étude des structures de méso-, voir de sous méso-, échelle donc de la grande échelle également.

3.2.2 Section verticale

Pour caractériser la structure verticale des courants de surface et mettre en évidence ceux de sub-surface il est nécessaire de réaliser des sections verticales. Nous avons donc réalisé une section méridienne de la vitesse zonale vers 50°W (zone de la retroflexion du CNB) et une autre vers 40°W (zone du sous-courant). Les résultats sont présentés en figure 4.

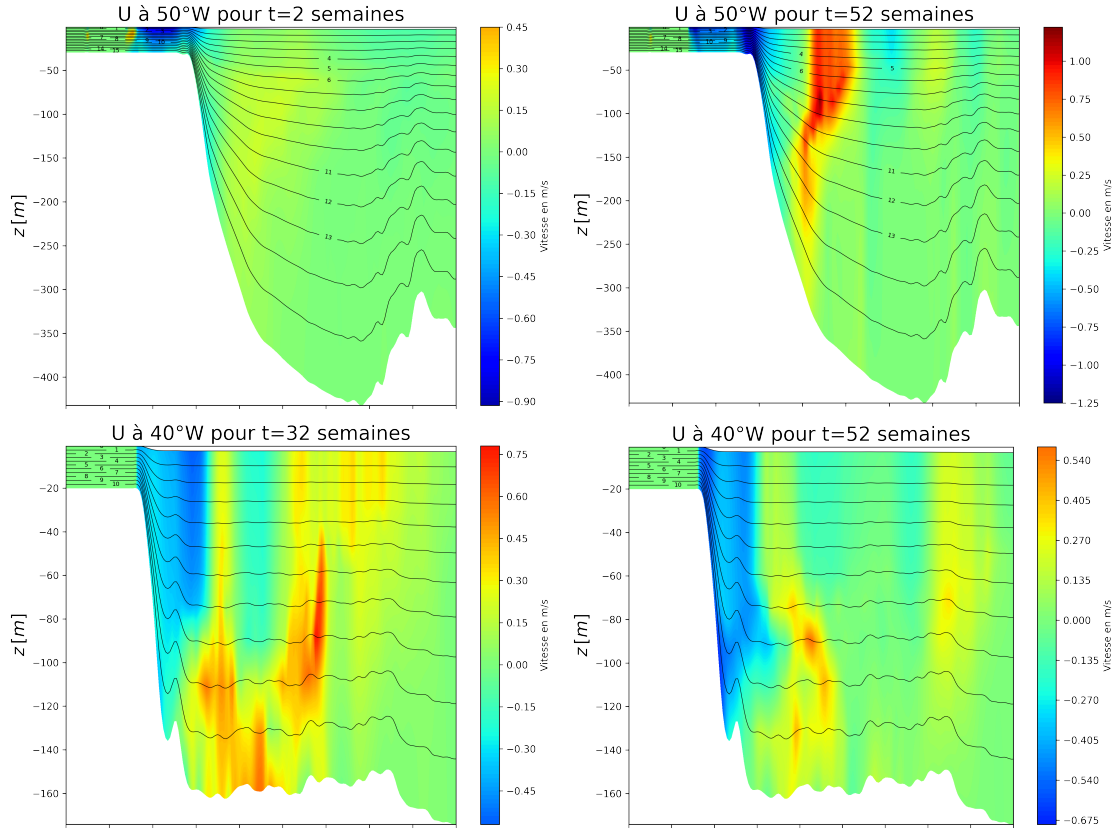


FIGURE 4 – Sections verticales de la vitesse zonale à 50°W (haut) avec zoom sur les 17 premiers niveaux pour $t = 2$ semaines (gauche) et pour $t = 52$ semaines (droite), section à 40°W (bas) pour les 12 premiers niveaux à $t = 32$ (gauche) et $t = 52$ semaines (droite)

Pour les sections à 50°W , le spin-up du modèle est bien visible car pour seulement 2 semaines de simulation, le courant rétrofléchi correspondant aux fortes vitesses positives (zones rouges) ne s'est pas encore mis en place alors qu'il est très marqué au bout de 52 semaines. On remarque même qu'il s'étend assez profondément jusqu'à 250m alors que la branche originelle est limitée par une topographie peu profonde ($< 50\text{m}$). Concernant le sous-courant équatorial, nous observons une ou plusieurs zones de vitesses positives donc se dirigeant vers l'est entre 80 et 100 m de profondeur, ce qui décrit exactement la position attendue de ce dernier. Néanmoins, les vitesses simulées maximales sont de l'ordre de 0.75 m/s en été et 0.5 m/s en hiver alors que le sous-courant devrait atteindre les 1 m/s. De plus, pour la section à 40°W faite en été ($t = 32$ semaines), on observe trois zones de fortes vitesses positives alors qu'on s'attend à n'en trouver qu'une seule. Ainsi, la modélisation par CROCO de la dynamique sub-surface semble moins fidèle que celle pour la surface. Ce résultat s'explique peut-être par le nombre de niveaux verticaux trop faibles qui ne permettent pas une résolution verticale optimale (nous avons pris 32 niveaux verticaux pour notre simulation).

4 À la recherche des anneaux du courant Nord-Brésil

4.1 Les tourbillons causés par la rétroflexion du courant Nord-Brésil

Intéressons-nous maintenant plus en détail aux anneaux du courant Nord-Brésil. Comme évoqué précédemment, le CNB rétrofléchit vers $6-8^\circ\text{N}$. Or, durant ce quasi demi-tour, des masses d'eaux peuvent s'échapper du courant principal et, sous l'impulsion notamment du courant équatorial nord, continuer leur route vers le nord-ouest : ce sont les anneaux du CNB, des tourbillons anticycloniques (donc de vorticité négative) dont le diamètre peut dépasser les 400 km et la vitesse radiale les 1 m/s. La durée de vie de ses structures imposantes est de quelques mois donc elles se dissipent bien souvent avant d'atteindre les Petites Antilles [FRATANTONI et RICHARDSON, 2006]. La figure 5 montre bien la rétroflexion du CNB ainsi que le détachement et la propagation vers le nord-ouest des anneaux qui s'y forment.

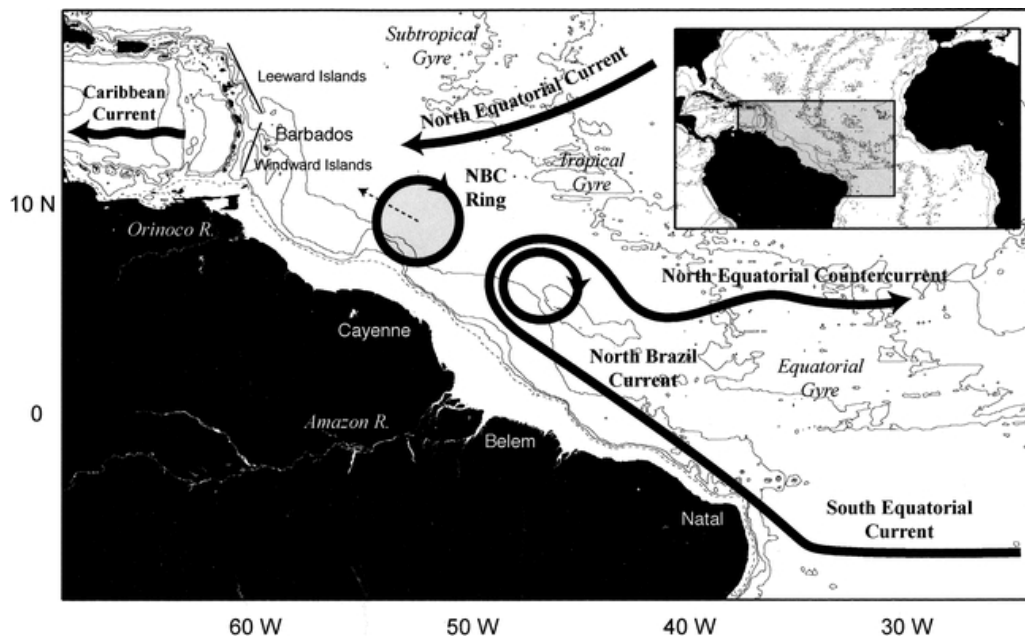


FIGURE 5 – Rétroflexion et formation des anneaux du courant Nord-Brésil, d'après FRATANTONI et RICHARDSON, 2006

Plusieurs études se basant sur des données satellites et citées dans GARZOLI et al., 2004 stipulent qu'en moyenne, environ six tourbillons sont créés par la rétroflexion en un an. Détaillons un peu plus le processus de création de ces anneaux, expliqué toujours par la même

étude de GARZOLI et al., 2004. Sous l'effet de processus encore largement méconnus mais très certainement liés à la conservation de la vorticité potentielle [RAMANANTSOA et al., 2021], le courant Nord-Brazil rétroflète autour de 6-8°N. Lorsque cette dernière est assez intense, il arrive que le courant rétroflécté rejoigne le courant initial, fermant ainsi la rétroflexion sur elle-même. Une masse d'eau est donc isolée et séparée du courant de rétroflexion car celle-ci intervient maintenant au sud-est de cette masse d'eau. Un anneau vient d'être formé. Un courant plus fort implique une rétroflexion située plus vers le nord-ouest, ce qui aurait pour effet de faciliter la formation d'anneaux.

Ces énormes tourbillons ne manquent pas de perturber la circulation locale sur leur passage. Ils interagissent en effet avec le panache de l'Amazonie, contribuant à sa dispersion, et présentent de forts échanges avec l'atmosphère. FRATANOTI et RICHARDSON, 2006 ; GARZOLI et al., 2004 évoquent l'importance de ces anneaux dans la circulation méridienne de retournement Atlantique ; ils constitueraient en effet les structures dominantes régionalement le flux d'eau chaude de retour vers le nord. L'étude de ces derniers est donc à la fois vivement intéressante et véritablement importante.

4.2 Énergies cinétiques de surface classique & tourbillonnaire

Les tourbillons sont des structures très énergétiques qui peuvent donc être mis en évidence par des cartes d'énergie cinétique, plus particulièrement d'énergie cinétique dite tourbillonnaire. On calcule l'énergie cinétique de surface "classique", KE pour *Kinetic Energy* et celle tourbillonnaire, EKE pour *Eddy Kinetic Energy*, par :

$$KE = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$$

$$EKE = \frac{1}{2}(u_p^2 + v_p^2)$$

avec $u_p = u - \bar{u}$ correspondant aux vitesses perturbées. Ainsi, l'énergie cinétique tourbillonnaire (EKE) ne mesure que l'énergie cinétique découlant des perturbations. Avec notre résolution proche de 10 km, ces perturbations sont, dans notre modèle, majoritairement dues aux tourbillons de méso-échelle. L'EKE est donc une mesure indirecte de l'impact de ces derniers sur la variabilité méso-échelle [ALFRED WEGENER INSTITUTE et al., 2022]. Cette assertion est discutée, notamment dans l'étude de DING et al., 2020, qui stipule, à raison, que l'EKE comprend aussi l'énergie cinétique d'autres perturbations, telles que les fronts, filaments, tourbillons de sous méso-échelle, etc. On s'attend par ailleurs à retrouver un maximum d'EKE non pas au centre des tourbillons mais bien aux bords, avec un facteur 4 entre les deux [DING et al., 2020]. La figure 6 présente les résultats pour la simulation de la KE et de l'EKE en surface.

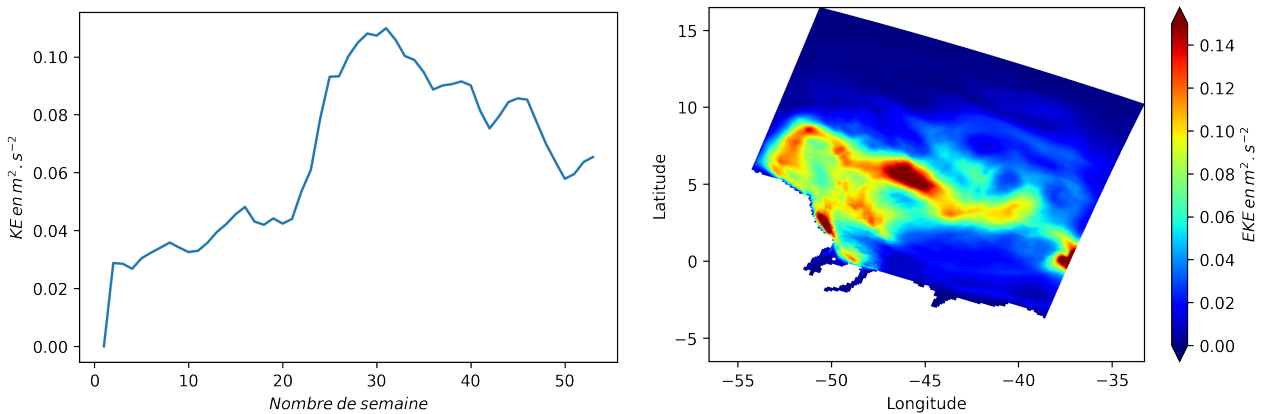


FIGURE 6 – Évolution temporelle de l'énergie cinétique intégrée sur tout le domaine (gauche) et carte de l'EKE moyennée sur 1 an (droite)

Au fur et à mesure du spin-up du modèle, on observe l'énergie cinétique augmenter. Puis, autour de 22 semaines (mai), la pente se raidit et l'énergie cinétique atteint son maximum autour de 30 semaines (juillet) puis diminue progressivement. Visualisons-nous ici un cycle saisonnier de KE avec un maximum en été lorsque les températures sont élevées mais lorsque le vent est faible ? Ou alors est-ce seulement la croissance de la phase de spin-up qui n'est pas constante ? Dans tous les cas, nous pouvons dire qu'un maximum de KE proche de $10 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ est plutôt cohérent avec ce qu'on pourrait attendre dans cette zone de l'océan qui est assez énergétique [YU et al., 2019].

Plus intéressant est la carte de l'EKE, moyennée sur 1 an donc potentiellement moins soumise aux perturbations induites par la phase de spin-up. On remarque de larges zones où cette dernière est quasi-nulle mais également trois structures dans lesquelles l'EKE atteint et dépasse les $14 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$. La première située au bord est correspond à une erreur dans le modèle, déjà décrite précédemment. La deuxième proche de la côte au sud-ouest est juste à côté de l'embouchure de l'Amazonie. La dernière et la plus grande est au milieu, exactement dans la zone de rétroflexion du courant Nord-Brésil. Or, on sait que ces deux dernières structures sont très énergétiques et que des tourbillons peuvent y être créés, surtout en ce qui concerne la rétroflexion du CNB. Il serait donc cohérent d'observer des maximums d'EKE exactement à ces endroits. Cependant, les maximums en question, de l'ordre de la dizaine de $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$ correspondent à des valeurs d'EKE relativement faibles d'après l'étude de DING et al., 2020. Cette même étude stipule que l'EKE devient importante lorsqu'elle atteint les quelques centaines de $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$. Il est probable que la moyenne temporelle, comprenant la phase initiale de spin-up, ait contribué à la sous-estimation de l'EKE dans notre cas. Cette dernière nous permet donc seulement de mettre en évidence la zone de rétroflexion comme étant plutôt propice au développement de tourbillons de méso-échelle.

4.3 Vorticité relative

La vorticité relative se définit par le rotationnel du champ de vitesse et donc caractérise la tendance de ce dernier à créer des structures tournantes, *id est*, pour sa composante verticale, des tourbillons. Ainsi, ces derniers sont très facilement mis en lumière par une carte de vorticité du domaine. Les résultats sont présentés en figure 7 mais ne montrent pas directement la vorticité ζ mais plutôt ζ/f avec f le paramètre de Coriolis (appelé aussi vorticité planétaire).

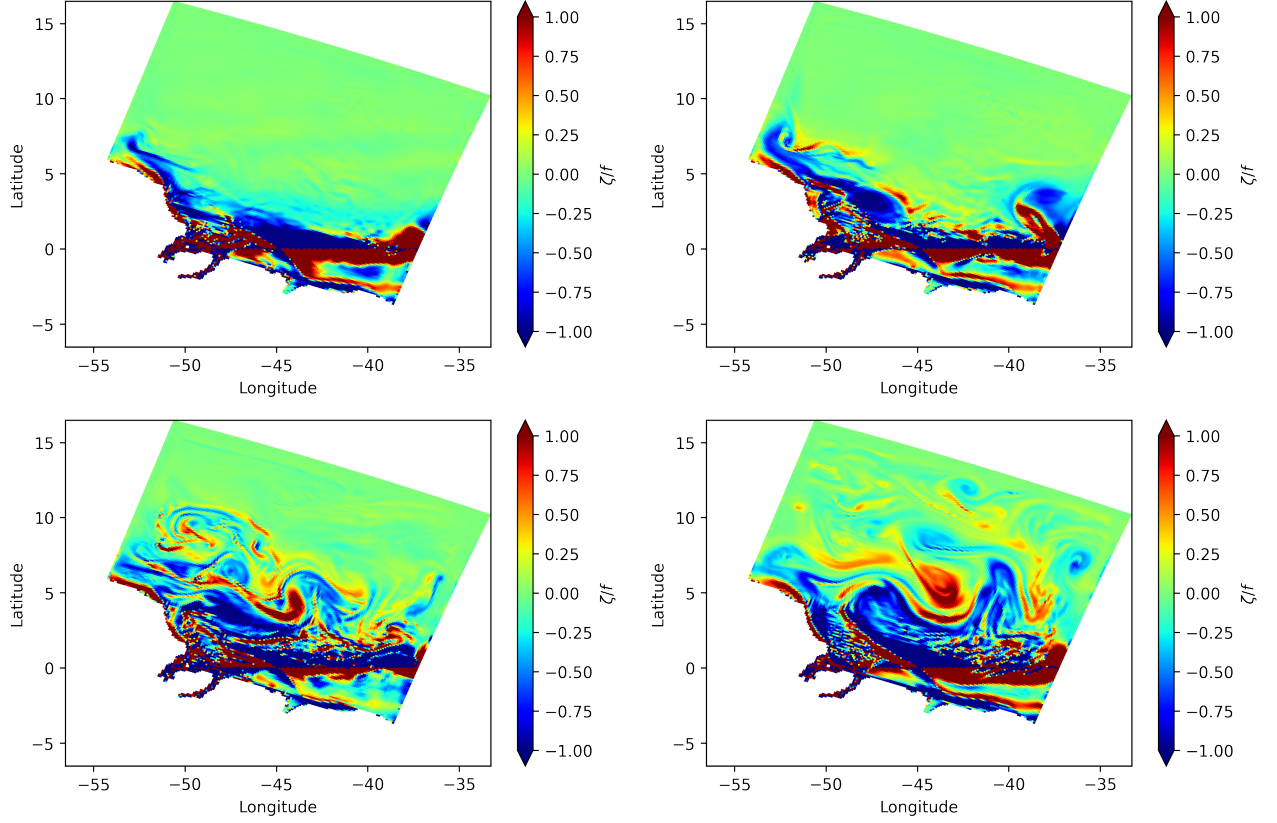


FIGURE 7 – Carte de la vorticité relative normalisée par la vorticité planétaire (ζ/f) en surface pour $t = 2, 4, 13$ & 52 semaines (de gauche à droite et de haut en bas)

Au début de la simulation ($t = 2$ semaines), on ne voit pas de structures tourbillonnaires mais on remarque déjà de larges zones où $\zeta \sim f$ proche des côtes et surtout au niveau de l'équateur où le changement de signe de f induit une discontinuité de ζ/f , visible sur toutes les autres cartes. Néanmoins, comme f est très faible proche de l'équateur, cela n'implique en rien la présence d'une vorticité importante. Au bout de 4 semaines on commence à observer une structure qui semble être tourbillonnaire : il s'agit de l'anticyclone (vorticité négative) situé juste au dessus de l'embouchure de l'Amazonie. Cependant, je pense que ce dernier découle plus de la phase de spin-up que de la rétroflexion du CNB ou du panache de l'Amazonie car il serait surprenant qu'un anneau du CNB ait pu se former en seulement 4 semaines. De véritables structures tourbillonnaires en formation sont visibles au bout de 13 semaines, toujours pendant dans la phase de spin-up. Des cyclones (vorticité positive) et des anticyclones semblent se former en plein dans la zone de la rétroflexion du CNB et se diriger vers le nord-ouest. Je pense que nous avons ici les premières signatures des anneaux du CNB, qui ne correspondent qu'aux anticyclones formés dans cette zone. Deux grands tourbillons sont finalement présents au bout d'un an de simulation, un cyclone (rouge) au-dessus d'un anticyclone (bleu). Ce dernier coïncide à n'en pas douter avec un anneau du CNB car tout correspond : sa localisation en plein dans la zone de rétroflexion, sa grande taille (plusieurs centaines de km) et donc sa vorticité négative. Cependant, comment expliquer la présence du cyclone ? Dans l'étude de FRATANTONI et RICHARDSON, 2006, il est question d'un cyclone situé dans la même zone que les anneaux mais celui-ci est beaucoup plus petit, sa taille ne dépassant pas les 50 km. Or, le cyclone dans ma simulation mesure lui la même taille d'un anneau du CNB. Je n'ai pas d'autres pistes pour expliquer la présence de ce dernier, qui pourrait éventuellement être un reliquat de la phase de spin-up.

4.4 Traceurs actifs & SSH

Un tourbillon peut aussi être mis en évidence par les traceurs actifs tels que la température et la salinité. En effet, la masse d'eau plutôt homogène piégée et advectée par le tourbillon présente souvent des caractéristiques qui diffèrent de l'océan environnant. Cela implique également une différence de hauteur d'eau. Ainsi, l'altimétrie est très utilisée pour la détection des tourbillons. Nous allons nous concentrer sur les cartes de la température, de la salinité et de la hauteur de la surface libre (*Sea Surface Height*, abrégée en SSH) lors de la 52ème semaine. L'objectif est ici de comparer ces résultats en figure 8 avec ceux obtenus dans la section précédente en terme de vorticité.

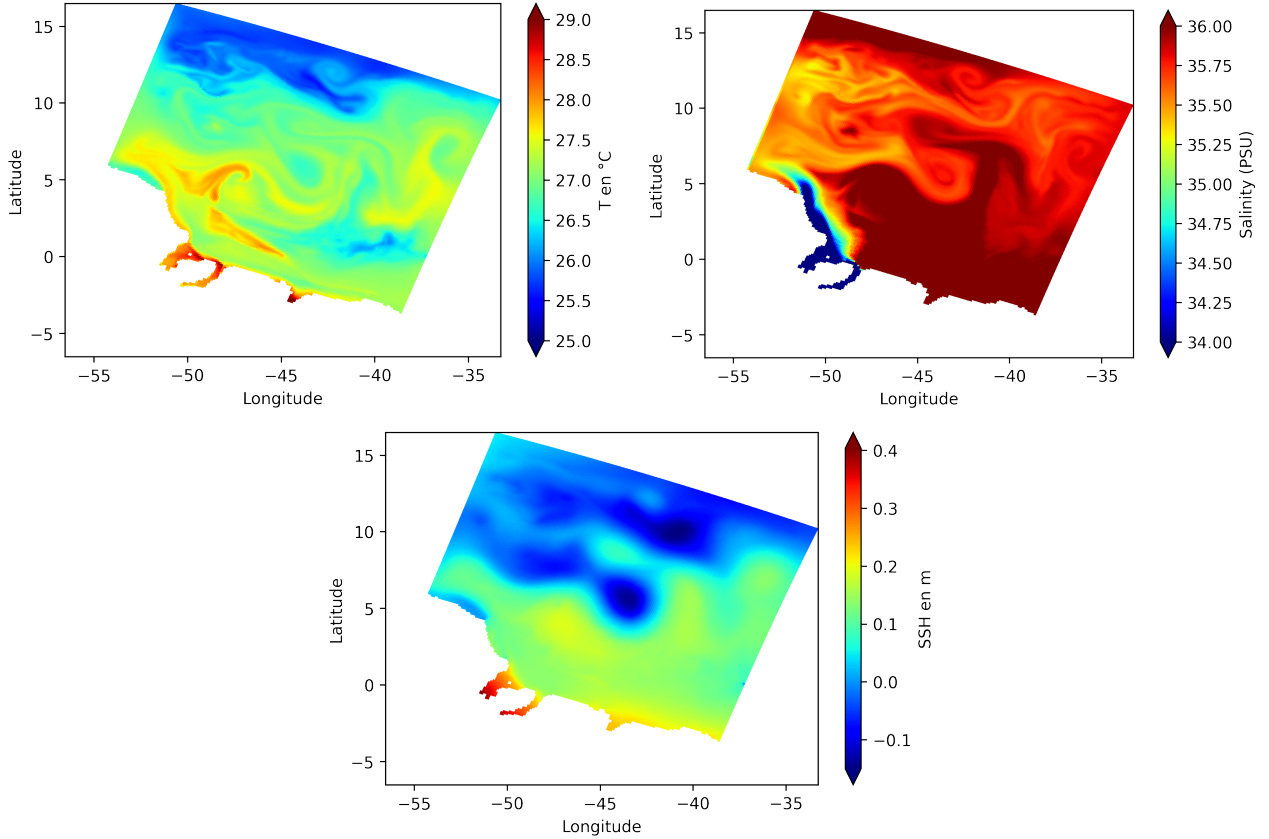


FIGURE 8 – Carte en surface pour $t = 52$ semaines de la température (gauche), la salinité (droite) et la hauteur de la surface libre (bas)

Le cyclone repéré dans la partie précédente est visible sur les trois cartes. On peut donc en déduire les propriétés de la masse d'eau le constituant. Cette dernière correspond à une anomalie de température plutôt froide et de salinité plutôt faible. La SSH associée est négative, ce qui est cohérent avec le sens cyclonique de rotation du tourbillon. Concernant l'anneau supposé du courant Nord-Brésil décrit également dans la partie précédente, il n'est pas directement mis en évidence par ces traceurs. On le devine sur la carte de température, où il correspond à une anomalie de température plutôt chaude alors qu'il est complètement invisible sur celle de salinité. Enfin, on remarque une élévation de la SSH dans la zone supposée de l'anneau, confirmant bien son caractère anticyclonique.

5 Conclusion

L'objectif était de modéliser avec CROCO une région d'intérêt des océans mondiaux et de discuter des résultats obtenus. J'avais choisi de centrer ma simulation sur la réflexion du courant Nord-Brésil et sur les anneaux qui découlent de cette dernière. La présence d'une structure divergente au niveau de la frontière est du domaine m'a obligé à diminuer fortement les pas de temps du modèle, le rendant ainsi de plus en plus long. Au final, ma simulation n'a tourné que sur 1 an à la place des 2 ans prévus initialement. Cela signifie que tous les résultats peuvent être entachés d'erreurs dues à la phase de spin-up.

Néanmoins, toutes les structures attendues de grandes échelles ont bien été modélisées, telles que le courant Nord-Brésil et sa réflexion, le sous-courant équatorial et le panache de l'Amazonie. Lorsqu'on descend vers la méso-échelle, plusieurs structures tourbillonnaires ont pu être observées mais on ne peut pas dire que la modélisation des anneaux du CNB soit une franche réussite. Ce semi-échec s'explique peut-être par le temps de simulation trop court, ne permettant pas le détachement et la formation complète des anneaux. Il n'aurait pas été raisonnable d'espérer obtenir des résultats interprétables pour toutes les échelles plus fines avec nos 11 km de résolution spatiale.

Pour conclure, il semblerait qu'il ait seulement manqué de temps de simulation pour l'observation et le suivi de beaux anneaux du courant Nord-Brésil. Rappelons que ces derniers sont parmi les plus grands tourbillons océaniques car ils se créent proche de l'équateur. En outre, nous connaissons encore mal leur origine, *id est* le processus de réflexion des courants océaniques, ainsi que leurs interactions avec l'atmosphère, la circulation thermohaline et le panache de l'Amazonie. Pour répondre à toutes ces questions, la modélisation seule ne suffira pas, elle devra en effet être soutenue et accompagnée par une approche théorique et par des données *in situ*, telle que celles de la campagne, principalement météorologique certes, *EUREC4A* qui s'est déroulé dans la zone pendant un mois à cheval entre janvier et février 2020.

Table des figures

1	Carte de la zone modélisée	2
2	Courants équatoriaux de surface en moyenne temporelle dans l’Océan Atlantique	4
3	Moyenne sur toute la durée de la simulation des vitesses zonales (gauche) et méridiennes (droite) en surface	5
4	Sections verticales de la vitesse zonale à 50°W (haut) avec zoom sur les 17 premiers niveaux pour $t = 2$ semaines (gauche) et pour $t = 52$ semaines (droite), section à 40°W (bas) pour les 12 premiers niveaux à $t = 32$ (gauche) et $t = 52$ semaines (droite)	6
5	Rétroflexion et formation des anneaux du courant Nord-Brésil, d’après FRATANTONI et RICHARDSON, 2006	7
6	Évolution temporelle de l’énergie cinétique intégrée sur tout le domaine (gauche) et carte de l’EKE moyennée sur 1 an (droite)	8
7	Carte de la vorticité relative normalisée par la vorticité planétaire (ζ/f) en surface pour $t = 2, 4, 13$ & 52 semaines (de gauche à droite et de haut en bas) . . .	10
8	Carte en surface pour $t = 52$ semaines de la température (gauche), la salinité (droite) et la hauteur de la surface libre (bas)	11

Références

- ALFRED WEGENER INSTITUTE, von APPEN, W.-J., BAUMANN, T., JANOUT, M., KOLDUNOV, N., LENN, Y.-D., PICKART, R., SCOTT, R., & WANG, Q. (2022). Eddies and the Distribution of Eddy Kinetic Energy in the Arctic Ocean. *Oceanography*. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2022.122>
- BRANDT, P., SCHOTT, F. A., PROVOST, C., KARTAVTSEFF, A., HORMANN, V., BOURLÈS, B., & FISCHER, J. (2006). Circulation in the central equatorial atlantic : mean and intraseasonal to seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, (7). <https://doi.org/10.1029/2005GL025498>
- DING, M., LIN, P., LIU, H., HU, A., & LIU, C. (2020). Lagrangian eddy kinetic energy of ocean mesoscale eddies and its application to the northwestern pacific. *Scientific Reports*, (1). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-69503-z>
- FFIELD, A. (2005). North brazil current rings viewed by TRMM microwave imager SST and the influence of the amazon plume. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 52(1). <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.05.013>
- FRATANTONI, D. M., & RICHARDSON, P. L. (2006). The Evolution and Demise of North Brazil Current Rings. *Journal of Physical Oceanography*, 36(7). <https://doi.org/10.1175/JPO2907.1>
- GARZOLI, S., FFIELD, A., JOHNS, W., & YAO, Q. (2004). North Brazil Current retroflection and transports. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/2003JC001775>
- LUMPKIN, R., & GARZOLI, S. L. (2005). Near-surface circulation in the tropical atlantic ocean. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 52(3). <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.09.001>
- RAMANANTSOA, J. D., PENVEN, P., RAJ, R. P., RENAULT, L., PONSONI, L., OSTROWSKI, M., DILMAHAMOD, A. F., & ROUAULT, M. (2021). Where and how the east madagascar current retroflection originates ? *Journal of Geophysical Research : Oceans*, (11). <https://doi.org/10.1029/2020JC016203>
- YU, X., PONTE, A. L., ELIPOT, S., MENEMENLIS, D., ZARON, E. D., & ABERNATHEY, R. (2019). Surface kinetic energy distributions in the global oceans from a high-resolution numerical model and surface drifter observations. *Geophysical Research Letters*, (16). <https://doi.org/10.1029/2019GL083074>