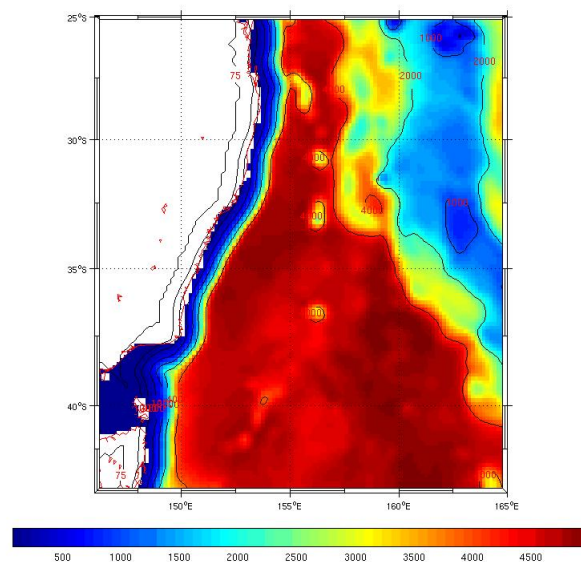


OPB 205 - MODÉLISATION DE LA CIRCULATION Océanique

ANNÉE 2015-2016

Modélisation du Courant Est Australien à l'aide de l'outil ROMS

Rôle de la topographie dans la mise en place d'un
upwelling côtier



Étudiante :

Jenna BALAGUER

Responsable :

Andrea M.DOGLIOLI

Résumé

Le présent rapport porte sur l'étude du Courant Est Australien (CEA). Le CEA compose la frontière ouest de la gyre Pacifique sud subtropicale et transporte entre 22 et 35 Sv le long de la côte Est Australienne en direction du sud (Oke and Middleton, 2000). Des études ont montré que le CEA génère des processus liés avec la topographie tels que la formation d'upwelling sur le rebord du plateau due aux effets de friction sur le fond (Schaeffer et al., 2013), c'est ce qu'il a été cherché à démontrer dans ce rapport. La phase de séparation du CEA est observable entre Octobre et Février pendant la période d'été où les eaux chaudes descendent vers le sud. En effet, le courant côtier formé le long de la côte est intensifié avec une zone de rétrécissement important du plateau continental autour de 31°S. L'intensification de ce courant va alors générer le processus de la spirale d'Ekman et engendrer un upwelling côtier au niveau de Diamond Head (31,7°S).

Mots clés CEA - Plateau continental - Spirale d'Ekman - Upwelling -

Abstract

This report focuses on the study of the East Australian Current (EAC). The EAC composes the western border of the subtropical gyre of the South Pacific Ocean and carries between 22 and 35 Sv along the Australian coast (Oke and Middleton, 2000). Studies have shown that EAC generates processes related with topography such as upwelling due to bottom friction effects (Schaeffer et al., 2013), this is what is wanted to be demonstrated in this report. The EAC separation point is observed between October and February during summer where the warm waters move southward. Indeed, the coastal current formed along the coast has intensified with a significant narrowing of continental shelf around 31 ° S. The intensification of this stream generates Ekman pumping and creates a coastal upwelling around Diamond Head (31,7°S).

Key words EAC - Continental shelf - Ekman pumping - Upwelling -

Table des matières

1	Introduction	1
2	Matériel et méthodes	2
2.1	Modélisation de la dynamique océanique	2
2.2	Le modèle ROMS	2
2.2.1	Approximations	3
2.2.2	Conditions aux limites et aux frontières	3
2.2.3	Discretisation	3
2.3	Configuration du modèle : Courant Est Australien	3
2.3.1	Implémentation de la zone choisie	3
2.3.2	Stabilité du modèle	4
3	Résultats et discussion	6
3.1	Suivi du Courant Est Australien (CEA) et point de séparation	6
3.2	Variabilité saisonnière	7
3.3	Influence de la topographie sur la formation d’upwelling	8
4	Conclusion	10

1 Introduction

Le présent rapport porte sur l'étude du Courant Est Australien (CEA). Le CEA compose la frontière ouest de la gyre Pacifique sud subtropicale et transporte entre 22 et 35 Sv le long des côtes Est australiennes vers le sud (Oke and Middleton, 2000). Le CEA est une machine thermique très importante qui redistribue la chaleur entre l'océan et l'atmosphère dans les régions australes, en transportant cette chaleur des eaux tropicales du Pacifique vers des latitudes moyennes (Sloyan et al., 2016). La topographie de la côte australienne a un impact très important sur la distribution du CEA. En effet, des études ont montré que le CEA génère des processus liés avec la topographie tels que la formation d'upwelling sur le rebord du plateau due aux effets de friction sur le fond (Schaeffer et al., 2013).

Dans le but de mieux comprendre ce processus, le CEA a été représenté grâce à l'outil de modélisation Regional Ocean Modeling System (ROMS) qui permet une simulation précise d'une région océanique, sur une période de 10 ans. La zone océanique comprise entre 43°S - 25°S de latitude et 146 ° W - 165°W de longitude a été implémentée dans le modèle afin de représenter la côte Est Australienne.

La présente étude va s'articuler autour d'une description précise de l'outil utilisé pour représenter le CEA et d'un diagnostic précis sur la stabilité du modèle, dans un premier temps. Puis, dans un deuxième temps, une analyse du fonctionnement du CEA et son implication dans la formation d'upwellings côtiers.

2 Matériel et méthodes

2.1 Modélisation de la dynamique océanique

La modélisation océanique est un outil très puissant développé dans un premier temps pour les prévisions numériques en météorologie puis pour la compréhension de la dynamique océanique. L'innovation de la modélisation a permis de comprendre plus précisément le fonctionnement de nombreux écoulements en représentant de manière plus réaliste les phénomènes physiques. Parmi les modèles les plus connus, on peut citer SYMPHONIE, POM (Princeton Ocean Model), et ROMS (Regional Ocean Modeling System).

L'utilisation de ces modèles passe par la résolution des équations suivantes (Doglioli, 2016) : Navier-Stokes (Eq. 2.1), de continuité (Eq. 2.2), des équations de conservation de la chaleur (Eq. 2.3) et de la salinité (Eq. 2.4) ainsi que l'équation d'état de l'eau de mer (Eq. 2.5).

$$\frac{\delta u}{\delta t} + \vec{U} \nabla u - f v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\delta P}{\delta x} + A_h \nabla_h^2 u + A_v \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} \quad (2.1)$$

$$\frac{\delta v}{\delta t} + \vec{U} \nabla v - f u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\delta P}{\delta y} + A_h \nabla_h^2 v + A_v \frac{\delta^2 v}{\delta z^2}$$

$$\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} = 0 \quad (2.2)$$

$$\frac{\delta T}{\delta t} + \vec{U} \nabla T = A_h \nabla_h^2 T + A_v \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} + \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} \frac{\delta I}{\delta z} \quad (2.3)$$

$$\frac{\delta S}{\delta t} + \vec{U} \nabla S = A_h \nabla_h^2 S + A_v \frac{\delta^2 S}{\delta z^2} \quad (2.4)$$

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (2.5)$$

Avec :

u et v : vitesses horizontales / P : pression / A_h et A_v : coefficients de viscosité turbulente horizontale et verticale / T : température / S : salinité.

2.2 Le modèle ROMS

La présente étude, a été réalisée à l'aide du modèle ROMS_TOOLS AGRIF développé par l'Institut de Recherche pour le Développement. ROMS permet de modéliser l'évolution des courants d'une région implémentée en fonction de différents forçages tels que la climatologie et la topographie de la zone.

2.2.1 Approximations

Les équations primitives du mouvement ne peuvent être résolues sans émettre plusieurs hypothèses et simplifications détaillées dans cette partie.

L'approximation de Boussinesq indique que les variations de masse volumique sont négligeables, on considère alors une masse volumique constante.

L'hypothèse hydrostatique réduit l'équation de la composante verticale du mouvement à : l'équilibre entre la force de pression et la force de pesanteur.

L'approche de Reynolds permet la fermeture de la turbulence avec les coefficients de viscosité turbulente A_x, A_y, A_z .

L'hypothèse de turbulence horizontale isotrope c'est à dire que les coefficients de viscosité turbulente horizontaux sont égaux ($A_x=A_y=A_h$).

2.2.2 Conditions aux limites et aux frontières

Aux limites Sur la surface libre : le modèle prend en compte la tension de surface engendrée par les vents pour calculer les courants de surface, et l'évaporation/précipitation pour calculer les flux de chaleur et sel. Au fond : la mesure de la vitesse du courant au fond prend en compte les frictions de fond.

Aux frontières C'est à l'utilisateur d'indiquer le nombre de frontières ouvertes dans son modèle. Si fermées : condition de nullité pour le flux normal. Si ouvertes : calcul des conditions à la frontière avec condition de tension du vent etc.

2.2.3 Discrétisation

Discrétisation spatiale A l'horizontal, des coordonnées curvilignes sont utilisées avec une grille décalée type Arakawa C. A la verticale, ce sont les coordonnées suivant la topographie de la zone (terrain following) et dans le cas de ROMS on utilise les coordonnées sigma généralisées.

Discrétisation temporelle La méthode de séparation des pas de temps (mode splitting) est choisie, c'est à dire que le modèle résout les équations sur l'horizontale en mode barotrope en 2D, et sur la verticale en mode barocline et en 3D.

Les conditions de stabilité entre la discrétisation spatiale et temporelle sont établies par un critère de stabilité de type CFL (Courant-Friedrichs-Levy, de façon à ce qu'un processus ne se propage pas de plus d'une maille à chaque pas de temps. On décide d'abord de la résolution spatiale et ensuite on fixe le pas de temps qui doit respecter la condition suivante (2.6) :

$$\Delta T \leq \frac{1}{\sqrt{gh_{max}}} \left[\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{2} \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (2.6)$$

2.3 Configuration du modèle : Courant Est Australien

2.3.1 Implémentation de la zone choisie

Dans un premier temps, les coordonnées géographiques, la résolution de la grille et les conditions aux frontières de la zone d'étude choisie doivent être ajoutées dans le script

romstools_param.m. Dans le but de combiner un temps de calcul relativement rapide et une bonne résolution, la simulation suivante a été réalisée avec une résolution de ($1/6^\circ \times 1/6^\circ$). Le script make_grid.m permet de calculer le nombre de mailles dans les trois directions x (LLm), y (MMm) et z (N) et d'avoir la bathymétrie de notre zone (Cf. Fig. 2.1). Les scripts make_forcing.m et make_clim.m sont lancés afin de calculer les différents forçages.

Le tableau suivant (Tab. 2.1), regroupe les données qui ont été utilisées pour implémenter à la zone d'étude choisie dans le modèle.

Tableau 2.1 – Paramètres d'implémentations pour le CEA.

Paramètres	Valeurs
Longitude ($^\circ$ O) Min ; Max	146 ; 165
Latitude ($^\circ$ S) Min ; Max	25 ; 43
Résolution en $^\circ$	1/6
LLm - MMm	113 - 131
Frontières ouvertes	N - S - E - O
Durée de la simulation	10 ans

Les pas de temps interne (Dt) et externes (Ndtfast) sont calculés sur la base du critère CFL, ce qui permet d'avoir des pas de temps adaptés à notre grille et temps de calcul. Le script ad_cfl.m, permet de relier la résolution spatiale avec la résolution temporelle.

Le tableau suivant (Tab. 2.2), regroupe les données qui ont été utilisées pour le calcul du critère CFL :

Tableau 2.2 – Critère CFL

NDTIMES	DT (sec)	NDTFAST
3600	720	60

La Figure 2.1, permet de voir la bathymétrie de la zone choisie. En effet, le plateau continental longe la côte Est avec des profondeurs d'environ 500 mètres et atteint des valeurs maximales supérieures à 4500 mètres dans le thalys abyssal. De plus, la présence d'un couloir étroit avant 30° S et l'élargissement de ce passage avec des profondeurs supérieures à 400 mètres sont des informations cruciales pour comprendre le devenir du CEA.

2.3.2 Stabilité du modèle

Les scripts roms_diags.m et plot_diags.m ont été utilisés afin d'avoir les variables de diagnostic moyennées du modèle et d'étudier la stabilité du modèle (Cf. Fig 2.2). Les courbes noires sont les valeurs moyennées chaque année et la droite rouge la moyenne. De manière générale, le modèle se stabilise relativement rapidement après 1 an pour toutes les composantes (et au bout de 2 ans pour être vraiment stable) mise à part la salinité qui se rapproche de la stabilisation seulement au bout de la 6e année. Par conséquent, la suite de l'étude ne se basera que sur l'étude des données entre la 5e et la 6e année, afin

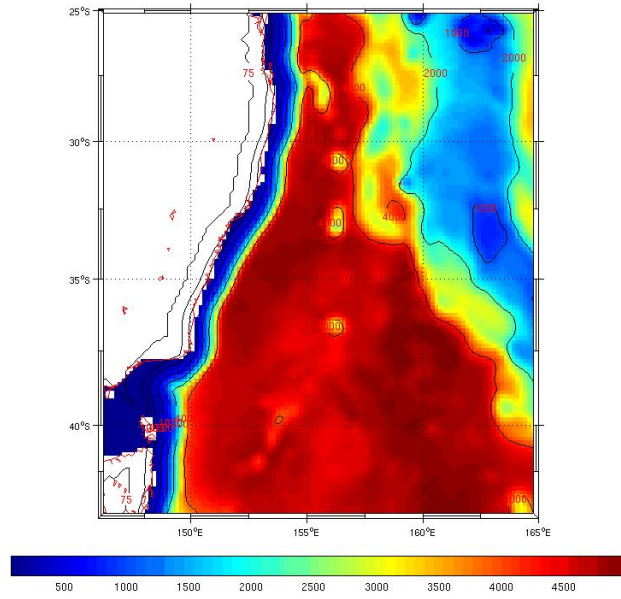


FIGURE 2.1 – Bathymétrie de la zone étudiée

de ne pas avoir les instabilités du début et de fin du modèle. De ce fait, les résultats ne seront pas impactés par une anomalie du modèle.

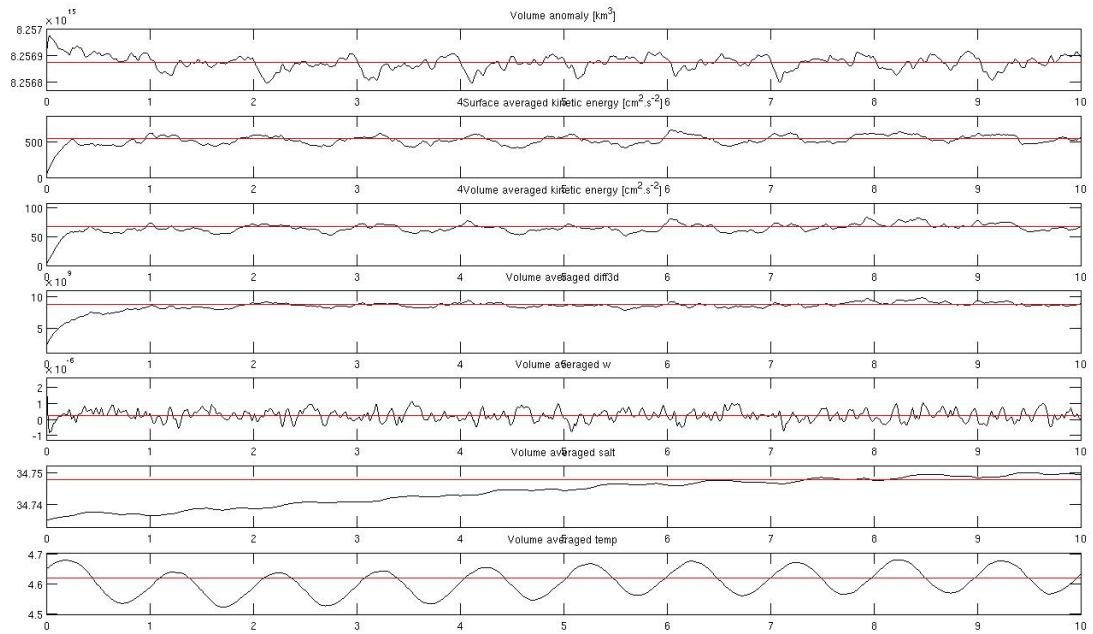


FIGURE 2.2 – Diagnostic du modèle

3 Résultats et discussion

3.1 Suivi du Courant Est Australien (CEA) et point de séparation

La partie suivante va permettre d'identifier le trajet du courant Est-Australien vers le sud et son point de séparation avec la côte. En effet, la séparation du CEA des côtes transporte des eaux dans des tourbillons et le long de la zone de séparation (Roughan and Middleton, 2002).

La Figure 3.2, permet d'observer que le CEA descend vers le sud et se sépare aux environs de 31°S. La formation d'un jet côtier peut être observée (observable aussi sur la Figure 3.1 A). En effet, la séparation du CEA est divisée en deux parties : une partie tourbillonnaire et un courant qui va suivre la côte Est australienne. Au point de séparation du CEA, des tourbillons aux noyaux chauds (anticycloniques) et des tourbillons aux noyaux froids (cycloniques) sortent du courant en direction du sud (Fig. 3.1 A) et l'élévation maximale se trouve au niveau des bordures du tourbillon formé vers 31°S (25 cm de surélévation) confirmant la dynamique des masses d'eau. Ces résultats peuvent être comparés à la Figure 3.1 B, représentant les températures de surface et les courants géostrophiques en mettant en évidence le tourbillon anti-cyclonique chaud et le jet longeant la côte. Au niveau de Smoky Cape (31°S), le plateau continental se rétrécit, ce qui a augmenté l'intensité des courants de fond le long du plateau résultant en une zone avec des tensions de fonds très importantes.

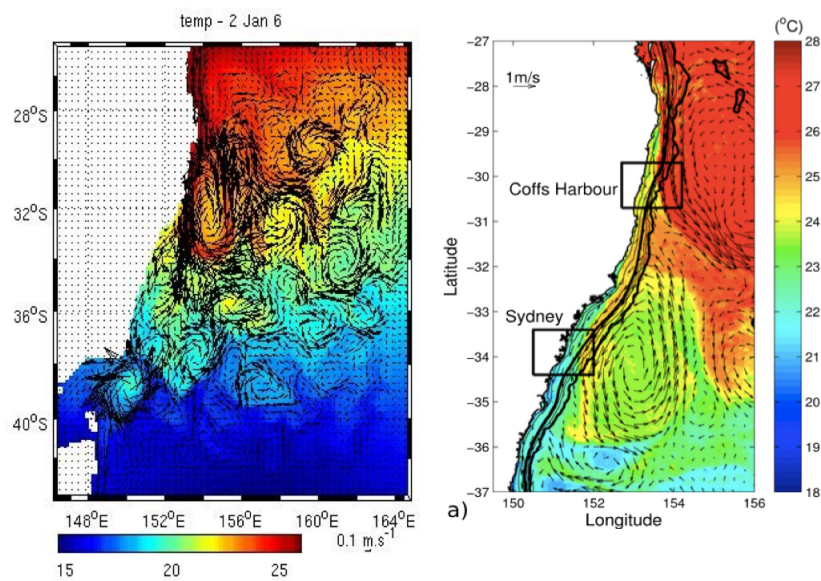


FIGURE 3.1 – Profil horizontal de température/courantologie de surface en Janvier - Comparaison avec les résultats de Schaeffer (2013)

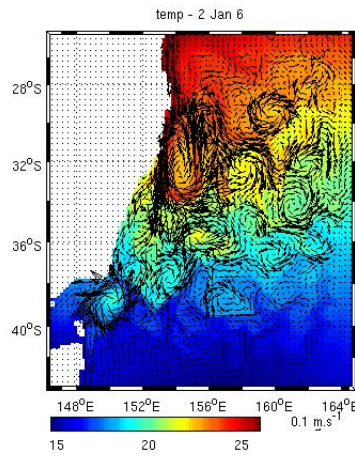


FIGURE 3.2 – Elevation et courantologie de surface en Janvier

3.2 Variabilité saisonnière

Cette partie va s'intéresser à la variabilité saisonnière des champs de température de surface (10 mètres de profondeur) du CEA entre Octobre (5e année de simulation) et Mars (6e année de simulation). Cette période permet de voir la dynamique pendant une grande période, c'est à dire la fin de l'hiver (Octobre - Novembre), le début de l'été (Décembre - Février) et la fin de l'été (Mars).

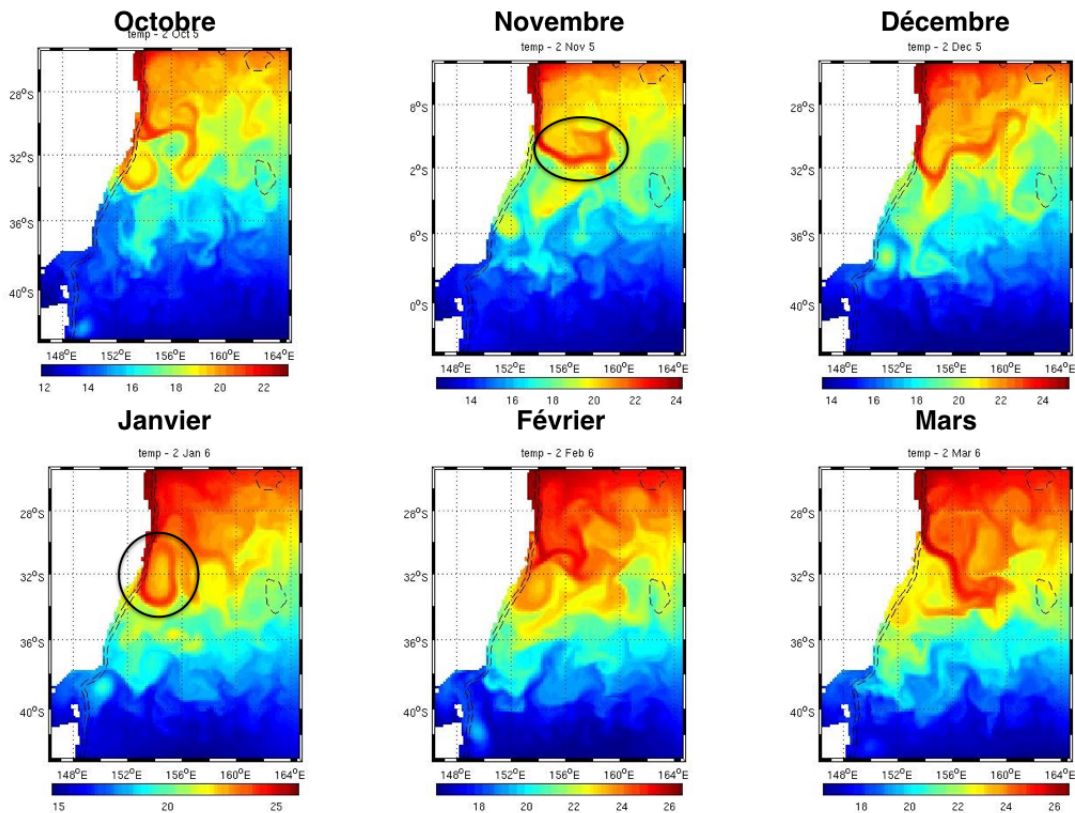


FIGURE 3.3 – Transport horizontal de la température entre Octobre et Mars

Au mois d'octobre, les eaux chaudes du CEA descendent vers le sud, avec des eaux côtières chaudes au niveau de 32° S. Au mois de novembre, la répartition des températures

est très différente. Un décrochement d'une partie du CEA est observable (rond noir) et des eaux côtières à 32°S refroidies. Un prémice de tourbillon au mois de Décembre est en train de se former, observable grâce au champ de température puis largement mis en place au mois de Janvier (en plein été) avec des températures entre 20 - 25 °C. Ce tourbillon est moins chaud et descend un peu plus vers le sud en Février puis se dissipe complètement au mois de Mars. De manière générale, l'intrusion d'un courant chaud venant du nord est observable jusqu'à la formation du premier tourbillon au mois de Décembre à 32°S environ.

La variabilité saisonnière des températures corobore la descente d'eaux chaudes vers le sud le long des côtes australiennes et la formation d'un tourbillon au niveau de 32°S. La variabilité temporelle du champ de température de surface est alors directement liée à la formation de systèmes tourbillonnaires.

3.3 Influence de la topographie sur la formation d'upwelling

Le CEA est connu pour être le moteur d'upwelling côtier froid et riche en nutriments au niveau du plateau continental induit par les frictions de fond (Schaeffer et al., 2013). Comme expliqué précédemment, l'augmentation d'intensité des courants de fond le long du plateau a créé une zone avec des tensions de fonds très importantes tout le long du plateau continental qui conduit à la formation d'upwelling, où l'intensité de ce courant va réguler le flux d'eau froide remontée (Oke and Middleton, 2000). Dans cette partie, l'objectif est alors de mettre en évidence l'upwelling conduit par le CEA au niveau de la zone de Diamond Head (31,7°S).

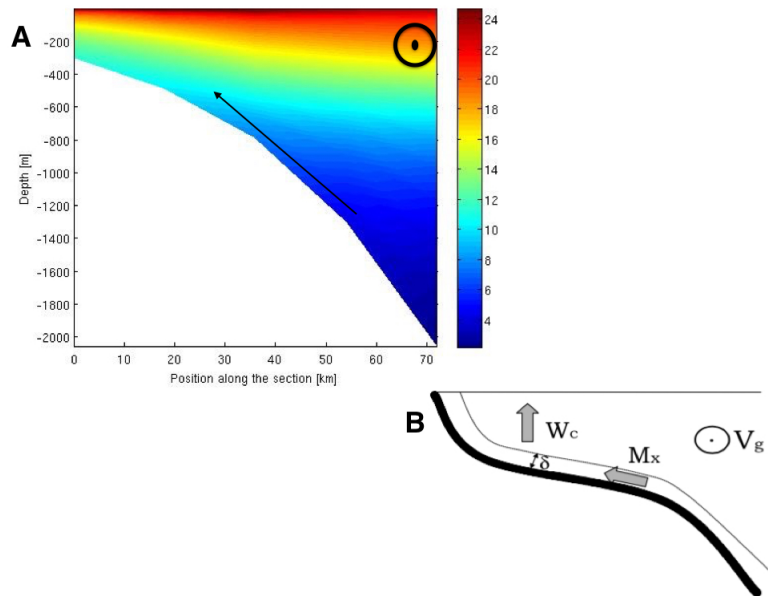


FIGURE 3.4 – Profil vertical de température à 31,7°S - Comparaison avec une coupe transversale de Roughan and Middleton (2004). Avec V_g (courant géostrophique le long de la côte), M_x (masse transportée à travers la couche limite) et W_c (upwelling).

La coupe transversale (Cf. Fig.3.4 A), permet d'identifier les remontées d'eaux froides

au niveau de Diamond Head. En effet, ce sont les contraintes topographiques qui vont permettre cette remontée en surface. A 300 mètres, l'isotherme 12°C est observable, avec une remontée en sub-surface (100 mètres) d'eau avoisinant les 16 °C. En surface, la couche d'eau chaude (24°C) est très fine (environ 20 mètres). La structure en coupe (Cf. Fig.3.4 B), montre un fort courant qui longe le plateau continental, et le coeur du courant d'intrusion du CEA situé au large du plateau continental. Le coeur du courant empiète sur le plateau continental ce qui relève les lignes de mêmes vitesses.

En effet, l'augmentation d'intensité du courant à la base de la colonne d'eau augmente les frictions de fonds, ce qui engage une spirale d'Ekman de fond d'où un pompage à travers la couche limite de fond (Roughan and Middleton, 2004). En effet, Nansen (1898) observait que le courant de fond est dévié vers la gauche dans la couche d'Ekman de fond (soit à droite dans notre cas en hémisphère sud). La spirale d'Ekman engendre alors un déplacement vers la droite de l'eau qui rencontre directement le plateau continental étant donné que le courant descend vers le sud avec la côte sur sa droite. La topographie oblige alors l'eau de fond à remonter sur le bord du bassin, ce qui engendre un upwelling côtier.

4 Conclusion

Le but de cette étude résidait dans la réalisation d'une modélisation réaliste du Courant Est Australien et de comprendre son mécanisme, à l'aide de l'outil ROMS. En effet, cela a permis de mieux comprendre le fonctionnement du courant et sa descente vers le sud lors de l'été austral mais aussi comment la bathymétrie d'une zone peut engendrer des mécanismes physiques associés.

Le CEA arrive directement du Nord Est de l'Australie et descend ensuite le long de la côte australienne. Sa trajectoire est alors directement liée aux contraintes topographiques de la zone. La séparation du CEA en deux trajectoires distinctes a un contrôle majeur sur l'environnement côtier. Toute la phase de séparation du CEA est observable entre Octobre et Février pendant la période d'été où les eaux chaudes descendent vers le sud. En effet, le courant côtier formé le long des côtes est intensifié avec une zone de rétrécissement important du plateau continental autour de 31°S . L'intensification de ce courant va alors générer le processus de la spirale d'Ekman de fond et engendrer un upwelling côtier au niveau de $31,7^{\circ}\text{S}$.

Enfin, dans cette étude, le vent et son rôle dans la formation d'upwelling a été mis de côté, or l'interaction des deux phénomènes serait très intéressante à développer. Un des meilleurs moyens d'évaluer le réel impact de l'upwelling côtier serait l'utilisation de la biologie comme indicateur. On s'attend alors, à avoir des eaux très riches en nutriments, avec une réponse sur les biomasses phytoplanctoniques très favorable.

Bibliographie

- Doglioli, A. (2016). *Notes de cours et travaux dirigés de Modélisation de la circulation océanique*.
- Oke, P. R. and Middleton, J. H. (2000). Topographically induced upwelling off eastern australia. *Journal of Physical Oceanography*, 30(3) :512–531.
- Roughan, M. and Middleton, J. H. (2002). A comparison of observed upwelling mechanisms off the east coast of australia. *Continental Shelf Research*, 22(17) :2551–2572.
- Roughan, M. and Middleton, J. H. (2004). On the east australian current : variability, encroachment, and upwelling. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C7).
- Schaeffer, A., Roughan, M., and Morris, B. D. (2013). Cross-shelf dynamics in a western boundary current regime : Implications for upwelling. *Journal of Physical Oceanography*, 43(5) :1042–1059.
- Sloyan, B. M., Ridgway, K. R., and Cowley, R. (2016). The east australian current and property transport at 27 s from 2012-2013. *Journal of Physical Oceanography*, (2016).