

"Modélisation du bassin de Sorell, et mise en évidence du courant de Zeehan par le modèle océanique régional ROMS"

OPB 205 modélisation de la circulation océanique

Sous la direction de Andrea Doglioli

Rendu le 22 mai 2014

Baptiste Guillon

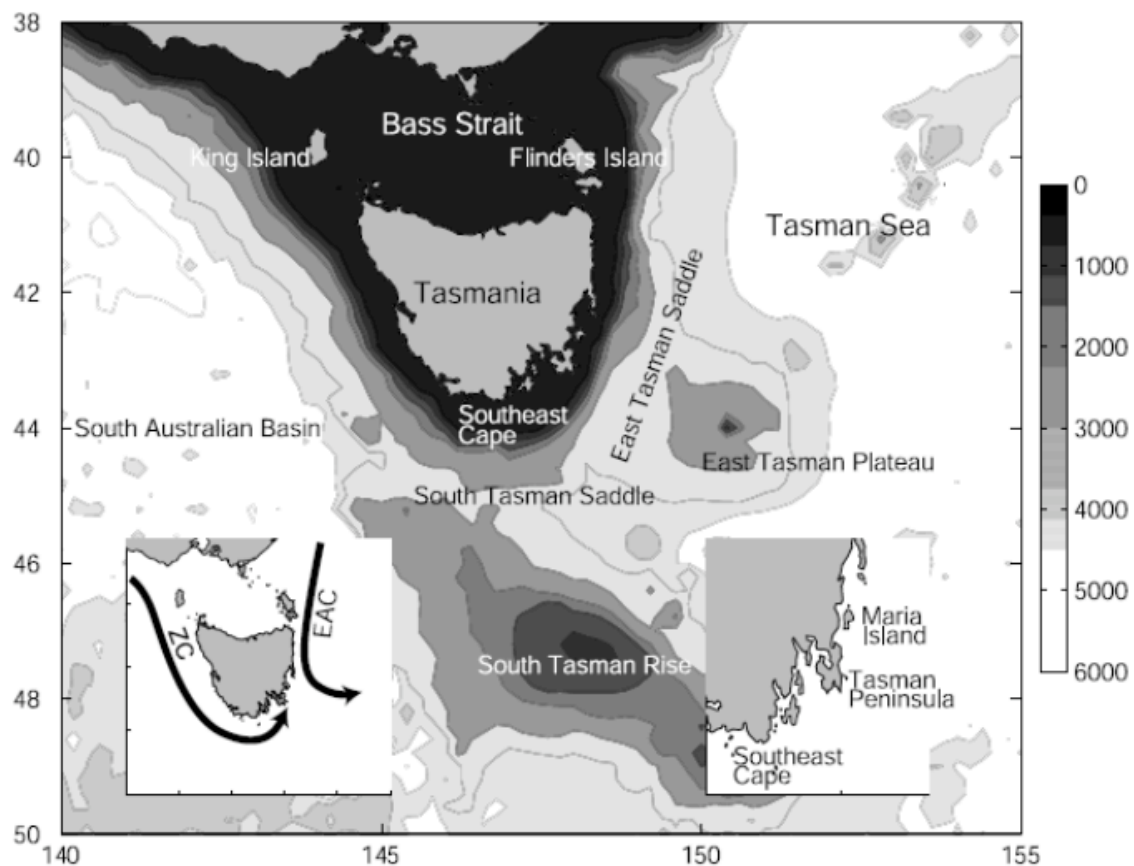


Figure 1 : Circulation océanique autour de la Tasmanie, avec simultanément la bathymétrie de la zone, et quelques structures géographiques. L'encart de gauche montre un système schématisé des deux courants principaux de la zone. L'encart de droite montre la côte sud-ouest mieux détaillée. (Ridgway 2007).

Sommaire

Résumé – Abstract.....	3
1. Introduction.....	4
2. La zone d'étude : Le bassin de Sorell et le courant de Zeehan.....	4
2.1. Le bassin de Sorell	
2.2 Le courant de Zeehan	
3. Matériels et méthodes.....	6
3.1 Les équations qui régissent la circulation océanique	
3.2 Les conditions initiales permettant d'initialiser le modèle ROMS	
3.3 Implémentation de la zone d'étude dans le modèle	
4. Résultats et interprétations.....	11
4.1 La température de surface	
4.2 La salinité de surface	
4.3 Le courant de Zeehan	
5. Conclusion et perspectives.....	15
Bibliographie.....	16

Résumé

L'objectif de ce travail a été de modéliser le courant de Zeehan, qui longe le plateau continental ouest de la Tasmanie en direction du sud, dans le bassin de Sorell, à l'aide du modèle régionale océanique ROMS. Pour ce faire, il a d'abord fallu implémenter correctement la zone d'étude choisie dans le modèle. Dès lors, une simulation décennale a pu être effectuée sur le cluster de l'OSU Pythéas (Aix-Marseille Université). Cette simulation a ensuite été analysée et comparée aux données issues de la littérature.

Abstract

The objective of this work was to model the Zeehan current, which flows southward along the western continental shelf of Tasmania, in the Sorell Basin, with the regional ocean model ROMS. It was first necessary to properly implement the study area selected in the model. Therefore, a decadal simulation could be performed on the cluster of OSU Pythéas (Aix-Marseille University). This simulation was then analyzed and compared with data from the literature.

1. Introduction

Pendant plusieurs années, plusieurs méthodes ont été développées avec l'intérêt de mieux décrire et comprendre les aspects hydrodynamiques des océans. La modélisation numérique figure comme une de ces méthodes et consiste à utiliser les équations de la dynamique océanique pour simuler le comportement des processus océaniques. Les modèles SEAMER, MARS, ROMS, POM, SYMPHONIE, TELEMAC et HYCOM sont des exemples de modèles numériques spécifiquement utilisés pour modéliser (représenter) les courants océaniques. Le modèle ROMS (Regional Ocean Model System), utilisé dans cette étude est l'un de ces modèles océaniques régionaux et il est utilisé par de nombreux chercheurs.

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé une version du modèle ROMS (Regional Ocean Modelling Système) fournie avec la suite ROMS_tools (<http://roms.mpl.ird.fr>). Ce modèle a donc été implémenté à une région océanique choisie, le bassin de Sorell. Après une description plus précise de la zone d'étude et de l'outil adopté, nous pourrions diagnostiquer la stabilité du modèle, afin de voir quelles variables sont exploitables pour l'analyse. Enfin, nos résultats seront comparés à des données expérimentales de la littérature afin de vérifier leurs validités.

2. La zone d'étude : Le bassin de Sorell et le courant de Zeehan

2.1. Le bassin de Sorell

Le bassin de Sorell (Figure 2) est un petit bassin à l'ouest de la Tasmanie.

Des observations de salinité à 50m de profondeur de Ridgway and Condie (2004) (Figure 3), montrent que la salinité du bassin de Sorell (mais aussi du détroit de Bass) est légèrement plus forte pendant l'hiver que pendant l'été. C'est un point important qui indique l'entrée saisonnière de masses d'eaux dans la région d'étude.

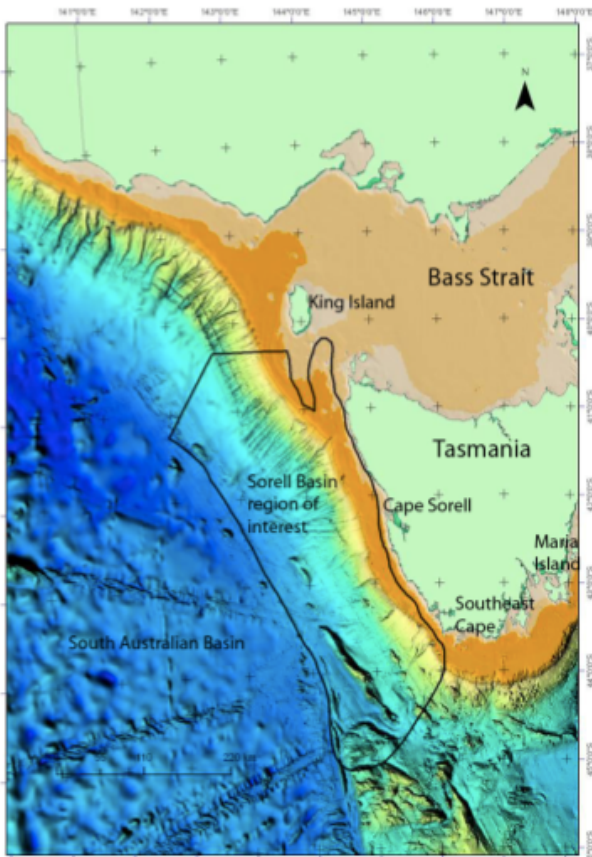


Figure 2 : Carte du bassin de Sorell (Ridgway 2007)

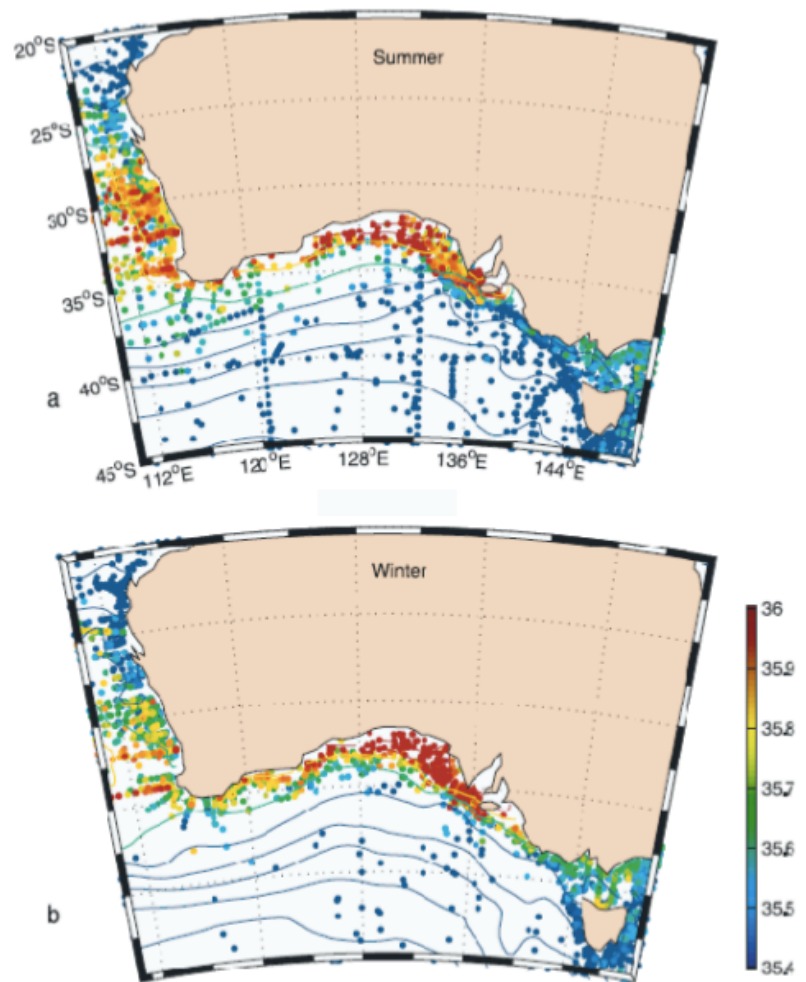


Figure 3 : Observations individuelles de salinité à 50m de profondeur (a) = été. (b) = hiver (Ridgway and Condie (2004))

2.2 Le courant de Zeehan

Le courant de Zeehan est le courant dominant descendant le long de la côte Ouest Tasmane, avec des variations saisonnières conformément au courant Est Australien. Les images de température de surface (SST) de Cresswell (2000) (Figure 4), montrent le courant de Zeehan en hiver comme un flux d'eau chaude (environ 12°C) dirigé vers le sud. Ce flux d'eau chaude contourne le cap sur de la Tasmanie, avant de remonter vers le Nord, au moins jusqu'à l'île Maria et de rencontrer le courant Est Australien. En hiver, des tourbillons sont observables à l'ouest de l'île King, et une région plus froide, au sud et à l'est du détroit de Bass peut aussi être observée. En été, l'image montre que le courant de Zeehan longe la côte Ouest Tasmane en direction du Sud, mais il rencontre directement le courant Est Australien, qui va alors l'entraîner avec lui vers le Sud. En effet, en été, ce courant Est Australien est plus puissant et parvient à descendre à quelques centaines de kilomètres au Sud de la Tasmanie.

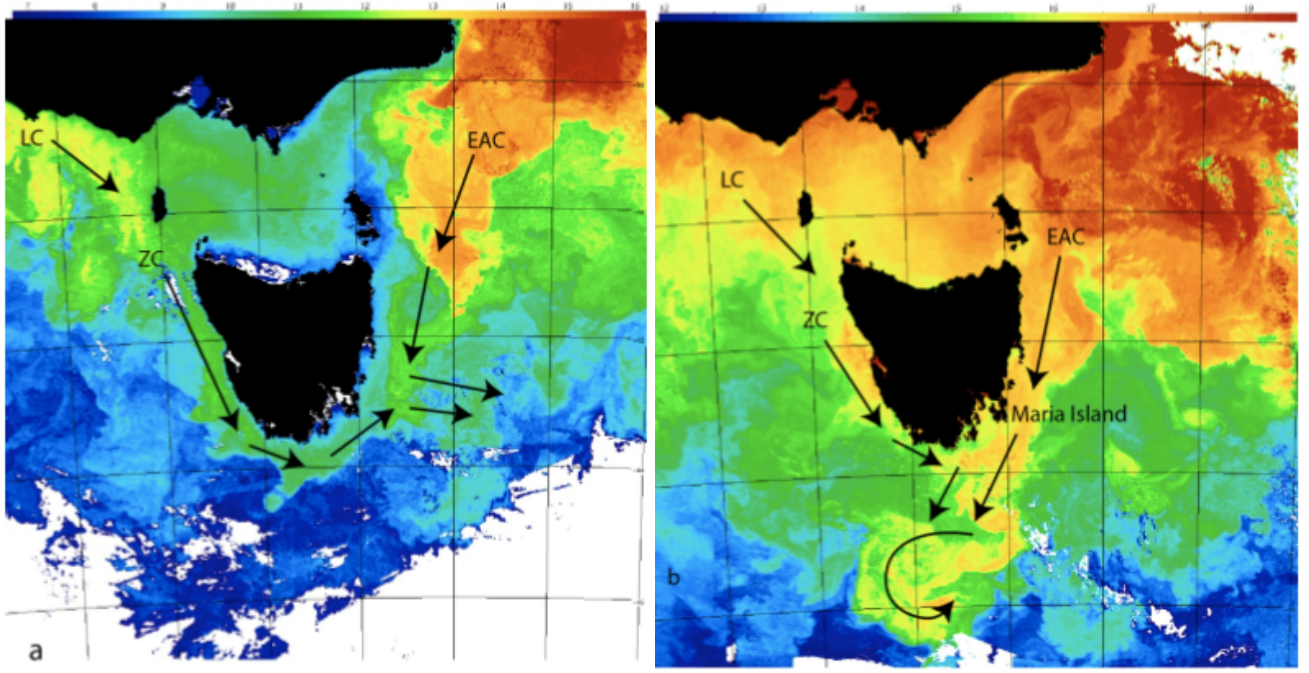


Figure 4 : Température de surface. (a) = hiver (7 -> 16°C). (b) = été (12 -> 18°C) (Cresswell, G. (2000))
Les flèches noires représentent le trajet des différents courants, LC (Leuwin current), ZC (Zeehan current), EAC (East Australian current)

3. Matériel et méthode

3.1 Les équations qui régissent la circulation océanique

Afin de comprendre comment fonctionne le modèle ROMS, il est d'abord nécessaire de rappeler les équations de la quantité de mouvement d'un fluide géophysique : Equations de Navier-Stokes :

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

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

u , v sont les composantes horizontales et w la composante verticale non turbulente de la vitesse et u' , v' et w' sont des composantes turbulentes. f est le paramètre de Coriolis ($f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin(\phi)$), ρ_0 est la masse volumique avec l'approximation de Boussinesq, P est la pression. Les termes turbulents peuvent s'exprimer selon la fermeture de la turbulence selon Boussinesq :

$$\overline{u'u'} = -A_x \frac{\partial u}{\partial x} \quad \overline{u'v'} = -A_y \frac{\partial u}{\partial y} \quad \overline{u'w'} = -A_z \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3)$$

$$\overline{v'u'} = -A_x \frac{\partial v}{\partial x} \quad \overline{v'v'} = -A_y \frac{\partial v}{\partial y} \quad \overline{v'w'} = -A_z \frac{\partial v}{\partial z} \quad (4)$$

Avec A_x et A_y les coefficients de viscosité turbulente horizontaux et A_z , le coefficient de viscosité turbulente verticale.

Pour les coefficients horizontaux, on fait l'hypothèse de l'isotropie de turbulence horizontale ($A_x=A_y=A_h$) vue que il n'y a pas des raisons pour considérer différemment le mélange turbulent horizontale dans les deux directions de l'espace. Généralement, le schéma de Smagorinski (1963) est utilisé pour tous les coefficients horizontaux.

La grande difficulté de la modélisation réside dans la détermination des coefficients verticaux. Plusieurs approches ont été développées pour modéliser au mieux ces processus de mélange sur toute la colonne d'eau. Deux approches majeures peuvent être distinguées : les modèles de fermeture turbulente basée sur le calcul de l'énergie cinétique turbulente avec une équation pronostique dédiée (schéma de Gaspard et al. (1990) et de Mellor & Yamada, (1974)). Et les modèles qui adoptent une paramétrisation dite de type K-profile. Ce nom dérive du fait que souvent le coefficient de viscosité ou diffusivité est indiqué avec la lettre K. La différence principale par rapport aux schémas précédents est qu'à la place de résoudre une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente, on adopte pour les coefficients verticaux de viscosité et de diffusion un certain profil verticale. Le but est donc de trouver le profil le plus généraliste (schéma de Pacanowski & Philander (1981) et de Large et al. (1994)). Dans cette études on a utilisé la méthode dite KPP (par métrisation de type K-profil) (Large & al, 1994).

D'autres équations sont utilisées dans le Modèles ROMS :

. L'équation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (5)$$

. L'équation de conservation de la chaleur :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T = -\frac{\partial(\overline{T'u'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{T'v'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{T'w'})}{\partial z} + \frac{H_c}{\rho_0 \cdot C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (6)$$

Avec T : température ; H_c =flux solaire incident ; C_p :coefficient de chaleur massique et I = fraction du flux de chaleur arrivant à la profondeur z .

. L'équation de conservation du Sel :

Avec S : salinité

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} S = -\frac{\partial(\overline{S'u'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{S'v'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{S'w'})}{\partial z} \quad (7)$$

. L'équation d'état de l'eau de mer :

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (8)$$

. Les équations en eaux peu profondes (E.P.P) :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + f v + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + F_x + B_x \quad (9)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - f u + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + F_y + B_y \quad (10)$$

Avec g : accélération de la gravité ; η : surélévation de la surface ; A_h : coefficient turbulent sur l'horizontale (x, y) ; $\vec{F} = (F_x, F_y)$: forçage du au vent et $\vec{B} = (B_x, B_y)$: forçage au fond .

3.2 Les conditions initiales permettant d'initialiser le modèle ROMS

L'apport des conditions initiales au modèle ROMS se fait par l'outil Romstools, celui-ci apporte les données météorologiques, satellites et conditions de frontière au modèle ROMS. Ces données provenant de Word Ocean Atlas, ICOADS, Topex Poseidon, Quicat et Pathfinder SST. Ils permettent de calculer les conditions de frontière d'après la méthode dynamique, qui permet, à partir des profils de température, de salinité et de pression, d'obtenir les vitesses géostrophiques (Doglioli, (2013a)). Ceux-ci fournissent la grille, la bathymétrie et les forçages des équations (9) et (10).

Les conditions aux limites sont résumées dans le Tableau 1 ci-dessous.

Caractéristiques	Conditions en surface	Conditions au fond	Conditions aux frontières
Surélévation	$z = -\eta$	$z = -h$	frontières fermées (côtes, continents)
Vitesse de courant	$A_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \left(\frac{\tau_{sx}}{\rho_0}, \frac{\tau_{sy}}{\rho_0} \right)$ $\vec{\tau}_s = \rho_{air} C_0 \ \vec{V}_{10} \ \vec{V}_{10}$	$A_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \left(\frac{\tau_{bx}}{\rho_0}, \frac{\tau_{by}}{\rho_0} \right)$ $\vec{\tau}_b = \rho_{eau} C_0 \ \vec{V}_1 \ \vec{V}_1$	
Flux de chaleur	$A_v^T \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{Q}{\rho \cdot C_p}$ Q :transfert thermique	$A_v^T \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = 0$	
Flux de sel	$A_v^S \left(\frac{\partial S}{\partial z} \right) = \frac{(E - S)P}{\rho_0}$ E :evaporation P :precipitation	$A_v^S \left(\frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0$	
Autres	La surélévation η ne dépend pas de z		frontières fermées utilisent la <i>mask</i> , elle est nulle sur la côte ou continent = flux normal à la côte nul

Tableau 1 : Les différents types de conditions aux limites utilisés par le modèle ROMS.

3.3 Implémentation de la zone d'étude dans le modèle

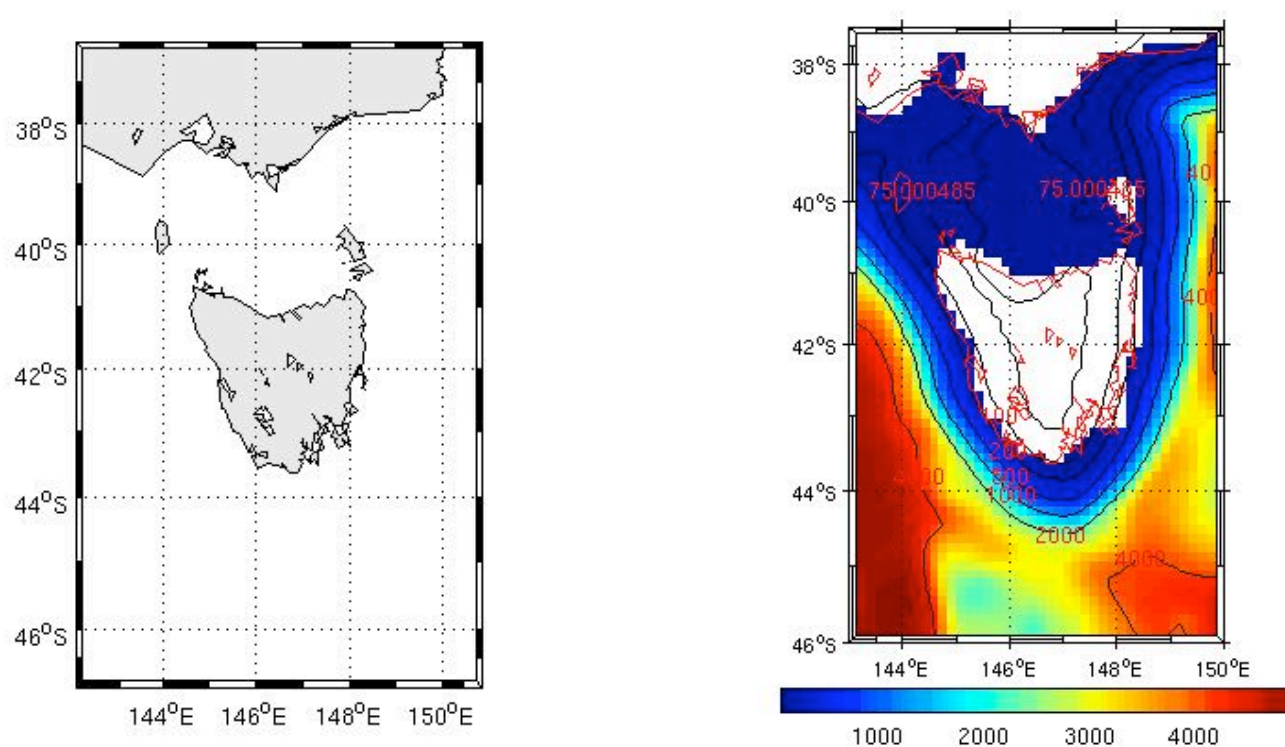


Figure 5 : Zone d'étude (à gauche) et bathymétrie de la zone (à droite)

Le Tableau 2 ci-dessous regroupe les paramètres qui caractérisent la grille de calcul

Résolution	1/6°
Nombre de niveaux verticaux (N=)	32
longitude minimal (lonmin=)	143°
longitude maximal (lonmax=)	150°
latitude minimal (latmin=)	-46°
latitude maximal (latmax=)	-37.5°
LLm	41
MMm	68

Tableau 2 : Paramètres de la grille

L (=LLm+1), M (=MMm+1), N correspondent respectivement au nombre de maille dans la direction x, y, z

Ces coordonnées doivent être reportées dans le fichier romstools_param.m ainsi que les choix effectués sur les frontières ouvertes ou fermés et la résolution.

Frontières ouvertes: ouest, sud, est

Frontières fermées: nord

Discretisation temporelle : Elle se fait selon la condition de Courant-Fredrichs-Levy (CFL) permettant d'avoir la condition de stabilité du modèle c'est-à-dire les données temporelles de simulation. Le CFL se calcul d'après l'équation (11) (Doglioli (2013b):

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{\sqrt{gh}} \left[\frac{1}{dx^2} + \frac{1}{dy^2} \right]^{-1/2} \quad (11)$$

Δt_E : Pas de temps externe au modèle, $C(t) = \sqrt{gH}$ où C est la célérité des ondes longues de gravité, Δx et Δy sont les pas de mailles sur les composantes x et y .

Les valeurs adoptées pour les paramètres temporels sont résumées en Tableau 3 :

Hmax	5000 m	profondeur maximale
Δx	12 km	pas spatial sur x
Δy	12 km	pas spatial sur y
NDTFAST	60	
NTIMES	2400	Nombre d'itération pour 1 mois
dt	1080 s	pas de temps interne
DTE	18 s	pas de temps externe
NWRT	240	écrit tous les 3 jours
NRST	2400	redémarre tous les mois
NAVG	240	moyenne tous les 3 jours

Tableau 3 : Donnée du critère CFL, et des pas de temps et d'espaces à considérer

Enfin, il a fallu configurer cette simulation pour qu'elle se déroule sur 10 ans, avec une sortie tous les mois

4. Résultats et interprétations

4.1 diagnostique

Avant d'interpréter les figures de la simulation, il faut d'abord vérifier la stabilité du modèle. La diagnostique nous permet de voir au bout de combien de temps le modèle se stabilise depuis les conditions initiales :

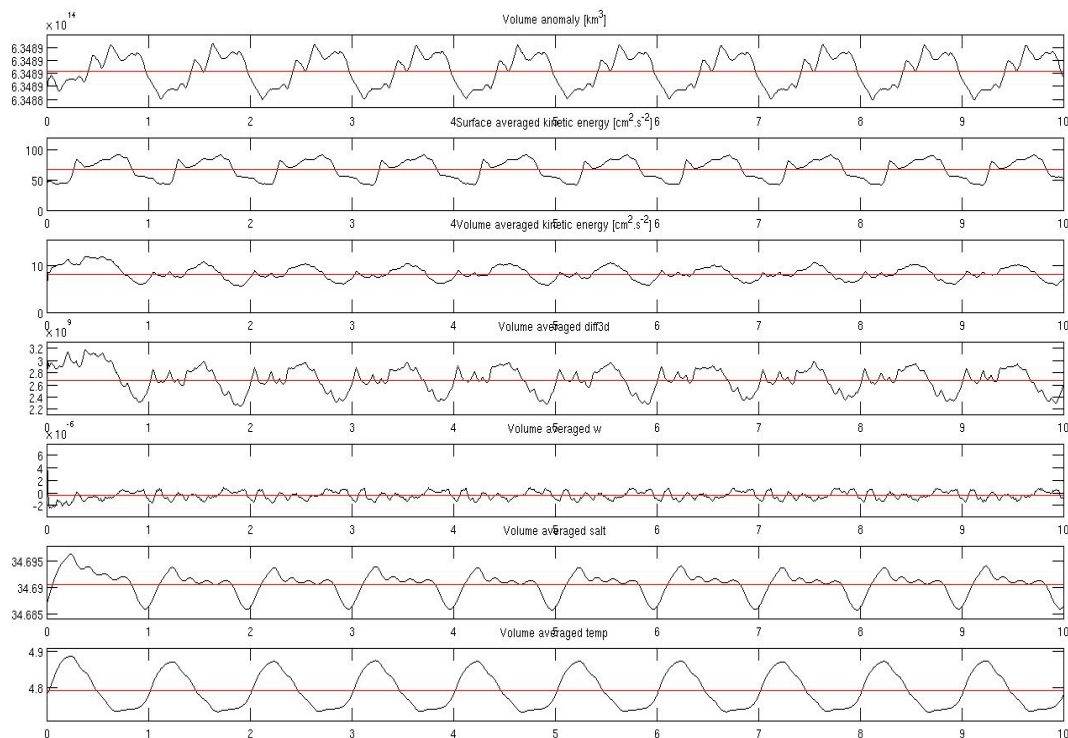


Figure 6 – Diagnostique de la simulation aux conditions de frontières normales. La ligne rouge représente la moyenne de chaque variable et les courbes noires les variables moyennées sur 10 ans de simulation.

Un modèle devient stable lorsque les variables oscillent le plus près possible autour de la valeur moyenne. A partir de ce graphe on remarque que le modèle a mis une année pour se stabiliser pour toutes les grandeurs mesurées, même pour la salinité, l'une des variables les plus dures à modéliser, surtout quand les apports d'eau douce influent fortement, car ils sont difficiles à estimer précisément. Le temps de stabilisation global est très rapide. En effet, le modèle semble quasi stable dès la deuxième année, et comporte peu de variations sur les 9 dernières années, qui peuvent donc toutes être utilisées pour l'exploitation.

4.2 Température de surface

La température de surface (Figure 7) représente plutôt le courant de Zeehan. En effet, on aperçoit que l'eau le long de la côte ouest tasmane est plus chaude qu'au large. Ce courant contourne le cap sud de la Tasmanie et remonte vers le nord avant de partir à l'est au niveau de l'île Maria. Cela concorde bien avec la littérature pour les conditions hivernales, mais en été, malgré l'intensification marqué du courant Est Australien, celui-ci ne parvient pas à longer la côte est tasmane, et le courant de Zeehan semble parvenir à nouveau à jusqu'à l'île Maria.

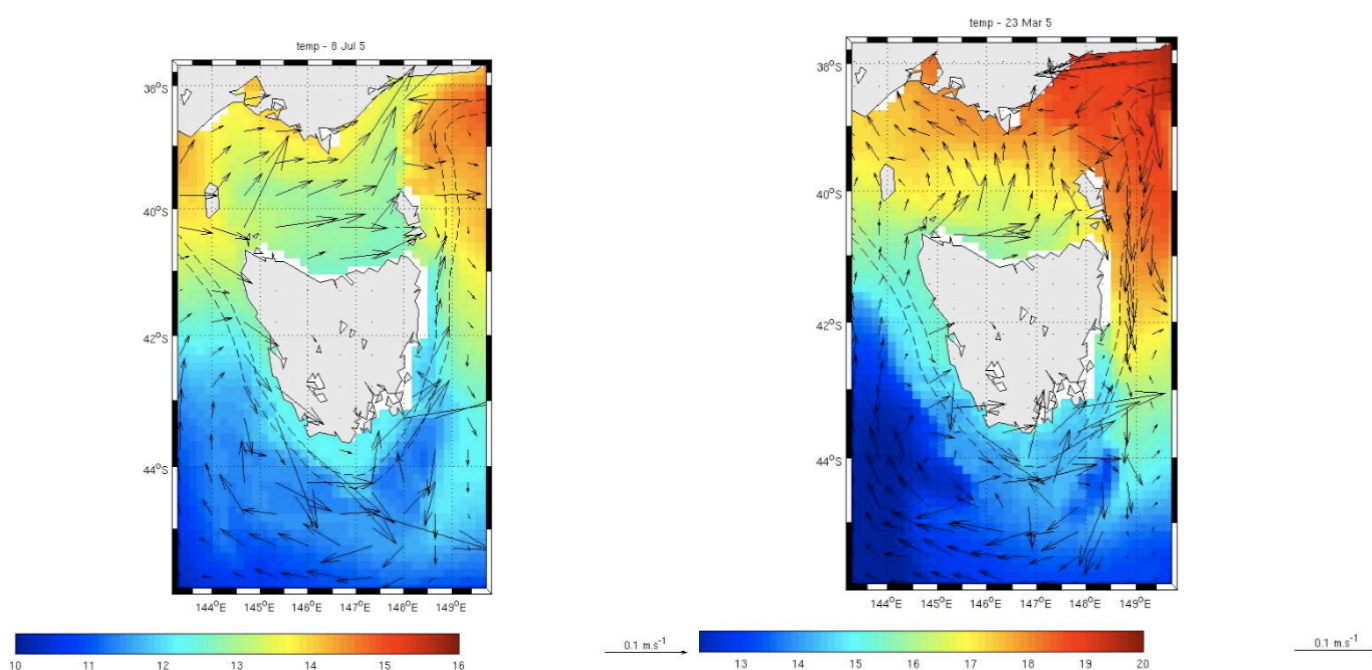


Figure 7 : Température de surface en hiver (à gauche, 8 juillet), et en été (à droite, 23 mars)
Les flèches indiquent la direction et l'intensité des vecteurs de courant.

4.3 La salinité

La salinité à 50m (Figure 8) semble plutôt bien correspondre avec les observations de Ridgway and Condie (2004), avec des valeurs comprises entre 35 et 36. On observe un maximum de salinité à l'est de l'île Flinders, au niveau du courant Est Australien en été. On observe aussi un maximum à l'est en hiver. On remarque que la salinité au sud du détroit de Bass est peut être mal représentée, car on s'attend à retrouver la aussi des valeurs maximums.

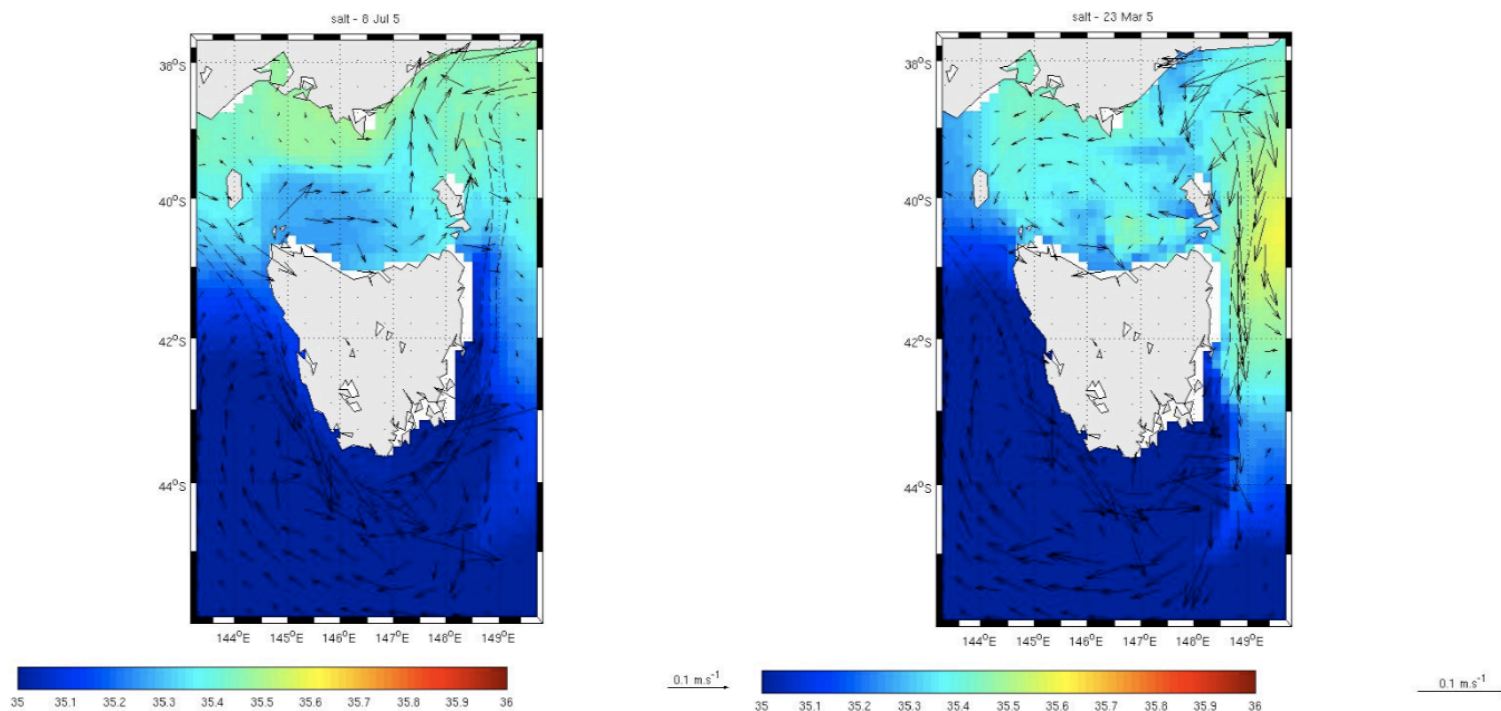


Figure 8 : Salinité à 50m de profondeur en hiver (à gauche, 8juillet), et en été (à droite, 23 mars)
Les flèches indiquent la direction et l'intensité des vecteurs de courant.

4.3 Section verticale au niveau du cap Sorell

Lorsque l'on compare la section verticale modélisée par ROMS et celle produite par Cresswell (2000) (Figure 9), on retrouve bien des valeurs semblables.

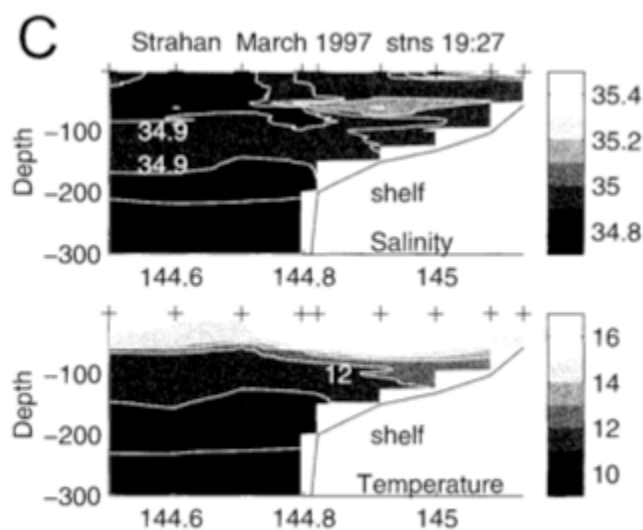


Figure 9 : Section verticale au niveau du cap Sorell, mars 1997 Cresswell, (2000). En haut = salinité
En bas = température

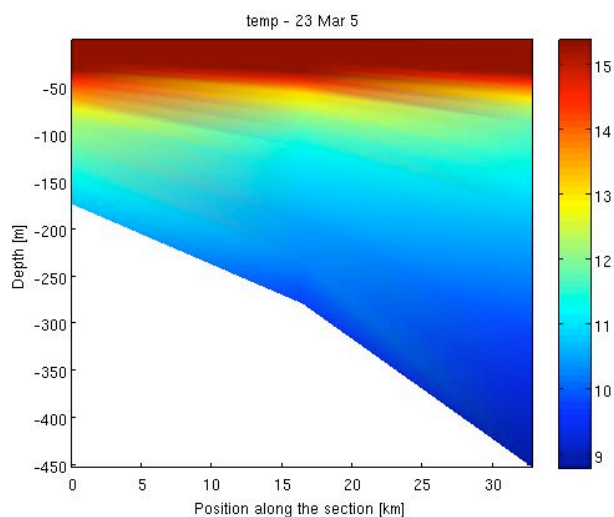


Figure 10 : Section verticale de la température au niveau du cap Sorell modélisée par ROMS (mars)

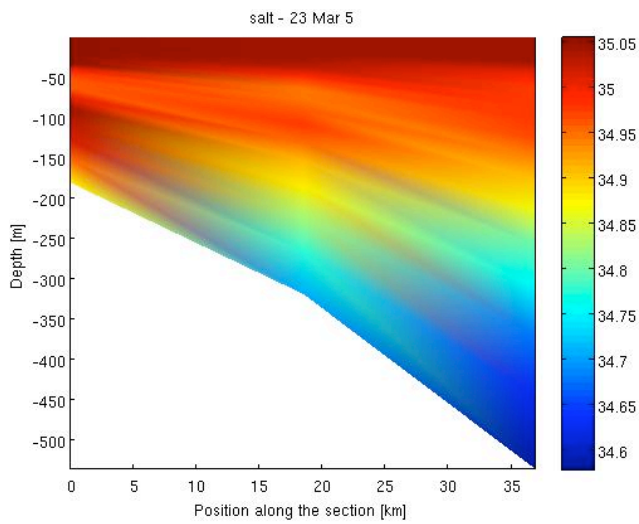


Figure 11 : Section verticale de la salinité au niveau du cap Sorell modélisée par ROMS (mars)

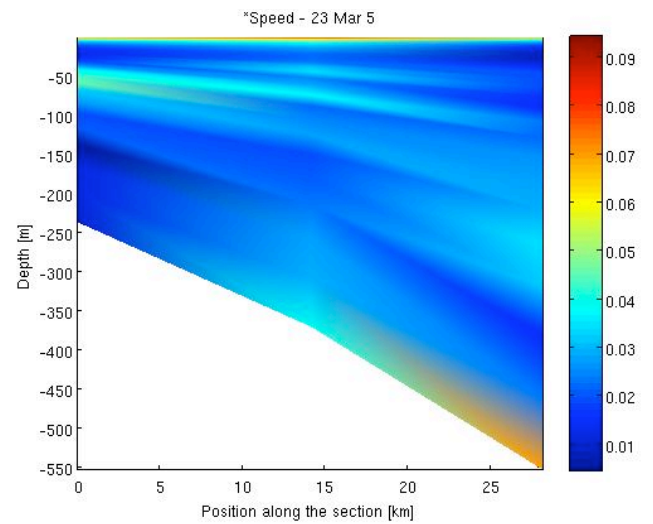


Figure 12 : Section verticale de la vitesse au niveau du cap Sorell modélisée par ROMS (mars)

Pour la température (Figure 10), on retrouve bien cette valeur de 12°C au niveau des 100 m de profondeur, et pour la salinité (Figure 11), des valeurs entre 34,8 et 34,9 entre 100 et 200m de profondeur.

Pourtant, la section verticale de la vitesse (Figure 12) ne nous permet pas de mettre en évidence le courant de Zeehan, mais cela est peut être du à la position de la section verticale faite sur ROMS. Effectivement, lorsqu'on observe la vitesse à 100 et 200m mètres de profondeurs, on voit clairement apparaître ce courant (Figure 13) et on remarque une faible intensité au niveau du cap Sorell, ce qui concorde avec la section verticale, et peut laisser penser que la bathymétrie au niveau de ce cap engendre une forte accélération du courant.

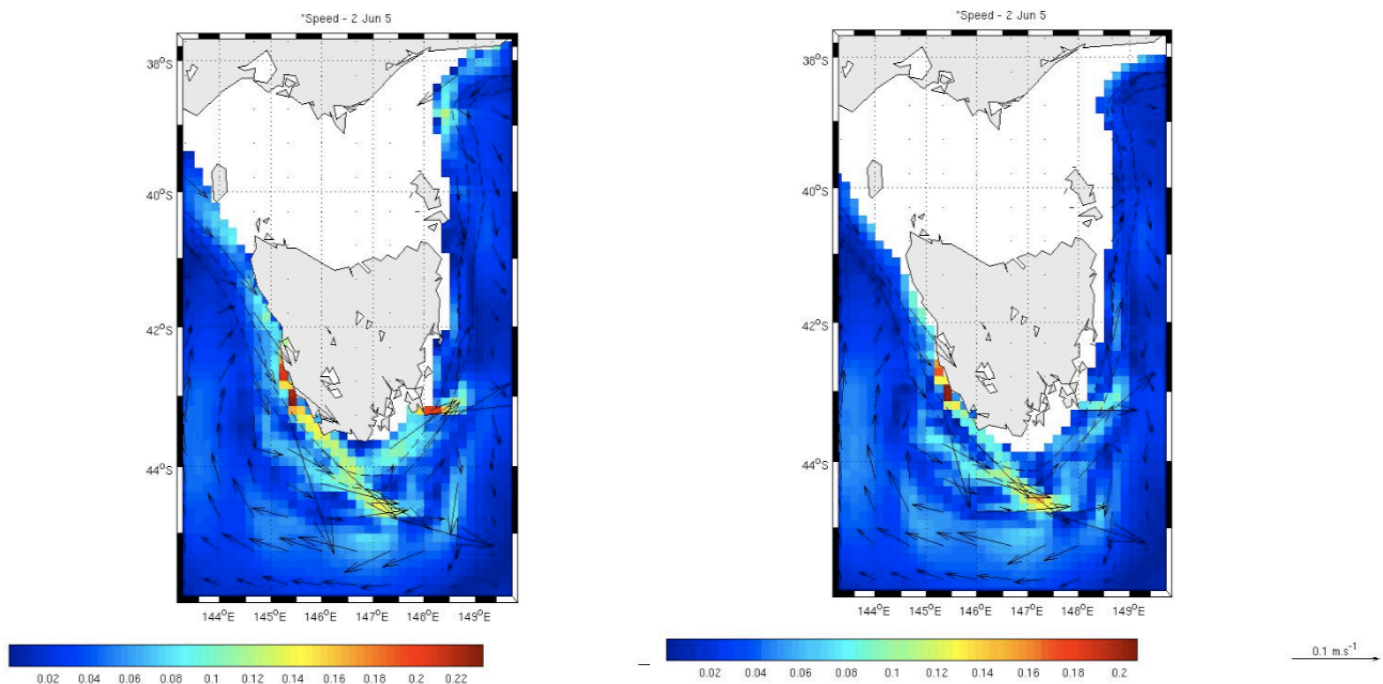


Figure 13 : Vitesse à 100m (à gauche) et 200m (à droite) de profondeur
Les flèches indiquent la direction et l'intensité des vecteurs de courant.

5. Conclusion et perspectives

Le modèle ROMS est un outil puissant de modélisation et représente plutôt bien la zone d'étude choisie dans sa globalité et permet de retrouver les gammes de valeurs rencontrées dans la littérature ainsi que les figures importantes qui régissent la circulation océanique. Mais ce modèle demande à être amélioré, notamment au niveau des frontières ouvertes, une condition encore difficile à modéliser.

Afin de tenter d'améliorer la représentation du modèle, une deuxième simulation a été effectuée, mais n'a pu être traitée dans ce document. Celle-ci a été réalisée avec une résolution plus fine dans l'optique de voir si cela ne permet pas de mieux représenter la circulation, notamment au niveau de l'île King mais aussi au sud de la Tasmanie pendant l'été, car les îles sont connues pour avoir une influence sur la circulation. Les variations bathymétriques rencontrées par les courants océaniques engendrent des perturbations à méso-échelle sous forme de tourbillons et de pompage. Cela aurait peut être comme conséquence de ralentir le courant de Zeehan et ainsi, qu'il soit mieux modéliser.

Bibliographie

CRESSWELL, G., 2000 (31:v): Currents of the continental shelf and upper slope of Tasmania. *In* Banks, M.R. & Brown, M.I. (Eds): *TASMANIA AND THE SOUTHERN OCEAN. Pap. Proc. R. Soc. Tasm.* 133(3): 21-30. ISSN 0080-4703. CSIRO Division of Océanography, GPO Box 1538, Hobart, Tasmania, Australia 7001.

Doglioli, A. M., Petrenko, A. A. (2013a), Notes de Cours et Travaux Dirigés de Dynamique Océanique, Université d'Aix-Marseille, Marseille, France.
http://mio.pytheas.univamu.fr/~doglioli/DoglioliPetrenko_NotesCoursTD_DynamiqueOceanique.pdf

Doglioli, A. M. (2013b), Notes de Cours et Travaux Dirigés de Modélisation de la Circulation Océanique, Université d'Aix-Marseille, Marseille, France.
http://www.com.univ-mrs.fr/~doglioli/Doglioli_NotesCoursTD_ModelisationCirculationOceanique.pdf

Large, W. G., J. C. McWilliams, and S. C. Doney, (1994): Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, 32, 363-403.

Ridgway, K.R., and Condie, S.A. (2004) The 5500-km-long boundary flow off western and southern Australia. *Journal of Geophysical Research*, 109, C04017.

Ridgway, K.R. (2007) Seasonal circulation around Tasmania: An interface between eastern and western boundary dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 112, C10016.