

Étude numérique de la circulation en mer d'Alboran : approche par emboîtement de grilles.

Valentin Rathelot
M1 Science de la mer
Parcours Océanographie Physique et Biogéochimique
Année 2025-2026

OPB 205
2 mai 2026
Doglioli Andréa

Table des matières

1	Introduction	2
1.1	Zone d'étude	2
1.2	Plateforme CROCO	2
1.3	Plateforme de modélisation	2
2	Matériels et méthodes	3
2.1	Physique du modèle CROCO	3
2.2	Discretisation des équations	4
2.3	Conditions aux limites et forçages	5
2.4	Stratégie de modélisation	6
2.4.1	Paramétrage du modèle basse résolution	6
2.4.2	Interpolation spatiale	7
3	Résultats	8
3.1	Résultat pour la grille basse résolution	8
3.1.1	Diagnostic du modèle	8
3.1.2	Courant et masses d'eau caractéristique	9
4	Discussion	11
4.1	Comparaison à la littérature	11
4.2	Limites de l'étude	11
5	Conclusion	12

Résumé

Ce rapport étudie la dynamique océanique du détroit de Gibraltar et de la mer d'Alboran à l'aide du modèle CROCO. L'objectif était de mettre en place une approche par emboîtement de grilles (downscaling). Une première simulation à $1/12^\circ$ a permis de stabiliser le modèle (spin-up) et a servi de base pour initialiser une grille haute résolution à $1/36^\circ$. Cet affinement, couplé à une baisse de la viscosité, a permis de modéliser avec succès l'échange d'eau en deux couches au niveau du détroit et les grands gyres anticycloniques de la région. Le passage à $1/36^\circ$ met aussi en évidence l'apparition d'une forte activité de sous-mésoéchelle. La principale limite de ce travail reste le coût de calcul : la simulation finale n'ayant tourné qu'un an, l'étude de la variabilité interannuelle n'est pas encore possible.

Absract

This report studies the oceanic dynamics of the Strait of Gibraltar and the Sea of Alboran with the help of the CROCO model. The objective was to put in place an approach by nesting of grids (downscaling). A first simulation at $1/12^\circ$ has permitted to stabilize the model (spin-up) and has served as a base to initialize a high resolution grid at $1/36^\circ$. This refinement, coupled with a drop of the viscosity, has permitted to model with success the exchange of water in two layers at the level of the strait and the big anticyclonic gyres of the region. The passage to $1/36^\circ$ puts also in evidence the apparition of a strong sub-mesoscale activity. The principal limit of this work stays the cost of calculation : the final simulation having run only one year, the study of the interannual variability is not yet possible.

1 Introduction

1.1 Zone d'étude

Le détroit de Gibraltar est la seule porte d'entrée naturelle entre l'océan Atlantique et la Méditerranée. C'est lui qui contrôle les échanges d'eau entre les deux bassins, avec un système de courants qui se croisent sur deux niveaux de profondeur. Juste à sa sortie se trouve la mer d'Alboran, qui sert de véritable zone tampon. Quand le jet d'eau de l'Atlantique y pénètre, il s'enroule sur lui-même et crée de grands tourbillon]. C'est une mécanique incontournable de la région (FIEUX (2017)).

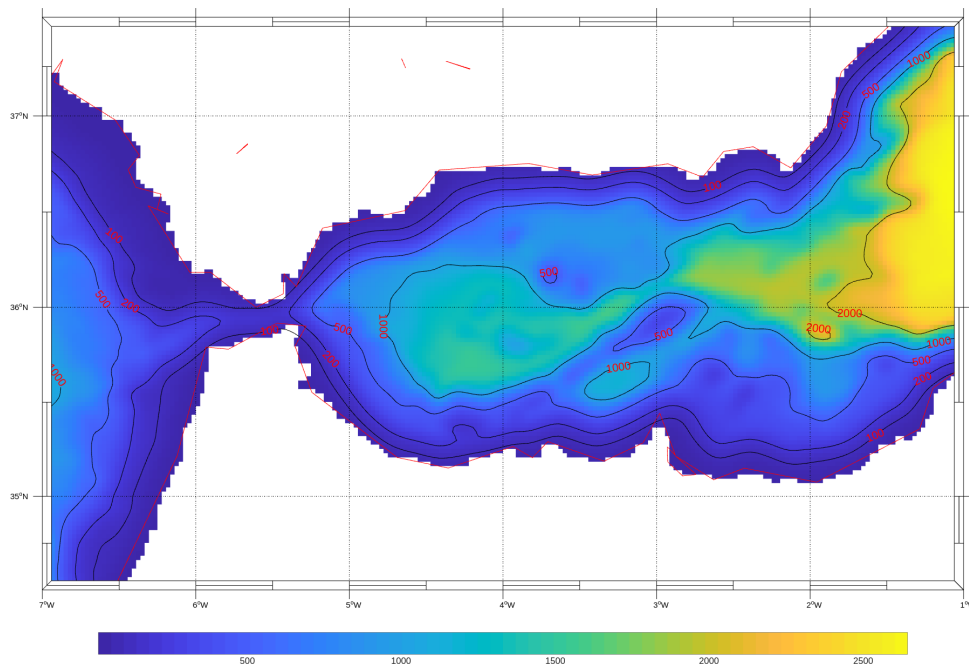


FIGURE 1 – Bathymétrie de la zone d'étude

1.2 Plateforme CROCO

1.3 Plateforme de modélisation

L'étude repose sur le modèle océanique CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model). Il s'agit d'un modèle communautaire aux équations primitives, particulièrement adapté à la simulation haute résolution des processus côtiers et régionaux sur de multiples échelles spatio-temporelles.

2 Matériels et méthodes

2.1 Physique du modèle CROCO

CROCO est un modèle aux équations primitives, principalement dérivé du code ROMS (Regional Ocean Modeling System). Il résout les équations de Navier-Stokes simplifiées (équations primitives) en utilisant des hypothèses. Les équations du mouvement pour les trois composantes dans un repère cartésien (O, x, y, z) avec l'origine à la surface sont les suivantes :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + f v + K_h \nabla_h^2 u + K_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - f u + K_h \nabla_h^2 v + K_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g = 0 \quad (3)$$

Pour l'ensemble de ce système, les variables et paramètres physiques se définissent ainsi :

- u, v, w : composantes du vecteur vitesse moyen associées respectivement aux directions cartésiennes x, y et z .
- f et p : paramètre de Coriolis et pression interne du fluide. ρ_0 : masse volumique constante de référence de l'eau de mer, appliquée dans le cadre de l'approximation de Boussinesq.
- K_h et K_z : coefficients de viscosité turbulente pour les plans horizontaux et l'axe vertical. L'utilisation du terme unique K_h s'appuie sur l'hypothèse d'isotropie horizontale ($K_x = K_y = K_h$).

Ces équations découlent directement des équations fondamentales de la mécanique des fluides, les équations de Navier-Stokes, auxquelles sont appliquées plusieurs approximations afin de les adapter aux échelles spatiales et temporelles de l'océan :

- L'approximation de Boussinesq : Les variations de la masse volumique de l'eau (ρ) sont considérées comme suffisamment faibles pour être négligées dans l'inertie du fluide. La densité n'est traitée comme variable que lorsqu'elle est couplée à la gravité pour générer la poussée d'Archimède. Dans les équations du mouvement (1 et 2), elle est remplacée par une constante de référence ρ_0 .
- L'approximation hydrostatique : Les échelles horizontales des mouvements océaniques modélisés étant largement supérieures à la profondeur, les accélérations verticales de l'eau sont négligées. Le mouvement vertical (Équation 3) se résume donc à un strict équilibre entre le gradient de pression vertical et la force de pesanteur

(g)

- L'approximation du plan-f : Sur notre domaine d'étude régional, la force de Coriolis induite par la rotation de la Terre est simplifiée. Le paramètre de Coriolis (f) est supposé constant sur l'ensemble de la grille de calcul, ignorant ainsi la courbure terrestre.

Les équations de la quantité de mouvement sont couplées aux principes de conservation de la masse, de la température et de la salinité. L'équation qui traduit la conservation de la masse sous l'hypothèse d'un fluide incompressible, s'écrit de la manière suivante :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

L'évolution spatio-temporelle de la température (T) et de la salinité (S) est régie par des équations d'advection-diffusion :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla T = D_h \nabla_h^2 T + D_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla S = D_h \nabla_h^2 S + D_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (6)$$

Où $\vec{u} \cdot \nabla$ représente l'advection tridimensionnelle par les courants géophysiques. À l'instar de la viscosité pour la quantité de mouvement, les processus de mélange turbulent agissant sur les traceurs sont paramétrés par des coefficients de diffusion turbulente horizontal (D_h) et vertical (D_z). Le bouclage du système est assuré par l'équation d'état de l'eau de mer proposée par TEOS-10, qui calcule la masse volumique in situ (ρ) en fonction de la température, de la salinité et de la pression. :

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (7)$$

2.2 Discretisation des équations

Pour traduire le système d'équations continues en un problème numérique soluble, CROCO procède à une discrétisation spatiale du domaine océanique. Cette opération s'effectue sur un maillage tridimensionnel spécifique, adapté aux contraintes de la dynamique des fluides.

Maillage horizontal : Le modèle utilise une grille horizontale structurée, non-uniforme et décalée s'appelant grille d'Arakawa C. Sur ce type de maillage, les variables physiques ne sont pas toutes calculées au même endroit :

- Les variables scalaires (Température T , salinité S , densité ρ , et l'élévation de la surface libre η) sont évaluées au centre de chaque maille.

- Les composantes vectorielles de la vitesse (u et v) sont calculées **aux interfaces** des mailles respectives.

Maillage Vertical : CROCO s’appuie sur un système de coordonnées verticales généralisées, appelées coordonnées **σ (sigma)**. Le principe de ces coordonnées est d’épouser le relief de la bathymétrie. Le niveau $\sigma = 0$ correspond toujours à la surface libre, tandis que le niveau $\sigma = -1$ suit fidèlement le plancher océanique, quelle que soit sa profondeur.

Discretisation temporelle : Une fois le domaine spatial discrétisé, la résolution numérique des équations requiert une intégration temporelle. Cette étape est délicate, car le pas de temps (Δt) choisi pour la simulation est strictement contraint par le critère de stabilité de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL). Ce critère stipule que l’information physique ne doit pas traverser plus d’une maille spatiale au cours d’un seul pas de temps :

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

Dans l’océan, les ondes de gravité externes se propagent extrêmement vite. Le critère de stabilité nous oblige donc à utiliser un pas de temps très petit pour les résoudre. Mais si on forçait le modèle à calculer toutes les équations 3D (qui sont bien plus lentes) avec ce même pas de temps, la simulation serait beaucoup trop lourde numériquement et mettrait un temps infini à tourner.

Pour contourner cette limitation fondamentale, CROCO implémente une méthode de fractionnement temporel (Time-splitting). Cette architecture sépare mathématiquement le calcul en deux modes distincts :

- **Le mode externe :** Il résout les équations intégrées sur la verticale (élévation de la surface libre et quantité de mouvement moyenne en 2D). Il utilise un pas de temps très court pour satisfaire la condition CFL stricte imposée par la vitesse des ondes de surface.
- **Le mode interne :** Il calcule les processus tridimensionnels beaucoup plus lents, tels que la dynamique interne, l’évolution de la température et de la salinité. Ce mode bénéficie d’un pas de temps nettement plus long (Δt_{int}), qui est généralement défini comme un multiple du pas de temps externe.

L’intégration temporelle proprement dite est assurée par un schéma de type *Leapfrog* d’ordre 2, couplé à un filtre d’Asselin afin d’amortir les éventuelles oscillations numériques.

2.3 Conditions aux limites et forçages

CROCO simule une portion restreinte de l’océan global. Il est donc indispensable de lui fournir des informations sur ses frontières ouvertes, ainsi qu’à l’interface air-mer.

Forçages de surface : Les flux de quantité de mouvement, de chaleur et d’eau douce à la surface de l’océan ont été prescrits à partir de la bases de données climatologiques COADS05.

Forçages latérales : Les conditions aux limites ouvertes (température, salinité, élévation de surface et courants) ont été extraites de la banques de données océaniques globales WOA2009.

Bathymétrie : La bathymétrie du domaine a été interpolée sur la grille du modèle à partir du jeu de donnée Topo proposé sur le site web de CROCO.

2.4 Stratégie de modélisation

La stratégie de modélisation repose sur un emboîtement de grilles (*one-way offline nesting*). Cette technique de descente d’échelle (*downscaling*) permet d’optimiser les coûts de calcul et de stockage. Réaliser la longue phase de stabilisation du modèle (*spin-up*) directement à très haute résolution ($1/36^\circ$) étant numériquement très lourd, cette étape est d’abord exécutée sur un domaine parent à basse résolution ($1/12^\circ$). Ce dernier se charge de stabiliser le modèle et d’établir la circulation moyenne. Une fois l’équilibre physique atteint, les champs hydrodynamiques du modèle parent sont extraits et interpolés pour fournir les conditions initiales du domaine enfant. Déchargé du *spin-up*, ce domaine à $1/36^\circ$ consacre alors l’intégralité de ses ressources informatiques à la simulation explicite de la dynamique de mésoéchelle (MASON et al., 2010).

2.4.1 Paramétrage du modèle basse résolution

L’objectif de cette phase est d’atteindre un équilibre thermodynamique sur une période de 9 ans tout en contrôlant l’instabilité numérique générée par l’accumulation d’énergie dans le détroit.

Création de la grille : Les dimensions du domaine et la résolution spatiale ont été paramétrées via le script `crocotools_param.m`. L’emprise géographique est délimitée en longitude (`lonmin = -7`, `lonmax = -1`) et en latitude (`latmin = 34.5`, `latmax = 37.5`). La résolution horizontale est fixée à `d1 = 1/12°`, et la colonne d’eau est discrétisée sur $N = 32$ niveaux verticaux σ . À partir de ces variables, le script `make_grid` génère la grille de calcul physique et en déduit les dimensions matricielles du domaine : le maillage compte ainsi `LLm = 72` nœuds en longitude et `MMm = 36` nœuds en latitude.

Correction du détroit : Le masque a été modifié manuellement via l’interface `editmask` de CROCOTOOLS pour forcer une largeur minimale de 3 mailles au niveau du détroit de Gibraltar, assurant ainsi la continuité du flux hydraulique.

Lissage bathymétrique : Le paramètre de lissage a été ajusté (`rtarget = 0.15` dans `crocotools_param.m`) pour adoucir les pentes sous-marines et limiter l’erreur de calcul du gradient de pression au fond (PENVEN et al., 2006). Une profondeur minimale de 60 mètres a également été imposée (`hmin = 60` dans `crocotools_param.m`).

Forçages atmosphériques : Ils ont été interpolés sur le maillage spatial du modèle via l’exécution du script `make_forcing`, générant ainsi le fichier de forçage `croco_frc.nc`.

Climatologie et conditions aux limites : Le script `make_clim` a été utilisé pour projeter ces champs moyens sur la grille régionale, créant le fichier `croco_clim.nc`.

État initial : La condition initiale de la simulation, représentant l’état thermodynamique de l’océan au premier pas de temps ($t = 0$), a été générée à l’aide du script `make_ini`. Ce script produit le fichier `croco_ini.nc`.

Stabilisation physique : Pour brider les instabilités initiales, la viscosité horizontale a été augmentée (`VISC2 = 200` dans le fichier d’exécution `croco.in`), et un pas de temps de sécurité a été défini (`dt = 240` dans `croco.in`).

2.4.2 Interpolation spatiale

Le passage de l’état d’équilibre du modèle parent ($1/12^\circ$) vers la grille enfant ($1/36^\circ$) nécessite l’interpolation spatiale des variables pronostiques (vitesse, température, salinité) et de la surface libre. Cette étape, réalisée via la routine d’emboîtement de CROCO-TOOLS, présente un défi numérique spécifique lié à la topographie côtière.

Génération de la grille haute résolution : La création du maillage suit la même procédure que pour le domaine parent (script `make_grid`). L’emprise géographique reste identique, mais la résolution spatiale est affinée d’un facteur 3 ($dl_{HR} = dl_{LR}/3 = 1/36^\circ$). Par conséquent, la profondeur minimale a pu être abaissée à `hmin = 17 m` : la grille étant plus fine, elle résout plus fidèlement les pentes bathymétriques ($\nabla h/h$), ce qui permet de réduire ce seuil sans amplifier l’erreur de calcul du gradient de pression.

Génération de l’état initial par emboîtement : L’état thermodynamique final du run basse résolution (`croco_rstY9M12.nc`) a été interpolé sur le maillage fin via `create_nested_ini.m`. Cette opération génère le fichier initial (`croco_ini.nc`) en remplacement de l’habituel script `make_ini`, garantissant un démarrage déjà équilibré. Les fichiers de forçages atmosphériques et de climatologie ont, quant à eux, été générés exactement comme précédemment, via la relance des routines standards `make_forcing` et `make_clim` sur la nouvelle grille MASON et al. (2010).

3 Résultats

3.1 Résultat pour la grille basse résolution

3.1.1 Diagnostiques du modèle

Avant d'étudier la dynamique physique de la région, il est faut de valider la stabilité numérique des simulations. Cette vérification s'effectue par l'analyse des diagnostics globaux du modèle (évolution temporelle de l'énergie cinétique moyenne, de la température et du volume). Les Figures 2 et 3 présentent ces séries temporelles respectivement pour la phase d'équilibration à basse résolution ($1/12^\circ$) et pour l'année d'étude en haute résolution ($1/36^\circ$).

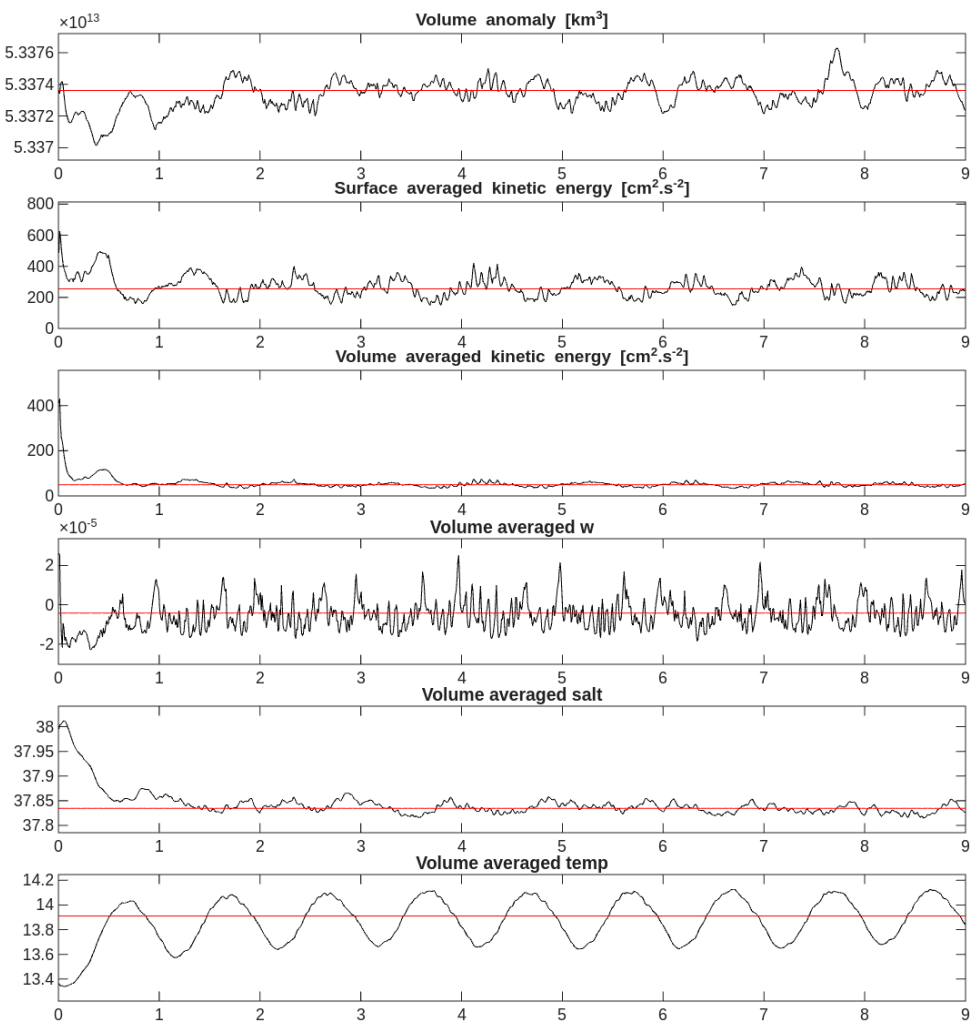


FIGURE 2 – Diagnostic du modèle pour la résolution $1/12$

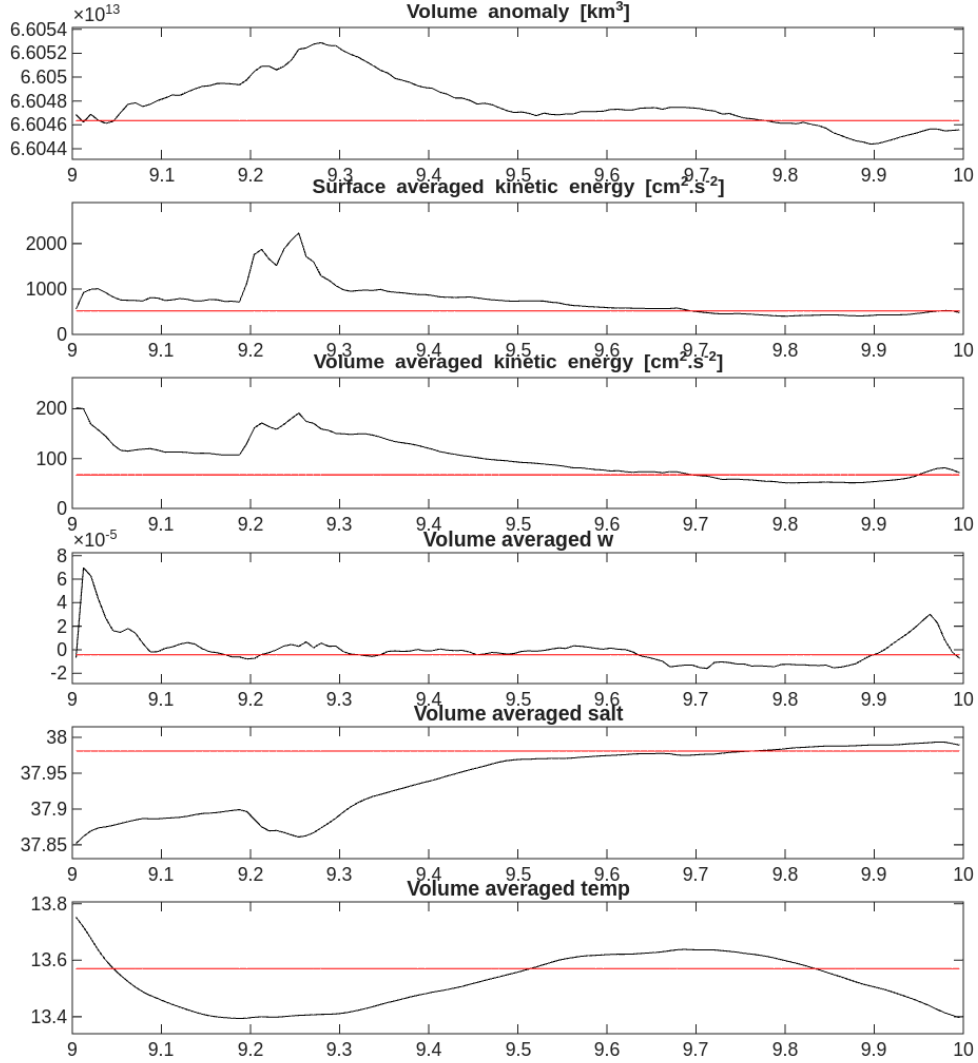


FIGURE 3 – Diagnostic du modèle pour la résolution 1/36

L'analyse de la phase transitoire à $1/12^\circ$ (Figure 2) montre une stabilisation de l'énergie cinétique et de la température au bout d'un an et demi. L'année 2, le modèle atteint un plateau stable régi par le cycle saisonnier.

La Figure 3 illustre le passage à la haute résolution ($1/36^\circ$). Si l'interpolation garantit une continuité de la température et de la salinité entre la fin de l'année 8 et le début de l'année 9, la dynamique physique nécessite près d'une demi-année pour s'installer. Cette période d'ajustement est marquée par d'intenses pics d'énergie cinétique durant le premier trimestre, avant de se stabiliser à un niveau supérieur à celui du modèle parent. Enfin, un saut est observé sur l'anomalie de volume.

3.1.2 Courant et masses d'eau caractéristique

La Figure 4 présente la température et les courants de surface en moyens. Le champ dynamique est dominé par l'entrée du jet d'eau atlantique (AW) par le détroit de Gibraltar. Ce jet dessine une structure anticyclonique.

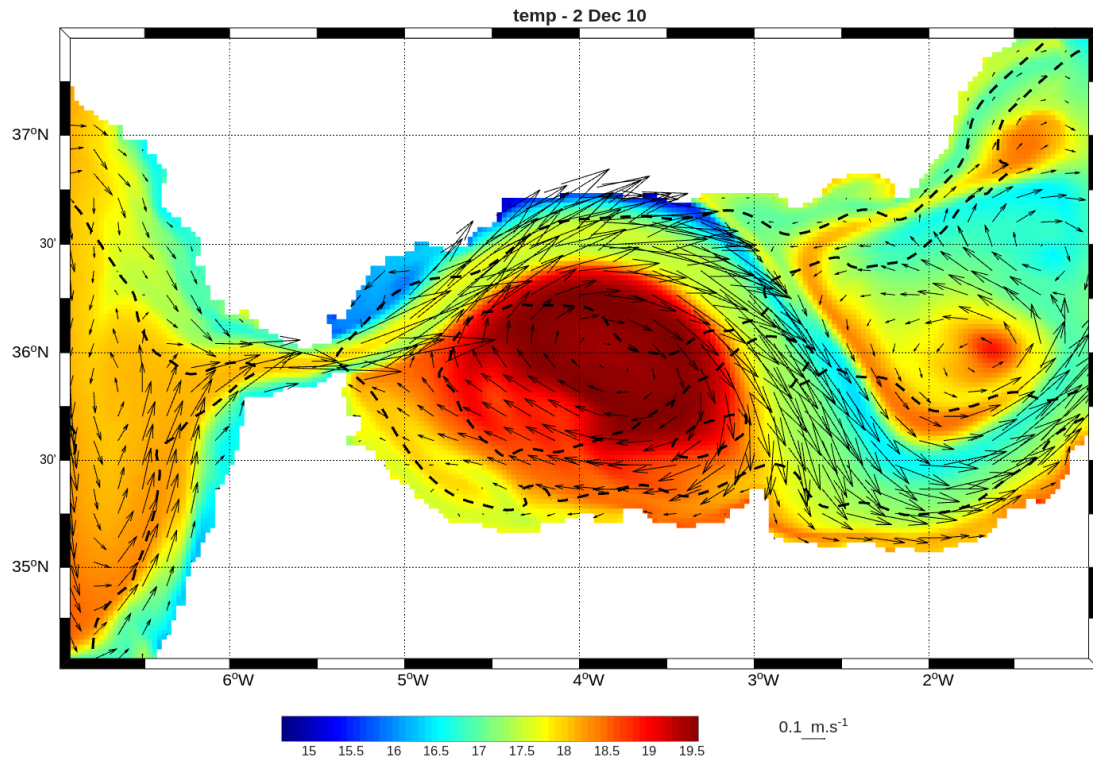
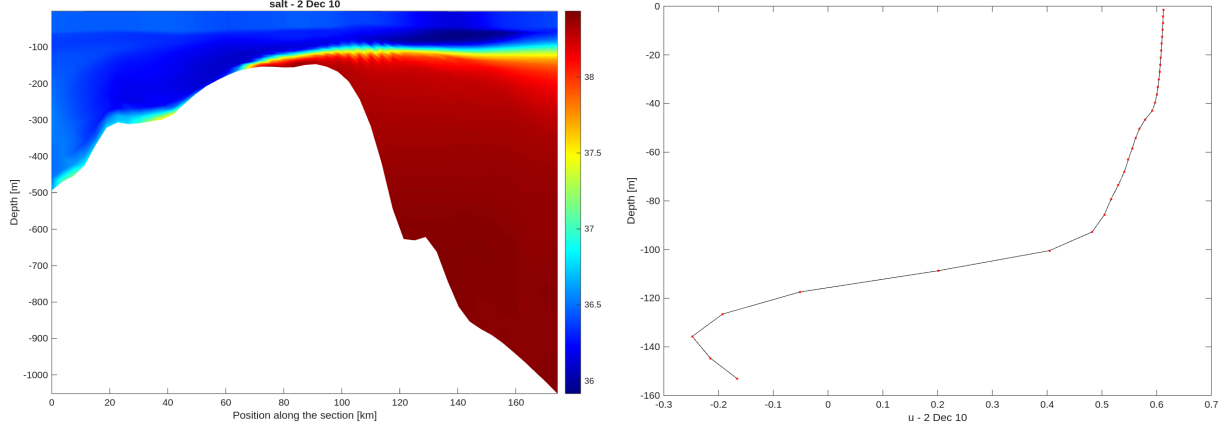


FIGURE 4 – température de surface (SST

La Figure 5 illustre la structure verticale des échanges de masses d'eau au travers du détroit de Gibraltar. La coupe de salinité (Figure 5a) révèle une stratification en deux couches. La couche de surface est constituée d'Eau Atlantique (AW) entrante, caractérisée par une salinité plus faible. En profondeur, l'Eau Méditerranéenne (MOW), nettement plus salée, s'écoule en sens inverse en épousant la topographie du seuil de Camarinal.

Cette dynamique en couches superposées est confirmée par le champ de vitesse zonale (Figure 5b). On observe un flux de surface dirigé vers l'est correspondant au jet atlantique, superposé à un sous-courant profond dirigé vers l'ouest livrant les eaux méditerranéennes.



(a) Section verticale de salinité parallèle au détroit (b) Profil de vitesse zonale (u) au centre du détroit

FIGURE 5 – Coupes verticales au travers du détroit de Gibraltar (moyenne temporelle). (a) Salinité révélant la stratification des masses d’eau. (b) Vitesse zonale illustrant les flux entrants (positifs) et sortants (négatifs).

4 Discussion

4.1 Comparaison à la littérature

Les résultats obtenus démontrent que la configuration du modèle reproduit les structures de la circulation en mer d’Alboran et au détroit de Gibraltar. L’échange en deux couches au niveau du détroit, ainsi que la formation d’une gyres anticycloniques dicté par le jet atlantique ((FIEUX, 2017)).

D’un point de vue numérique, l’approche par emboîtement de grilles (*downscaling*) s’est révélée fonctionnelle. Le transfert de l’état thermodynamique équilibré depuis la grille parente ($1/12^\circ$) a permis d’initialiser le domaine affiné ($1/36^\circ$) sans générer de chocs numériques. Surtout, cette haute résolution spatiale a autorisé l’abaissement significatif du coefficient de viscosité ($VISC2 = 50$). La réduction de cette dissipation artificielle a "libéré" la dynamique des fluides, permettant au modèle de résoudre les instabilités de sous-mésoéchelle qui caractérisent cette région frontale fortement cisailée.

4.2 Limites de l’étude

Bien que le modèle haute résolution capture la complexité spatiale des écoulements, sa portée analytique temporelle reste contrainte. La simulation à $1/36^\circ$ n’ayant été intégrée que sur une seule année, et nécessitant près de six mois d’ajustement dynamique, la fenêtre de données stabilisées est trop courte pour mener des études approfondies.

5 Conclusion

Cette étude encourage l'utilisation de l'emboîtement ($1/36^\circ$) pour modéliser le détroit de Gibraltar et la mer d'Alboran. L'affinement de la grille et la réduction de la viscosité ont permis de simuler l'échange des eaux en deux couches et de résoudre la turbulence de sous-mésoéchelle.

Néanmoins, la courte période d'intégration limite l'analyse. Pour prolonger ces travaux, une extension temporelle de la simulation s'avère indispensable : elle permettrait d'étudier la variabilité interannuelle du système de gyres d'Alboran et d'analyser sa réponse à long terme face aux forçages atmosphériques.

Références

- FIEUX, Michèle (2017). *L'océan planétaire*. 2^e éd. Paris : Presses de l'ENSTA.
- MASON, Evan, Jeroen MOLEMAKER, Alexander F. SHCHEPETKIN, Francois COLAS, James C. MCWILLIAMS et Pablo SANGRÀ (2010). « Procedures for offline grid nesting in regional ocean models ». In : *Ocean Modelling* 35.1, p. 1-15. ISSN : 1463-5003. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.05.007>. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S146350031000082X>.
- PENVEN, Pierrick, Laurent DEBREU, Patrick MARCHESIELLO et James C MCWILLIAMS (2006). « Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central california upwelling system ». In : *Ocean Modelling* 12.1-2, p. 157-187.