

Modélisation des régions d'upwelling de bord est à l'aide du système Mercator

Par Vincent Echevin, Patrick Marchesiello et Pierrick Penven

Introduction

Bien que faiblement énergétiques en comparaison aux zones de courants de bord ouest, les systèmes d'upwelling de bord est sont des régions très importantes du point de vue des ressources. Situés sous l'influence des vents alizés qui soufflent parallèlement aux côtes, ces régions sont le siège d'une dynamique spécifique. Le transport d'Ekman des eaux de surface généré par le vent est orienté vers le large et provoque une résurgence d'eaux profondes près des côtes. Cette remontée d'eaux froides et riches en sels nutritifs crée des conditions très propices au développement d'une chaîne trophique riche et complexe. Par ailleurs, une intense activité méso-échelle se développe le long du front d'upwelling et entraîne des échanges de masses d'eau entre la côte et le large. Les principaux systèmes d'upwelling de bord est (Chili-Pérou, Canaries, Benguela, Californie) se caractérisent par la présence d'importants stocks de petits pélagiques (sardines, anchois) très exploités par les pêcheries des pays du Sud et très fluctuantes aux échelles interannuelles (Chavez et al., 2003).

L'objectif du projet «Emboîtement de modèles régionaux dans les régions d'upwelling du Chili-Pérou, des Canaries et du Benguela » soutenu par le GMMC¹ est de développer et mettre en place des outils de modélisation de la circulation régionale et côtière, qui, couplés au système de modélisation globale, permettront d'accéder à une connaissance précise et utilisable de la circulation océanique et des caractéristiques des masses d'eau. Une représentation réaliste de la dynamique océanique par ce type de modèle est la première étape à franchir pour aller vers une gestion durable des ressources des pays du sud, qui tiennent compte des impacts de la variabilité du climat et du changement global.

Notre approche pour l'étude de la dynamique océanique de ces systèmes a consisté à imbriquer des modèles régionaux et côtiers dans le modèle POG au $\frac{1}{4}^\circ$ (~25 km) de Mercator. L'intérêt de cette démarche est la résolution d'une gamme d'échelles pertinentes pour l'étude des systèmes d'upwelling. Il a été montré pour le système d'upwelling de Californie (Marchesiello et al., 2003) qu'une maille de 20km, voire même 10 ou 5km, est inadaptée à la résolution des processus d'instabilité de méso-échelle et sub-méso-échelle associés au front d'upwelling et responsables de la formation d'une zone de transition côtière turbulente où se produisent les transferts de la variabilité de grande échelle vers les petites échelles (« downscaling »).

Méthodes et données utilisées

Le modèle de circulation global POG s'appuie sur la dynamique océanique OPA8.2. La maille horizontale est de $\frac{1}{4}^\circ$, la grille verticale s'appuie sur des niveaux z géopotentiels. Le modèle POG a été initialisé par la climatologie de Levitus, et forcé par une climatologie de tension de vent et de flux de chaleur issue de la réanalyse ERA15 de résolution moyenne 1.6° .

Le modèle régional ROMS a été utilisé dans plusieurs configurations. Pour l'étude du système de Humboldt (SH) proche de l'équateur, un seul niveau d'imbrication a été utilisé à une résolution de $1/9^\circ$. Pour l'étude des systèmes des Canaries (SC) et du Benguela (SB), plusieurs niveaux d'imbrication ont été utilisés avec le logiciel AGRIF (Debreu and Blayo, 1999). Outre la résolution spatiale, les différences majeures entre POG et ROMS concernent la discrétisation verticale (coordonnées sigma généralisées), les schémas d'advection, la surface libre, la paramétrisation du mélange vertical et des frontières ouvertes. Les paramétrisations numériques sont décrites en détail dans Marchesiello et al. (2001) et Shchepetkin et McWilliams (1998, 2003, 2005).

Les simulations POG utilisées dans ce travail sont climatologiques et nécessairement préliminaires, une simulation interannuelle de la période 1993-2001 venant d'être produite. Les champs de température, salinité, vitesses et niveau de la mer, moyennés tous les 15 jours dans POG, et les forçages atmosphériques de POG ont été interpolés sur la grille ROMS pour constituer les forçages du modèle régional (ROMS/POG/ERA15). Les diagnostics ont été effectués sur les troisième et quatrième années de simulation. A titre de comparaison, nous avons également effectué des simulations forcées par le modèle ORCA $\frac{1}{2}^\circ$ dont quelques résultats sont discutés.

Les données utilisées pour valider les simulations sont essentiellement satellitaires : température de surface NOAA/AVHRR, niveau de la mer par altimétrie Topex-Poseidon/ERS1-2, couleur de la mer par imagerie Modis.

¹ Groupe Mission Mercator/Coriolis

Résultats

Circulation dans l'upwelling du Pérou : état moyen et variabilité méso-échelle dans ROMS

Une vue globale de la circulation de surface est donnée par les cartes de courant et de température de surface de ROMS en décembre (figure 1). Une zone d'eau froide située l'upwelling côtier entre 6°S-17°S, avec une température de 18°C à 22°C, et lui associe un courant côtier intense orienté vers l'équateur, le courant de Humboldt (HC). En revanche, l'upwelling est nettement trop faible dans la partie sud (13°S-16°S) en comparaison avec les observations de SST. Globalement, les courants de surface de ROMS sont plus intenses de 30 à 50 % par rapport à POG, de par la résolution horizontale accrue et un schéma de transport peu diffusif qui affine les fronts.

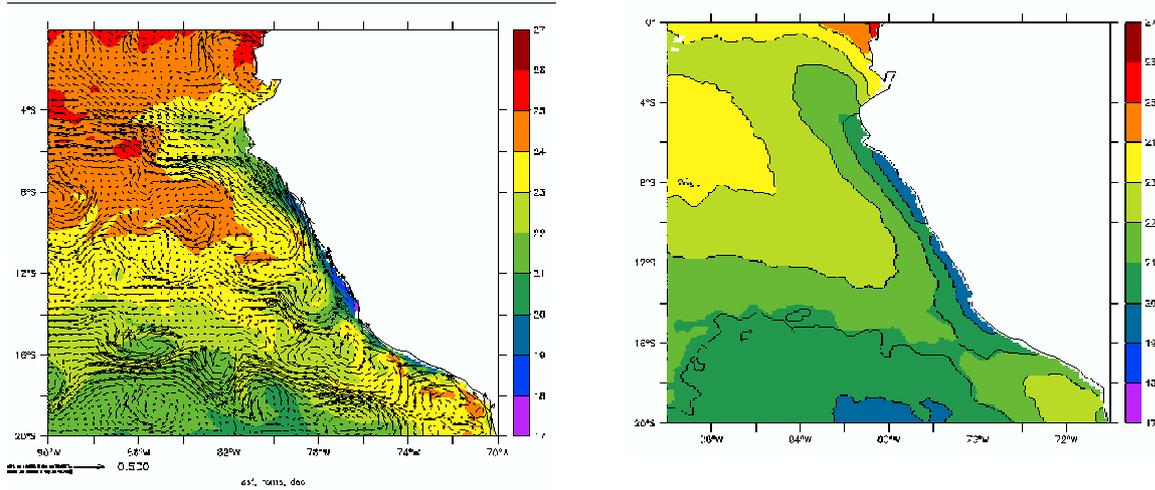


Figure 1

Température et vitesse de surface dans ROMS, en décembre, et température de surface climatologique NOAA/AVHRR

Une section verticale de température et de vitesse méridienne produite par POG et ROMS dans la partie nord du Pérou (figure 2) confirme l'intensification de l'upwelling côtier grâce à la représentation plus réaliste de l'effet du plateau dans ROMS. Il en résulte un front de densité plus marqué en surface et un courant côtier de surface (HC) large (~100 km) et intense (~20-30 cm/s), dont le maximum est situé à 20-40 km de la côte.

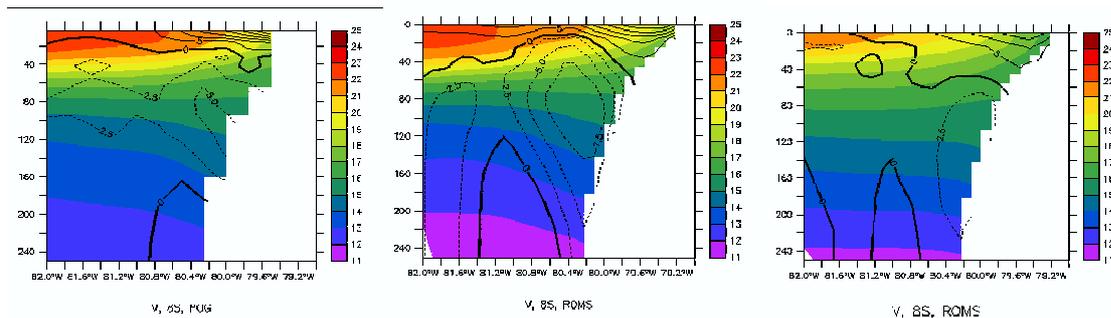


Figure 2

Section zonale à 8°S de la température (°C, en couleur) et de la vitesse méridienne (cm/s, contours) en moyenne annuelle dans POG, ROMS forcé par POG (1/4°), ROMS forcé par ORCA(1/2°)

En profondeur (~50-200 m), le contre-courant Pérou-Chili (Peru Chile Under Current, PCUC) s'écoule vers le pôle le long des côtes péruviennes et chiliennes. Il transporte des eaux d'origine équatoriale, riches en sels nutritifs, dont une partie est ramenée en surface par l'upwelling côtier. La structure verticale et l'intensité du PCUC sont très différents dans ROMS et POG, en raison de l'influence de la topographie du talus. Le sous-courant est plus intense, l'extension verticale est plus grande dans ROMS que dans POG, ce qui pourrait avoir un impact biogéochimique dans l'upwelling.

A titre de comparaison, le modèle ROMS, forcé par des « climatologies » mensuelles du modèle ORCA 1/2° et des vents ERS/QUIKSCAT sur la période 1992-2000, produit un sous-courant piégé sur le talus et moins intense que dans ROMS/POG.

Le courant de surface dans ROMS/ORCA est également deux fois plus faible que dans la simulation ROMS/POG. Une expérience de sensibilité utilisant ROMS/POG forcé par la climatologie de vent ERS/QUIKSCAT (ROMS/POG/Quikscat) montre que les sous courant et courant de surface produits sont sensiblement diminués par rapport à ceux obtenus avec ROMS forcé par les champs ECMWF et POG. Cela montre que le vent local, en l'occurrence ERA15, détermine très fortement l'intensité et la structure verticale des courants côtiers, l'état initial et les conditions aux limites provenant du modèle de bassin étant du deuxième ordre.

Un diagnostic sur la circulation méso-échelle permet une validation indirecte des courants côtiers. Les cartes d'énergie cinétique turbulente (EKE) de surface montrent que le niveau d'EKE est plus élevé dans le modèle que dans les observations satellites (figure 3). Cela pourrait être dû à la présence de petites échelles (filaments) dans les simulations, qui sont, en revanche, encore mal échantillonnées depuis l'espace. Par ailleurs, des expériences de sensibilité montrent que la structuration et l'intensité de l'EKE dépendent fortement des forçages choisis. Le cisaillement vertical de courant, très important dans les simulations ROMS/POG/ERA15 et ROMS/POG/Quikscat, diminue dans ROMS/ORCA0.5/ERS-Quikscat, et les tourbillons générés sont moins énergétiques. La zone de forte EKE reste confinée près de la côte, ce qui semble plus réaliste.

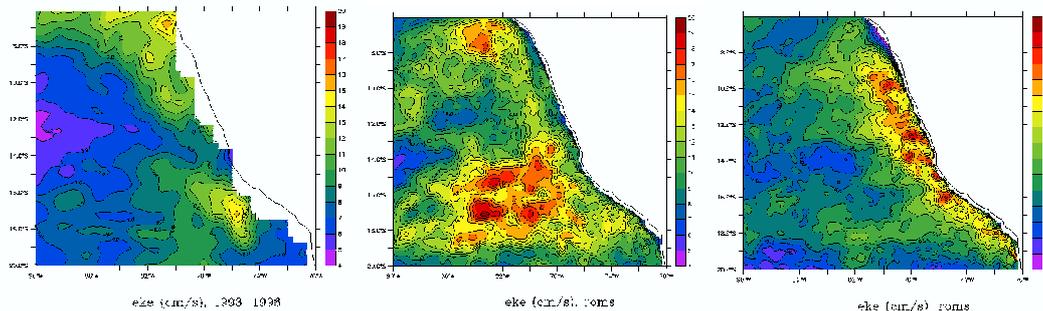


Figure 3

Energie cinétique turbulente calculée sur la période 1993-1996 pour T/P-ERS, sur un an pour ROMS/POG, et sur un an pour ROMS/ORCA1/2°

Sensibilité de la dynamique de surface à la physique du modèle dans l'upwelling des Canaries

La comparaison de ROMS et POG à la même résolution spatiale (1/4°) permet d'évaluer la sensibilité d'une simulation régionale au choix du modèle. On peut ainsi estimer la validité des produits Mercator à l'échelle régionale et, le cas échéant, le besoin soit d'améliorer le modèle opérationnel global, soit de pousser plus avant l'utilisation couplée du modèle global avec des modèles mieux adaptés aux problèmes régionaux.

La figure 4 montre un zoom de la région du cap Blanc (~21N) pour les 2 modèles le 10 août de l'année de simulation. Le cap Blanc est une zone de confluence en été du courant froid des Canaries qui s'écoule vers l'équateur et du courant chaud de mousson qui remonte vers le nord. Cette confluence est bien reproduite par ROMS mais elle est repoussée beaucoup trop bas vers le Sud pendant toute la période estivale dans POG.

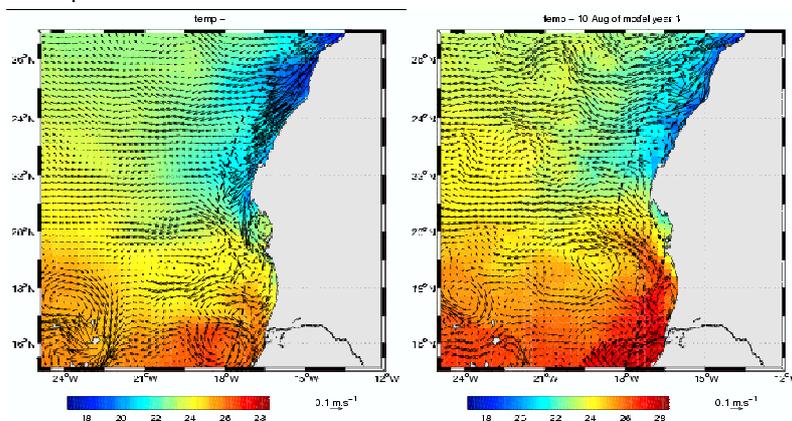


Figure 4

Température et circulation de surface en août pour POG (gauche) et ROMS (droite)

Ce courant froid est en réalité généré localement. Associé au front d'upwelling, il est très instable barocliniquement et barotropiquement, ce qui entraîne sa séparation de la côte en de multiples sites en produisant les filaments d'eau froide

(Marchesiello et al., 2003, 2004). La résolution du front d'upwelling et des filaments associés nécessite des grilles très fines de l'ordre de quelques kilomètres. Au 1/4 de degré, le front est sous-estimé, de même que les courants et leur variabilité. Mais la résolution effective d'un modèle n'est pas seulement donnée par le pas de grille utilisé pour la discrétisation ; elle dépend également de la précision des schémas numériques et de la quantité de dissipation utilisée pour éliminer les modes numériques. La discrétisation algorithmique dans ROMS (Shchepetkin & McWilliams, 1998, 2003, 2005) est orientée vers des schémas d'ordre élevé, peu dispersifs et peu dissipatifs, pour améliorer la résolution effective du modèle à un coût modéré. Les schémas centrés du second ordre utilisés dans POG, nécessitent un taux de dispersion élevé pour réduire les erreurs de dispersion numérique. A noter aussi que le filtre Robert-Asselin, utilisé dans le schéma temporel pour corriger les effets numériques dus au schéma Leapfrog, est un filtre très dissipatif qui ramène la précision du schéma temporel au degré 1 (Shchepetkin & McWilliams, 2005). Autrement dit, sur la même grille, il n'est pas surprenant que des modèles semblables mathématiquement mais différents numériquement produisent des résultats différents même pour les plus grandes échelles régionales.

Dans le cas du cap Blanc, une simulation ROMS en mode linéaire, c'est-à-dire pour laquelle les termes d'advection non-linéaires de l'équation du moment sont annulés (les termes d'advection des traceurs sont conservés), a été réalisée. Dans ce cas, le modèle ne produit pas d'instabilités ni de structures de mésoéchelle; les courants d'upwelling ne peuvent donc pas se séparer de la côte et leur composante parallèle à la côte est beaucoup trop forte : elle repousse le courant de Mousson vers le Sud. Nous suggérons donc que le même processus, à un degré moindre, se produit dans POG.

La conclusion de cette étude est que les solutions pour les problèmes régionaux sont très sensibles aux types de modèles utilisés. Une résolution au 1/4 degré dans POG ne permet pas la résolution de structures de cette échelle dans les zones de transition côtière. Toutefois, l'utilisation d'autres schémas numériques et l'imbrication d'un modèle régional (tel que ROMS) pourraient permettre d'augmenter le réalisme de la circulation côtière.

Impact de produits de vent régionaux sur la circulation

Une des limitations d'un produit global comme Mercator est son obligation d'utiliser des forçages et paramètres globaux dont la validité régionale est mal établie. C'est le cas en particulier des champs de vent dont la connaissance sur les milieux côtiers est aussi imprécise que déterminante (Chelton et al., 2004).

Dans une étude portant sur l'influence des forçages atmosphériques à petite échelle (Capet et al., 2004), ROMS a montré une forte sensibilité de l'upwelling côtier à la structure spatiale du vent proche du rivage. En effet, la météorologie marine côtière en régime d'upwelling est caractérisée par une couche limite atmosphérique très stable, fine et donc fortement influencée par la topographie terrestre. Les forts contrastes thermiques et de rugosité, ainsi que la topographie côtière, affectent la structure du vent côtier à moyenne et petite échelles. Or, trop peu de données de vent sont collectées dans la bande côtière et les modèles atmosphériques globaux présentent des solutions côtières très insuffisamment validées, calibrées ou assimilées.

L'étude de l'impact des flux atmosphériques régionaux sur l'océan nécessite la prise en main d'un modèle atmosphérique régional (Koracin et Dorman, 2004) du type WRF (Weather Research and Forecast system). Cela permet l'implémentation de systèmes expérimentaux de prévision, compatible avec les moyens disponibles dans les pays du Sud. Ces systèmes sont actuellement opérationnels au Sénégal (http://www.brest.ird.fr/personnel/pmarches/forecast_sen.html) et en Nouvelle Calédonie.

Les résultats préliminaires tendent à confirmer que la résolution et le choix des paramétrisations affectent les solutions produites tant au niveau océanique qu'atmosphérique. Il s'avère par exemple que les différences de rugosité entre surfaces marine et terrestre produisent une zone de transition côtière étroite (quelques kilomètres au plus), où les vents parallèles à la côte diminuent brutalement. Une résolution fine est nécessaire pour éviter que les modèles atmosphériques étalent cette zone vers l'océan et affectent aussi le réalisme du processus d'upwelling au travers du forçage des modèles océaniques. Pour les champs de vent globaux, il serait sans doute préférable de donner un plus grand poids aux produits satellitaires ou dits « blended », dont certains sont à l'étude au CERSAT pour les simulations futures de Mercator.

Conclusions et perspectives

Mercator a pour objectif principal de fournir des simulations réalistes à l'aide de l'assimilation de données et à l'échelle de l'océan global. Quel impact aura l'assimilation sur la dynamique des systèmes d'upwelling ? La méthode d'assimilation choisie devra permettre de reproduire de façon réaliste la dynamique des ondes équatoriales, génératrice d'ondes côtières se propageant vers les pôles. Cela semble réalisable avec le prototype PSY3V2, comme cela a été montré dans l'Atlantique Equatorial (Travaux de Serena Illig) et avec l'implémentation du 4D-var dans les années à venir.

Pour atteindre l'objectif de prévision de la circulation régionale et côtière, la marche à suivre reste à inventer. Plusieurs questions se posent : comment initialiser au mieux les modèles régionaux avec un champ de tourbillons issus d'un modèle de bassin ? Comment s'effectuent l'ajustement à l'état initial et la génération des petites échelles ? Les données assimilées dans le

modèle global devront-elles l'être également dans le modèle côtier, et si c'est le cas, quelles méthodes utiliser ? Enfin, les forçages atmosphériques devront être bien choisis : produits de satellites, modèles globaux ou régionaux, ou issus d'un judicieux mélange ?

Outre la composante dynamique, représenter les premiers échelons de la chaîne alimentaire est un enjeu essentiel pour nombre d'applications. La mise en place de modèles couplant processus dynamiques et cycles biogéochimiques dans les régions côtières nécessite une description spatio-temporelle des champs biogéochimiques fondamentaux (divers nutriments, oxygène) à l'échelle globale, cohérente avec la dynamique. Cela passe par la mise en place de modèles couplés à l'échelle globale, tels que le propose le projet BIONUTS soutenu par le GMMC.

Références

- Capet X.J., P. Marchesiello, and J.C. McWilliams, 2004: Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophysical Research Letters* 13, L13311, doi: 10.1029/2004GL020123.
- Chavez, F.P., J. Ryan, S.E. Lluch-Cota, M.Niquen C., 2003. From anchovies to sardines and back : multidecadal change in the Pacific Ocean, *Science*, vol. 299.
- Chelton, D.B., M.G. Schlax, M.H. Freilich and R.F. Milliff, 2004. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds, *Science*, Vol. 303, 978-983.
- Debreu L., and E. Blayo, 1999. Adaptive mesh refinement for finite difference ocean models: first experiments, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 1239-1250.
- Koracin, D., C.E. Dorman, E.P. Dever, 2004. Coastal Perturbations of Marine-Layer Winds, Wind Stress, and Wind Stress Curl along California and Baja California in June 1999, *Journal of Physical Oceanography*, 34, 1152-1173.
- Marchesiello, P., J.C. McWilliams, & A. Shchepetkin, 2001: Open boundary conditions for long-term integrations of regional oceanic models, *Ocean Modelling*, 3, 1-20.
- Marchesiello, P., J.C. McWilliams, & A. Shchepetkin, 2003: Equilibrium structure and dynamics of the California Current System, *Journal of Physical Oceanography*, 33, 753-783.
- Marchesiello P., S. Herbet, L. Nykjaer, and C. Roy, 2004: Eddy-driven dispersion processes in the Canary Current upwelling system: comparison with the California system, *International GLOBEC Newsletter*, Volume 10, No. 1, April 2004.
- Shchepetkin, A., and J.C. McWilliams, 2005: The Regional Oceanic Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate ocean model, *submitted to Ocean Modelling*, 9, 347-404
- Shchepetkin, A.F., and J.C. McWilliams, 2003: A method for computing horizontal pressure-gradient force in an ocean model with a non-aligned vertical coordinate. *J. Geophys. Res.*, 108, C3, 3090, doi:10.1029/2001JC001047.
- Shchepetkin, A., & J.C. McWilliams, 1998: Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Monthly Weather Review*, 126, 1541-1580.