

Impact des vents sur l'upwelling au sud du Maroc ; apport du modèle ROMS forcé par les données ALADIN et QuikSCAT

Abderrahim MOUJANE^{1,2}, Mohamed CHAGDALI²
Bruno BLANKE³ & Soumia MORDANE²

1. Direction de la Météorologie Nationale, Aéroport Casa-Anfa, B.P. 8106 Oasis, Casablanca, Maroc

2. Université Hassan II – Mohammedia, Faculté des Sciences Ben M'Sick, Casablanca, Maroc

e-mail auteur correspondant : abderrahim.moujane@gmail.com

3. CNRS, Laboratoire de Physique des Océans, UMR 6523 CNRS-Ifremer-IRD-UBO, Brest, France

Résumé. La présence du Courant des Canaries dans le domaine océanique du Sud du Maroc a un effet majeur sur la température de la surface marine au large et à la côte, et sur l'upwelling des Canaries. L'objectif de notre étude était de simuler le comportement des courants par le modèle ROMS (*Regional Ocean Modelling System*) avec deux forçages par le vent issus du modèle de méso-échelle ALADIN et du diffusiomètre QuikSCAT. À cet effet, le recours au modèle numérique ALADIN a permis de mettre en évidence la sensibilité des courants d'upwelling aux variations spatiales et temporelles des vents côtiers. La majorité des zones côtières à températures froides représentant l'upwelling ont pu être reproduites. L'utilisation d'ALADIN semble améliorer les corrélations avec les observations pour l'upwelling de la côte nord, avec des valeurs de 60% à 70%. Le modèle ROMS forcé par des données ALADIN ou QuikSCAT reproduit bien la dynamique de cette région d'upwelling. Cette étude montre aussi que la présence des îles Canaries perturbe le Courant des Canaries et génère de l'activité méso-échelle. Cette activité est également associée aux principaux caps de la côte marocaine et résulte généralement de l'influence de la topographie côtière, et des conditions atmosphériques synoptiques. Enfin, entre les zones côtières et l'océan ouvert, le contraste de température de la surface marine répond aux fluctuations du vent et à l'impact de la dynamique atmosphérique.

Mots-clés : océanographie physique, upwelling, modélisation ROMS, modélisation ALADIN, QuikSCAT.

Impact of wind on the upwelling to the south of Morocco; contribution ROMS model forced by ALADIN and QuikSCAT data

Abstract. The presence of the Canary Current in the south of Morocco has an inevitable effect on the sea surface temperature (SST) offshore and at the coast, and on the Canary upwelling. The objective of our work was to simulate the regional ocean circulation with the ROMS (*Regional Ocean Model System*) model using two wind forcings derived from the meso-scale model ALADIN and from QuikSCAT scatterometer data. The ALADIN meso-scale numerical model was used to highlight the sensitivity of upwelling currents to the spatial and temporal variations of the coastal winds. It was possible to reproduce most of the cold temperature coastal zones associated with the upwelling process. The use of ALADIN seems to improve the correlations with observations for the northern coast upwelling, with correlation coefficients from 60 to 70%. The ROMS model forced by either ALADIN or QuikSCAT data reproduces the dynamics of the upwelling region. This study also shows that the presence of the Canary Islands disturbs the Canary Current and generates mesoscale activity. This activity is also associated with the major headlands along the Moroccan coast and typically results from the influence of coastal topography, and from synoptic atmospheric conditions. Finally, the SST contrast between the coast and the open ocean is related to wind fluctuations and to the impact of the atmospheric dynamics.

Key words: physical oceanography, upwelling, ROMS modeling, ALADIN modeling, QuikSCAT.

INTRODUCTION

L'importance du forçage du vent dans la circulation océanique a été largement étudiée depuis les études d'Ekman en 1902, et le stress du vent a été reconnu comme facteur producteur le plus important de l'upwelling côtier (Enriquez & Friehe 1995). Plus récemment, plusieurs études ont montré la sensibilité des courants océaniques de surface au vent à une échelle spatio-temporelle fine, dite méso-échelle (Capet *et al.* 2004), tandis que les échelles régionales dans les analyses de vent sont devenues disponibles pour mettre en évidence cette sensibilité.

Malgré des progrès sensibles ces dernières années, les connaissances sur le rôle du vent près de la côte ne semblent pas suffisamment précises, car les simulations montrent une sensibilité importante aux divers facteurs en jeu (Marchesiello *et al.* 2003). Cependant, l'utilisation de

modèles atmosphériques régionaux et de la diffusiométrie de haute résolution apporte une amélioration certaine (Chao *et al.* 2002). La bande côtière jusqu'à 25 km au large est la zone la plus problématique, car la restitution des vents diffusiométriques n'y est pas opérationnelle et la paramétrisation des modèles n'est pas satisfaisante pour tenir compte des interactions terre-océan-atmosphère.

La zone sud marocaine comprise entre 20° et 32°N est une région où l'upwelling est pratiquement permanent tout au long de l'année, puisque les vents y soufflent constamment avec une composante Nord-Sud. Cette zone connaît des situations météorologiques à caractère exceptionnel, généralement difficiles à prévoir et à modéliser. Ceci explique l'intérêt d'étudier cette région et l'influence de certains paramètres atmosphériques sur le système d'upwelling du Maroc.

Dans cet article, nous exposons les résultats de l'étude de la réponse du modèle océanique ROMS aux forçages dynamiques déduits d'un modèle atmosphérique régional sur le domaine du sud du Maroc.

CADRE GÉNÉRAL

Le phénomène d'upwelling le long des côtes marocaines est considéré comme une composante climatique permanente, avec des fluctuations à différentes échelles d'espace et de temps. Des études ont mis en évidence l'importance de la dynamique régionale de l'upwelling et des effets locaux du milieu sur l'organisation de l'écosystème, jusqu'au plus haut de la chaîne trophique (Cury & Roy 1987). L'accent a été mis sur les perturbations globales interannuelles. Une étude de modélisation comparative (Estrade *et al.* 2008) a montré que de grandes différences d'activité existent entre les systèmes d'upwelling du Sahara occidental et de la Californie centrale même si les amplitudes des vents de surface sont similaires: la géométrie de la côte et la structure du talus continental conditionnent fortement le développement de l'upwelling saisonnier. Néanmoins, la dynamique et la variabilité spatio-temporelle du phénomène d'upwelling dépendent aussi largement des changements du régime des vents dans le système considéré.

Dans cette section, nous présentons le cadre atmosphérique et le contexte océanologique de la région d'upwelling le long de la côte marocaine.

Circulation atmosphérique

La région nord-est atlantique présente généralement trois types spécifiques de circulation atmosphérique. La figure 1 illustre celle déterminée à partir des données de réanalyse NCEP (Kalnay *et al.* 1996) :

- une circulation atmosphérique d'Ouest, avec un écoulement d'air froid polaire jusqu'à 20°N, parfois jusqu'à 15°N, et exceptionnellement jusqu'à 10°N (Hilmi *et al.* 2000), qui reste toutefois tributaire des saisons. Les vents et les flux de chaleur qui lui sont associés sont généralement de secteur ouest ; les répercussions au niveau de la mer sont des perturbations du champ de vent dans les couches moyennes et du champ de pression en surface ;
- une seconde circulation est associée aux vents Alizés, à l'origine des dépressions des Alizés correspondant à une circulation atmosphérique d'Est ; sur l'océan, les Alizés soufflent toute l'année avec une grande régularité ;
- enfin, la circulation associée à la Mousson de Sud-Ouest ; ces vents trouvent leur origine dans la différence saisonnière entre la température des mers et celle des terres ; les régions les plus favorables au développement de la mousson sont les latitudes moyennes près des tropiques ; ce phénomène est particulièrement important en Afrique occidentale où les éléments météorologiques sont rythmés

chaque année par le flux et le reflux de la Mousson de sud-ouest.

Au large, la circulation atmosphérique reste influencée par la morphologie des côtes qui génère une variabilité à petite échelle dans les structures de vent (Chao *et al.* 2003), qui, avec les flux de chaleur à la surface marine, peuvent avoir une grande influence sur la circulation d'upwelling. En effet, la dynamique atmosphérique côtière se caractérise en zone d'upwelling par l'augmentation importante des vents en aval des caps ou autres structures orographiques marquées (Moujane *et al.* 2011).

Circulation océanique

L'étude des remontées d'eau froide (*upwelling*) le long des côtes marocaines revêt un grand intérêt ; en effet, la région est considérée parmi les quatre zones reconnues dans le monde qui subissent l'influence de ce phénomène et les rendent riches en ressources halieutiques. Plusieurs aspects de cet upwelling côtier ont été étudiés par des observations et par la modélisation au cours des 25 dernières années (Hagen 2001).

Le Courant des Canaries, qui forme la branche orientale du gyre subtropical atlantique, longe les côtes marocaines jusqu'aux environs du Cap Blanc en été et jusqu'aux côtes sénégalaises en hiver. Les eaux ainsi transportées se trouvent mélangées avec des eaux plus chaudes remontant vers le nord la côte sénégalomauritanienne. Ce courant, de direction sud-ouest, est situé généralement entre la surface et 500 m de profondeur. Sa vitesse moyenne est de 0,5 nœud, mais peut parfois atteindre 2 nœuds quand les vents soufflent du nord ou du nord-est. Sa largeur peut atteindre 1000 km, et son débit est de $16.10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (Orbi *et al.* 1998). Ce courant est froid (18°C en plein été) puisqu'il provient de latitudes plus septentrionales et se nourrit, en partie, des remontées d'eaux profondes qui se produisent au large des côtes marocaines.

Sous l'action de la force de Coriolis, les vents (dont les Alizés) présentant une composante parallèle à la côte dirigée vers l'équateur provoquent la migration des eaux de surface vers le large (dérive d'Ekman) et la remontée d'eaux profondes froides. L'intensité du courant se déplaçant vers l'équateur diminue rapidement sous la surface marine (à 100 m de profondeur). Le jet instable se sépare de la côte et crée des méandres, des tourbillons et des filaments (Marchesiello *et al.* 2003), avec une organisation horizontale et verticale très sensible aux interactions entre les instabilités de méso-échelle et de sub-méso-échelle (Marchesiello *et al.* 2003). Un contre-courant dirigé vers le pôle Nord peut apparaître en surface lorsque les vents se relaxent à la côte. Le déplacement méridional des Alizés produit un upwelling saisonnier aux extrémités nord et sud de la région étudiée alors que la zone centrale est caractérisée par un upwelling continu tout au long de l'année (Nykjaer & Van Camp 1994).

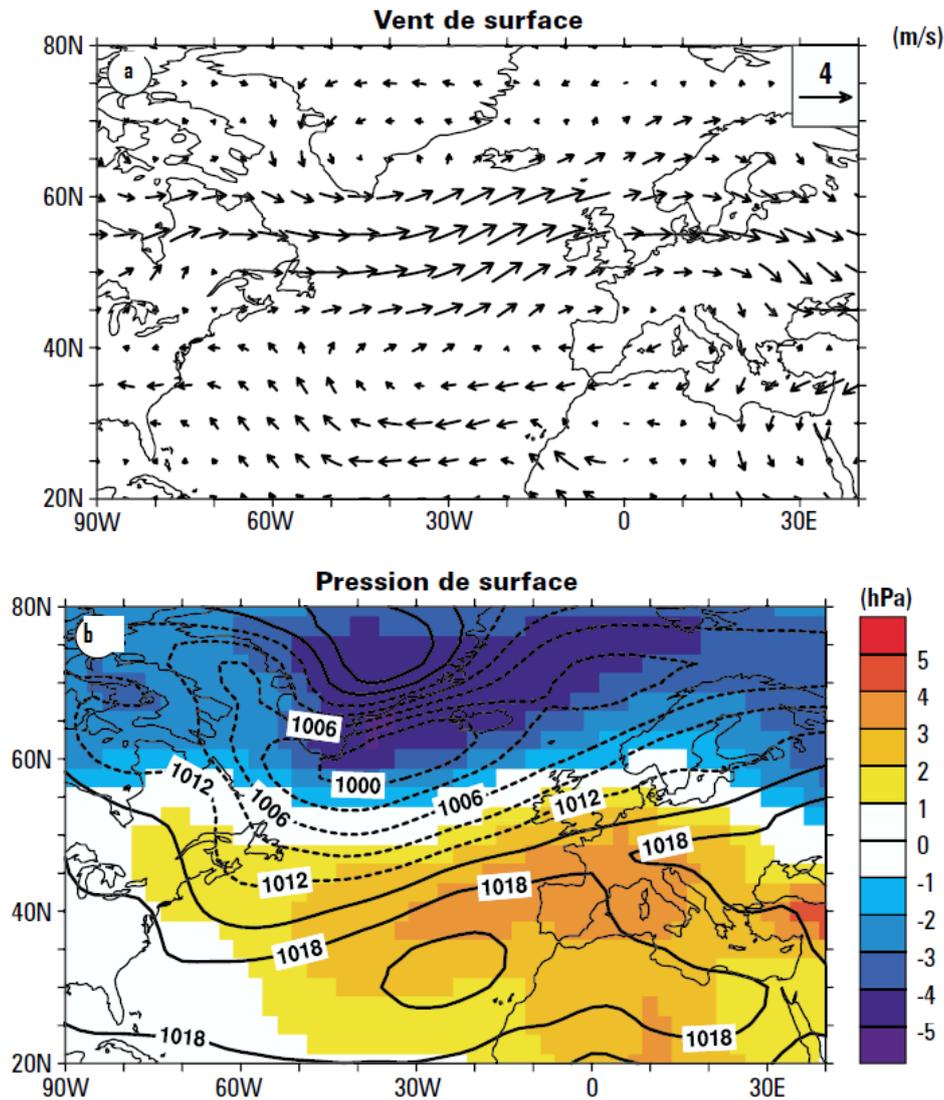


Figure 1. Différence entre les moyennes atmosphériques sur vingt années en hiver (mois de décembre à février) de la période 1980-1999 et de la période 1960-1979. a, différence pour le vent au niveau 1000 hPa (m/s); b, champ moyen de pression de surface en hiver (hPa) [en contours] superposé à la différence des moyennes sur vingt années des pressions de surface (hPa) [en couleurs]. Les données proviennent des réanalyses NCEP (Kalnay *et al.* 1996).

L'upwelling le long de la marge continentale du sud du Maroc

La marge marocaine est une marge passive, caractérisée par une succession de caps et de baies et par une vaste plate-forme continentale dont la largeur varie de 30 à 150 km. Entre 15°N et 30°N, la profondeur de la rupture de pente est en moyenne de 103 m, ce qui est relativement peu profond (Caroli 1999) (Fig. 2). Dans cette zone, l'orientation générale de la côte est Nord-Sud avec une inflexion vers l'Est à chacune des extrémités (Fig. 2). L'isobathe 103 m, qui marque la fin du plateau continental, est plus rectiligne sauf aux extrémités (Fréon 1988).

La marge marocaine présente deux cellules de circulation, engendrant deux résurgences : l'une au-dessus du talus continental (cellule océanique) et l'autre au rivage (cellule côtière). La résurgence s'effectue très près de la

côte par vent modéré. Par vent faible, elle présente une cellule unique de remontée (Binet 1988).

L'upwelling marocain et mauritanien constitue la partie centrale du système des Canaries. Le long du Courant des Canaries, l'upwelling n'est pas régulier et les remontées se produisent plus souvent en certains points du littoral, favorisés par la topographie et le régime des vents, notamment au voisinage de certains caps (Binet 1988).

Les principales zones d'upwelling sont les suivantes (Fig. 3) :

Zone 1 : c'est la zone de transition côtière classique des régions d'upwelling, dominée par une dynamique non linéaire liée à l'activité turbulente des filaments d'eau froide créés par l'upwelling côtier.

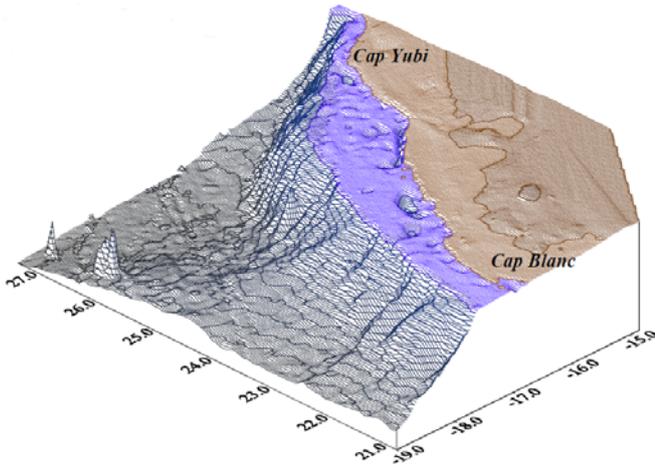


Figure 2. Topographie de la marge marocaine entre 21°N et 27°N.

Zone 2 : c'est la zone côtière que l'on peut subdiviser en quatre sous-zones:

- au nord du cap Ghir, le plateau continental a une largeur de 5 à 25 m et tend à s'approfondir de Safi (50 m) jusqu'au cap Ghir (200 m) (Bernikov 1991) ; les vents y sont forts et génèrent un upwelling important et des températures froides qui répondent directement au vent ; l'upwelling de cette zone connaît une activité importante en été (Furnestin 1959) ;

- entre le cap Ghir et le cap Juby, les Alizés sont plus réguliers et moins forts ; le plateau continental est plus large, moins profond, et sa pente est plus faible que celle au nord du cap Ghir ; l'orientation de la côte s'infléchit nettement vers l'ouest ; cette situation génère un upwelling plus important du fait de la régularité permanente des vents et de la faible profondeur de cette zone ;

- au sud du cap Juby et au nord de Dakhla, les Alizés sont plus forts ; le plateau continental est plus large du nord au sud et l'upwelling y est plus intense que celui de la zone précédente durant l'été (Makaoui *et al.* 2005) ;

- au sud de Dakhla, les Alizés sont permanents et plus forts ; pendant la période de vents intenses, le centre de l'upwelling migre vers le talus continental et y reste jusqu'à la relaxation des vents alizés (Barton *et al.* 1977) ; la variation de l'intensité et de la direction des vents permet de définir une succession de périodes d'upwelling (4 à 9 jours) séparées par des périodes de relaxation (2 à 5 jours) (Coste & Minas 1982).

MÉTHODOLOGIE

Les simulations interannuelles réalisées ont été forcées par les données mensuelles et journalières issues du modèle ALADIN (*Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational* ; Aladin International Team 1997) et du diffusiomètre SeaWinds embarqué sur le satellite QuikSCAT (NASA).

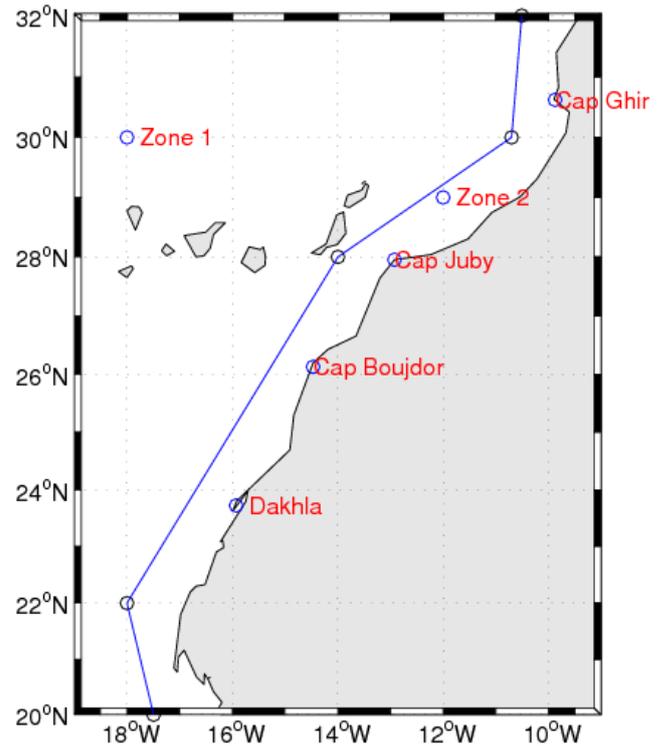


Figure 3. Les zones d'upwelling du domaine du Sud du Maroc.

Nous avons utilisé les données de méso-échelle issues de la version d'ALADIN de résolution horizontale 16 km, afin de mettre en évidence l'apport de ces données à la modélisation numérique de l'upwelling. Cet apport de la méso-échelle atmosphérique sur la circulation d'upwelling est diagnostiqué en comparant les résultats d'une première simulation numérique ROMS forcée par des vents déduits du diffusiomètre QuikSCAT aux résultats d'une seconde simulation forcée par les données d'ALADIN (Fig. 4). Les sorties du modèle ROMS sont traitées et visualisées avec le logiciel MATLAB v. 6.0 et 7.0.

Forçages ALADIN et QuikSCAT

La Direction de la Météorologie Nationale (DMN) exploite, en opérationnel depuis 1996, un système de prévision numérique (en mode hydrostatique version 29T2) basé sur le modèle communautaire ALADIN. L'application construite autour d'ALADIN est nommée ALBACHIR à la DMN.

Pour mieux connaître la structure de la variabilité du vent près des côtes, le modèle ALADIN a été utilisé sur le domaine du Sud du Maroc avec une résolution spatiale élevée (16 km × 16 km), une résolution temporelle de 3 heures et un pas d'intégration de 675 secondes.

Les champs calculés par ALADIN utilisés pour les simulations océaniques sont les composantes zonale et méridionale du vent à 10 m (vent réel), estimées sur la base

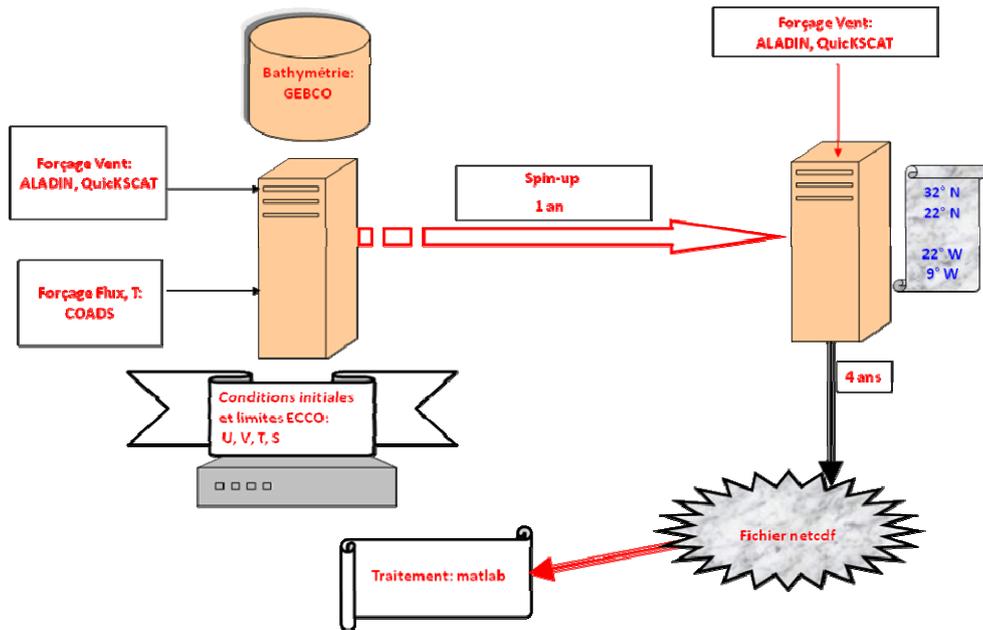


Figure 4. Organigramme d'implémentation du modèle ROMS

de l'analyse de 00h00. Ces composantes, couvrant la période de janvier 2003 à décembre 2006, sont échantillonnées avec une période $T_e = 3$ heures sur une grille régulière avec un pas de $0,1^\circ$ en latitude et en longitude. Les données manquantes ont été remplacées par les données des simulations à base 12h00.

D'autre part, les données satellitales utilisées sont issues du diffusiomètre SeaWinds embarqué sur le satellite QuikSCAT (NASA). Dans la présente étude, on n'a considéré que les analyses journalières ou mensuelles, estimées uniquement à partir des observations diffusiométriques sur une grille régulière de $0,5^\circ$ en latitude et longitude. Ces données sont disponibles sur le site du CERSAT (Bentamy *et al.* 2003) [1], sous la forme de composantes zonale et méridionale et du module de la tension du vent, pour la période du 01/01/2003 au 31/12/2006. Les deux journées de données manquantes pour QuikSCAT ont été comblées par l'interpolation des données voisines les plus proches (Fig. 5) (Moujane *et al.* 2011).

Simulation ROMS

Sur la verticale, le modèle utilise les coordonnées sigma généralisées (Fig. 6). Ces coordonnées épousent la variation de la topographie du fond marin et se transforment en coordonnées géopotentielle dans les couches de surface. Une transformation non linéaire est appliquée au préalable sur les coordonnées verticales afin d'avoir une résolution verticale plus fine près de la surface ou du fond et donc une meilleure représentation de la couche mélangée et de la thermocline. Cette transformation s'écrit :

$$z = h_s + (H - h_s)C(s)$$

où h_s est une constante représentant la profondeur typique d'une couche mélangée de surface, H est la hauteur de la colonne d'eau lorsque la mer est au repos et $C(s)$ est une fonction de θ_s , le paramètre d'étirement en surface, des coordonnées sigma, et de θ_b , le paramètre d'étirement au fond.

En plus du nombre N de niveaux verticaux, les quantités h_s , θ_s et θ_b sont à définir dans le modèle avant toute simulation.

Les simulations ROMS réalisées ont une résolution spatiale de 8×8 km. Trente niveaux verticaux ont été choisis avec $\theta_s = 6$; $\theta_b = 0$ et une profondeur minimum de 10 m. Sur l'horizontale et la verticale, une approximation par différences finies du second ordre sur des grilles décalées est adoptée (Fig. 6) (Shchepetkin & McWilliams 2005; [2]). Les simulations ont été réalisées avec une friction au fond de type linéaire.

La configuration utilisée pour les simulations a des frontières ouvertes au Nord, au Sud et à l'Ouest du domaine. Près de ces frontières, une couche tampon est définie, dans laquelle la viscosité augmente pour dissiper les énergies trop importantes. Une épaisseur de 50 km et un coefficient de friction de $100 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ dans la paramétrisation du modèle ont été choisis pour cette couche.

Le nombre de points de calcul de la grille tridimensionnelle du modèle est, dans cette configuration, $119 \times 160 \times 30$ soit 571.200 points. La durée des simulations est de 4 ans, et la période d'archivage des sorties des résultats sur fichier est de 24 heures.

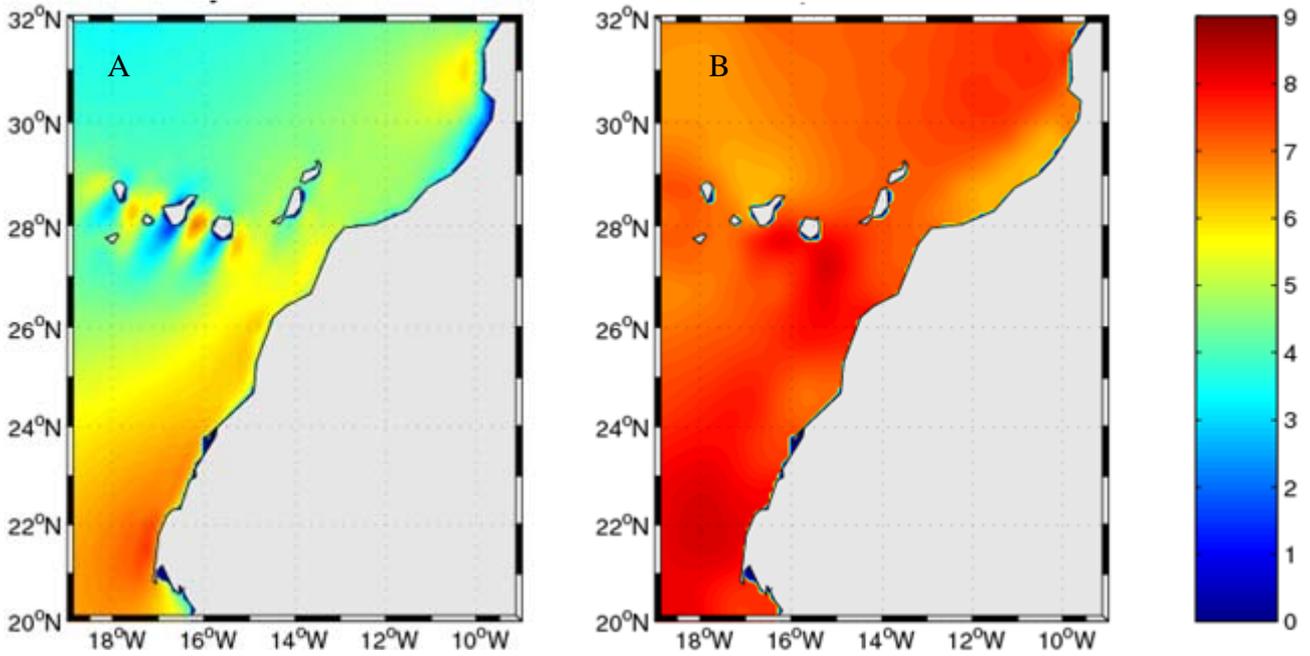


Figure 5. A Vent moyen ALADIN ; B, vent moyen QuikSCAT en m/s.

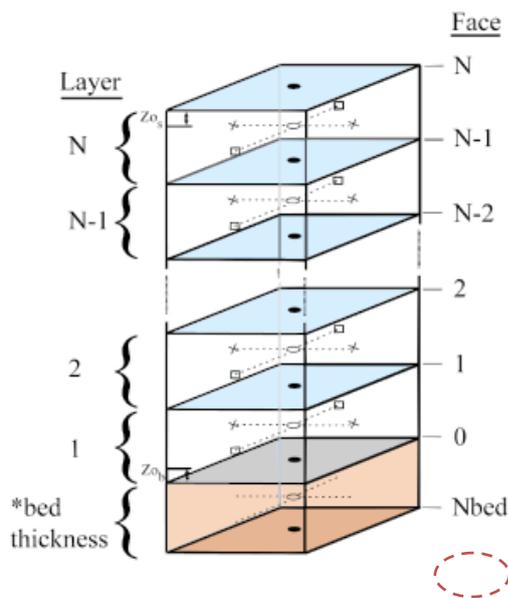


Figure 6. Emplacement des variables du modèle ROMS sur une grille verticale décalée. Voir texte.

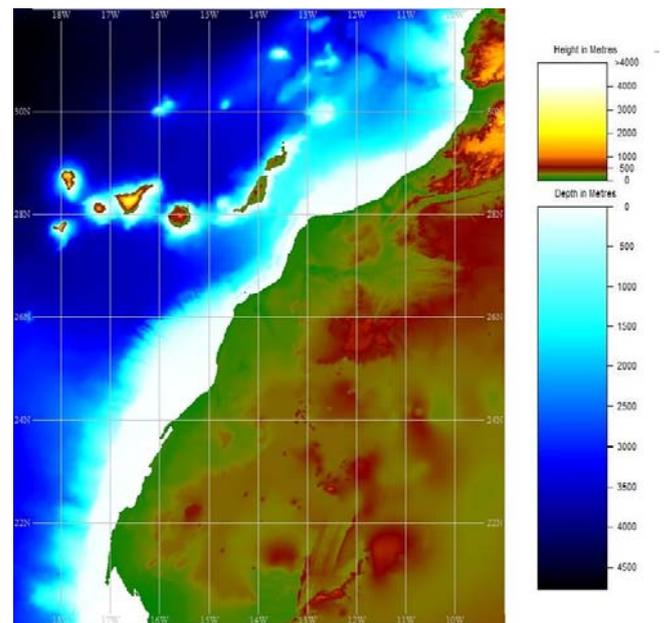


Figure 7. Bathymétrie GEBCO du Sud du Maroc.

La bathymétrie (Fig. 7) est issue du produit GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*) de résolution 1×1 km. Elle a été lissée pour limiter les erreurs dues au traitement du gradient de pression en coordonnées sigma (Shchepetkin & McWilliams 2003).

Le forçage par les flux de chaleur, la température et la salinité de surface de la mer ont été déduits des données climatologiques mensuelles COADS (*Comprehensive*

Ocean Atmosphere Data Set) de $0,5^\circ$ de résolution horizontale (Roy & Mendelssohn 1998). Le flux de chaleur net est décomposé en la somme d'un flux climatologique issu des données COADS et d'un terme de correction proportionnel à la différence entre une température de surface climatologique définie en entrée du modèle et la température calculée par le modèle (Barnier *et al.* 1995, Bentamy *et al.* 2003).

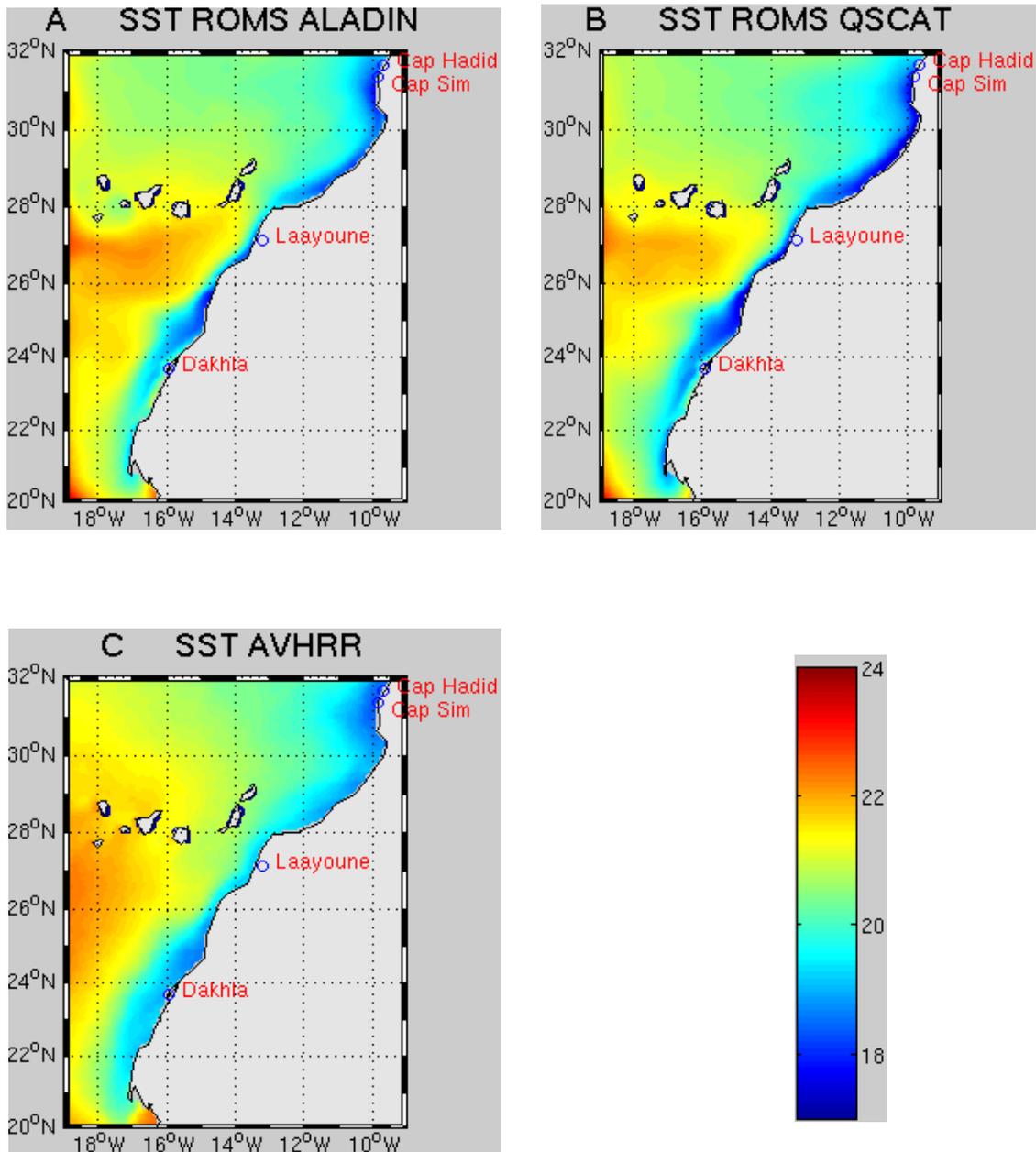


Figure 8. Températures de surface en °C de la région Sud du Maroc pour la période du 01/01/2003 au 31/12/2006.

Les conditions initiales pour la température (T) et la salinité (S) proviennent des données du modèle global ECCO (*Estimating the Circulation and Climate of the Ocean*; [3]) dont la résolution spatiale horizontale est de $1 \times 1^\circ$ et dont l'archivage temporel est de 1 mois. La date d'initialisation du modèle est 1993, avec un calendrier réel portant sur les années 2003 à 2006.

Après construction des conditions aux limites et des fichiers de forçage atmosphérique (vent), il a d'abord été procédé à l'intégration du modèle sur une durée de 12 mois pendant l'année 2002. Ceci permet d'avoir une stabilité numérique du modèle et une cohérence avec chaque type de données utilisées dans le forçage dynamique (vents QuikSCAT ou ALADIN). Ce temps de *spin-up* permet à la circulation de s'ajuster à la stratification, à la géométrie du domaine, aux forçages à la surface et aux frontières

latérales, et de développer la méso-échelle océanique. Quatre simulations ont été réalisées avec le modèle ROMS : deux avec les vents QuikSCAT (mensuels et journaliers), deux autres avec les vents ALADIN (mensuels et journaliers), sur la période de début janvier 2003 à fin décembre 2006.

RÉSULTATS

Températures de surface

Puisque les simulations réalisées avec les données de vent mensuelles et journalières présentent les mêmes biais, généralement de l'ordre de 1°C pour les deux types de simulations ALADIN et QuikSCAT, nous avons choisi d'analyser uniquement les simulations ROMS réalisées

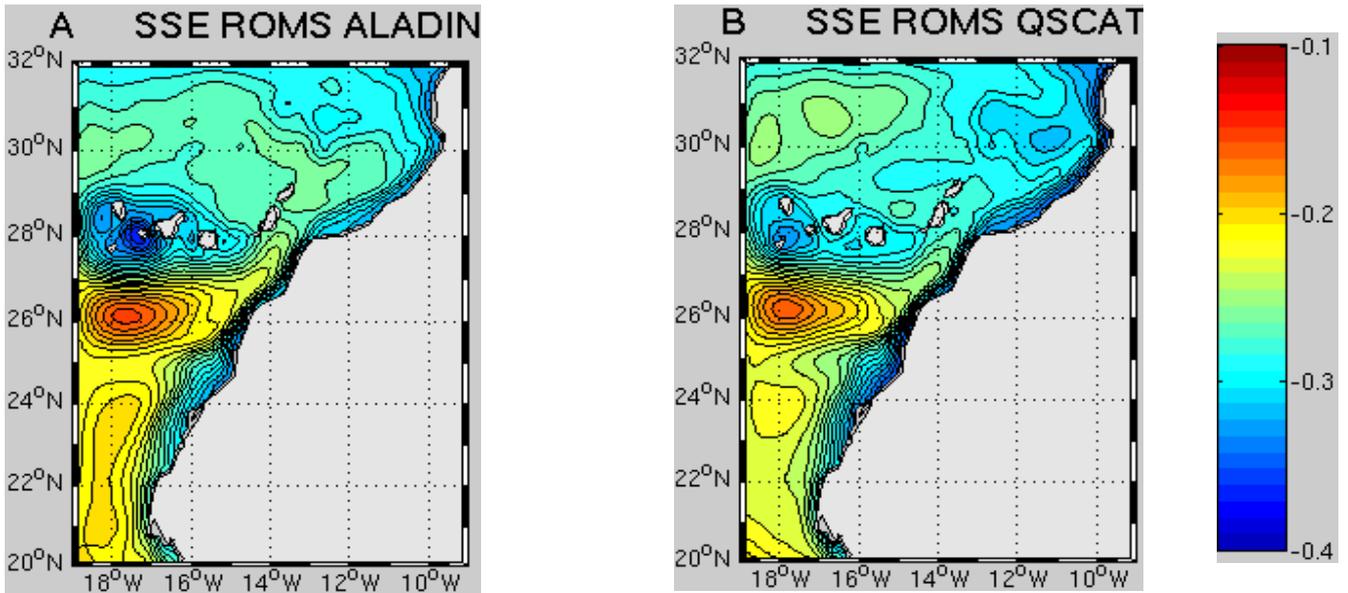


Figure 9. Élévation de la surface marine en m pour la période du 01/01/2003 au 31/12/2006.

Avec les forçages mensuels (ROMS_ALADIN et ROMS_QSCAT) sur la période du 01/01/2003 au 31/12/2006. Nous présentons les moyennes calculées sur les 4 années.

Les simulations permettent de constater une répartition des températures de surface allant des valeurs élevées au large vers des valeurs basses à la côte, mettant en évidence l'apport du forçage du vent sur l'upwelling côtier (Fig. 8). La distribution des températures de surface issues des diverses simulations montre relativement peu de différences : les températures côtières des simulations ROMS_QSCAT sont relativement plus basses que celles des simulations ROMS_ALADIN. L'origine de cette différence peut être due aux vents diffusiométriques, relativement plus forts que ceux du modèle ALADIN (Fig. 5, a et b respectivement) (Moujane *et al.* 2011).

Élévation de la surface libre

La figure 9 montre les contrastes régionaux d'élévation de la surface de la mer. En particulier, le niveau de la mer à la côte est plus élevé qu'au large, ce qui s'explique par le processus d'upwelling. En effet, l'action du vent sur la surface entraîne une dérive d'Ekman vers le large et provoque la remontée d'eaux froides à la côte. Un maximum d'élévation de la surface (0,35 m) apparaît près du cap Ghir (30°37'N, 9°52'W) dans la simulation ROMS_QSCAT et entre les îles Canaries occidentales dans les deux simulations, ce qui peut être expliqué par l'effet des îles et de l'orographie côtière sur la circulation marine de surface. Le maximum au niveau du cap Ghir n'est pas trouvé dans la simulation ALADIN, sans doute parce que l'intensité des vents ALADIN, est relativement plus faible que celle des vents QuikSCAT. En effet, après le passage des vents par les caps, ces vents accusent une expansion qui influence directement sur l'élévation de la surface de la mer. Nous constatons aussi un minimum d'élévation de la

surface de la mer au sud des îles Canaries, ce qui montre l'impact de l'affaiblissement des vents loin des îles et met en évidence la signature d'un courant océanique de surface s'écoulant d'ouest en est.

VALIDATION DES RÉSULTATS

La validation des résultats du modèle a été effectuée à l'aide de la température de surface de la mer mesurée par le radiomètre AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) du satellite NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Ces observations sont des moyennes sur des périodes de 8 jours du 01/01/2003 au 31/12/2006.

Pour des comparaisons quantitatives, nous avons effectué une interpolation des données du satellite sur la grille du domaine étudié avec le modèle ROMS. Les valeurs de certains points manquants dans le fichier de données ont été recalculées à partir des valeurs connues sur les points les plus proches (progiciel Romstools ; Penven *et al.* 2008).

La température moyenne simulée a été comparée avec la température observée. Les résultats de cette comparaison sont présentés dans la figure 10 et le tableau I.

La variabilité temporelle de la température de la surface de la mer est mise en évidence par les écarts-types et les coefficients de corrélation sur la période d'étude.

Les cartes de température simulée (Fig. 8, a et b) et mesurée (Fig. 8, c) illustrent l'accord spatial entre les résultats et les observations satellitaires AVHRR sur l'ensemble du domaine, avec un écart-type maximal de 0,51 °C pour les mesures et de 0,47 °C à 0,52 °C pour les diverses simulations sur toute la période d'étude.

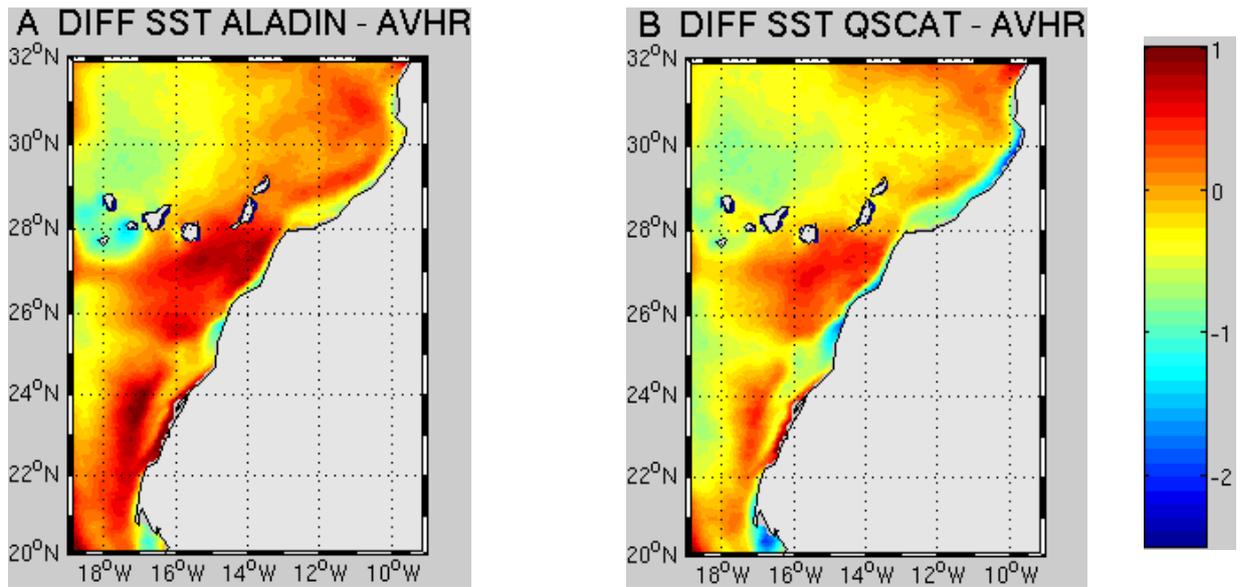


Figure 10. Différences de température en °C entre les simulations ROMS et les mesures AVHRR pour la période du 01/01/2003 au 31/12/2006.

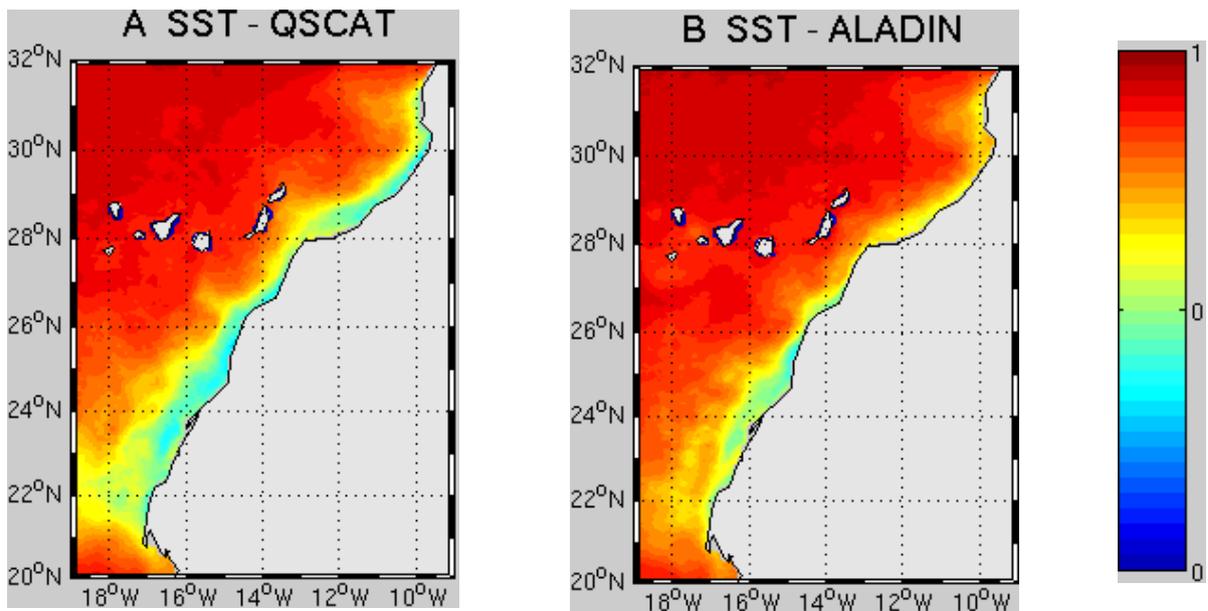


Figure 11. Coefficient de corrélation entre les températures ROMS journalières et les mesures AVHRR pour la période du 01/01/2003 au 31/12/2006.

Tableau I. Valeurs des paramètres statistiques concernant la température moyenne de surface.

Modèle ROMS	Forçage	Moyenne et écart-type (°C)	Coefficient de corrélation
	ALADIN		20,47 ± 0,47
	QuikSCAT		0,91
Instrument AVHRR		20,40 ± 0,51	-

Le radiomètre AVHRR et le modèle ROMS reproduisent la même organisation générale des températures de surface, du large à la côte ; en effet les températures les plus froides sont confinées à la côte mettant en évidence l'upwelling côtier. Ceci résulte de la dérive provoquée par l'effet du forçage du vent côtier sur les eaux superficielles côtières où les eaux sont peu profondes et la dynamique locale domine. Le minimum d'upwelling, dont le gradient zonal est de l'ordre de 0,5 °C sur 50 km (Fig. 8), est bien localisé au nord de Dakhla (INRH 2002), ce qui représente un résultat réaliste enregistré au cours de cette analyse (Berraho *et al.* 2004).

Le maximum de décollement de l'upwelling de gradient zonal d'environ 1°C sur 50 km se manifeste près du cap Hadid (31°41'N ; 9°41'W).

Sur les figures 10a et 10b, une bonne similitude est constatée entre les différences des températures. Ces différences sont en moyenne de -0,3 à 0,3°C entre les températures simulées et celles observées. Les différences moyennes sont légèrement plus importantes entre les simulations ROMS_ALADIN et les observations AVHRR qu'entre les simulations ROMS_QSCAT et les observations AVHRR. Ces différences peuvent être expliquées par la présence de structures filamentaires restituées par le forçage QuikSCAT, plus fortes et plus vigoureuses que celles obtenues avec le forçage ALADIN. Ceci affecte directement la répartition spatiale des températures sur la zone d'étude.

L'analyse des coefficients de corrélation calculés pour les simulations réalisées avec des forçages journaliers, a mis en évidence l'effet de la résolution temporelle sur l'accord des températures simulées et celles observées. La figure 11 montre des corrélations de l'ordre de 80% pour les températures, notamment au large, traduisant un bon accord entre la variabilité interannuelle de la température du modèle et celle observée avec le radiomètre AVHRR. Vers la côte, l'accord est autour de 30 à 40% et de 40 à 60% avec les simulations ROMS_QSCAT et ROMS_ALADIN respectivement, ce qui suggère un rôle des vents de petite échelle dans la variabilité de l'upwelling.

La forte corrélation avec les données observées pour les deux simulations journalières réalisées, notamment avec le forçage ALADIN, met en relief l'impact de la résolution temporelle du vent et par conséquent l'effet de ce paramètre sur l'upwelling. Un bon accord est trouvé dans la partie nord car la physique de cette zone est dominée par le mélange vertical de la colonne d'eau forcé directement par le vent. En effet, la surface marine se réchauffe sous l'effet du rayonnement solaire, et un gradient vertical thermique s'établit. En générant du mélange vertical turbulent, l'action du vent est de nature à travailler contre ce gradient. L'instabilité verticale qui en résulte aboutit à une homogénéisation verticale de la couche de mélange, avant retour à une stratification stable.

DISCUSSION

Les vents atmosphériques le long de la côte sud marocaine sont sensiblement perturbés par l'orographie côtière, la géométrie du littoral, et les conditions atmosphériques synoptiques. La validation des résultats du modèle océanique indique un upwelling classique plus fort avec la modélisation ROMS_QSCAT, probablement lié à la surestimation des vents côtiers par les données QuikSCAT (Bentamy *et al.* 2003). Les vents modélisés avec ALADIN, plus faibles d'environ 2 m.s⁻¹, semblent corriger au moins partiellement l'erreur de température de surface du modèle (trop froide) obtenue avec les vents QuikSCAT. Les flux de chaleur calculés dans le modèle sont issus des données COADS qui n'évoluent pas en temps réel avec le modèle. La nécessité de fournir au modèle des flux de chaleur

réalistes paraît donc à une exigence à court terme. Il est également fondamental de mentionner l'erreur potentielle liée au forçage latéral du modèle ROMS par le modèle océanique ECCO de grande échelle. En outre, les comparaisons en temps réel sont rendues difficiles lorsqu'on s'éloigne des côtes, car une dynamique non-linéaire et imprévisible, liée à l'activité turbulente des filaments d'eau froide créés par l'upwelling (Penven *et al.* 2001, Blanke *et al.* 2002), domine dans la zone de transition côtière. Cette imprévisibilité est liée à la petite taille de ces structures qui échappe à la résolution du modèle.

Dans la zone côtière, la majorité des températures froides associées à l'upwelling sont reproduites par les deux simulations (forçage ALADIN et forçage QuikSCAT). L'utilisation d'ALADIN semble améliorer les corrélations pour l'upwelling à la côte nord (corrélation de 60 à 70%), alors que les corrélations avec les observations obtenues pour la simulation forcée par QuikSCAT ne sont que de 30 à 40%. Mais c'est sur la côte sud que les différences de forçage entraînent les différences les plus remarquables. Cette amélioration est considérable surtout avec le forçage journalier pour lequel la résolution temporelle sur le vent apporte un effet marquant sur la température de surface de la mer à la côte. Cet effet exprime l'apport du forçage journalier par rapport au forçage mensuel. Le vent côtier extrapolé dans le produit QuikSCAT est trop fort, et entraîne un upwelling soutenu sur toute la côte et des températures trop froides (Fig. 5b).

ALADIN simule un effet de cap classique au niveau de la presqu'île d'Essaouira (cap Sim et cap Hadid) (Fig. 5a), avec des vents faibles sur la côte. ALADIN résout donc des structures atmosphériques fines, pertinentes pour la modélisation océanique de l'upwelling, en utilisant une paramétrisation physique et un relief adaptés à la zone d'étude, en plus d'une résolution suffisante pour capturer les effets régionaux.

CONCLUSION

L'utilisation parallèle des données de vent QuikSCAT et ALADIN a permis d'améliorer notre connaissance de la dynamique d'upwelling sur la côte du sud du Maroc, grâce à la mise en œuvre de simulations numériques régionales océaniques. Dans la zone côtière, la majorité des températures froides observées en situation d'upwelling est reproduite par les deux simulations. Deux résultats importants se dégagent de notre travail : un upwelling remarquable sur toute la côte d'une part, et une circulation vers le Nord liée au rotationnel du vent (constaté notamment entre Cap Boujdor et Dakhla) d'autre part. Les simulations utilisant les forçages atmosphériques résolvant la méso échelle (ALADIN) montrent que l'upwelling est mieux quantifié. Un upwelling classique trop important est en effet obtenu à la côte avec la modélisation utilisant les vents QuikSCAT. Notre étude montre que ce biais peut être corrigé par l'apport des données de vent à fine échelle spatio-temporelle déduites de la modélisation ALADIN.

Remerciements

Cette recherche est faite dans le cadre d'une thèse de Doctorat. Elle a bénéficié du soutien de la Direction de la Météorologie Nationale (DMN), le Laboratoire de Physique des Océans (LPO) France, et l'Institut de Recherche et de Développement (IRD), France.

Je tiens à remercier messieurs Claude Roy (LPO) et Eric Machu (IRD) pour leur appui logistique, je remercie aussi Monsieur Nicolas Grima (LPO) pour son aide scientifique, sans oublier Monsieur Abderrahim Bentamy (IFREMER) qui a accepté de prendre en charge l'évaluation de ce travail.

Références

- Aladin International Team 1997. The ALADIN project: Mesoscale modelling seen as a basic tool for weather forecasting and atmospheric research. *WMO Bull.*, 46, 4, 317-324.
- Barnier B., Siefridt L. & Marchesiello P. 1995. Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses. *J. Mar. Syst.*, 6, 363-380.
- Barton E.D., Huyer A. & Smith R.L. 1977. Temporal variation observed in the hydrographic regime near Cabo Corveiro in the Northwest African upwelling region, February to April 1974. *Deep-Sea Res.*, 24, 7-23.
- Bentamy A., Katsaros K.B., Mestas-Núñez A.M., Drennan W.M., Forde E.B. & Roquet H. 2003. Satellite estimates of wind speed and latent heat flux over the global oceans. *J. Climate*, 16, 637-656.
- Bernikov R. 1991. Synthèse des travaux de recherches océanographiques réalisés le long de la côte atlantique marocaine par « Atlantiro ». Rapport, 24 p.
- Berraho A., Ettahiri O., Letourneur Y., Orbi A. & Yahyaoui A. 2004. Importance des paramètres hydrologiques dans la distribution des œufs et des larves des petits pélagiques du sud de l'Atlantique marocain. INIST-CNRS.
- Binet D. 1988. Rôle possible d'une intensification des Alizés sur les changements de répartition des sardines et sardinelles le long de la côte ouest africaine. *Aquatic Living Res.*, 1, 115-132.
- Blanke B., Roy C., Penven P., Speich S., McWilliams J. & Nelson G. 2002. Linking wind and upwelling interannual variability in a regional model of the southern Benguela. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 2188, doi : 10.1029/2002GL015718.
- Caldeira R.M. & Marchesiello P. 2002. Ocean response to wind sheltering in the Southern California Bight. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 13, 10.1029/2001GL014563.
- Capet X.J., Marchesiello P. & McWilliams J.C. 2004. Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophys. Res. Lett.*, 31, 13, L13311.
- Caroli E. 1999. Analyse numérique de la morphologie des marges continentales et implication de l'évolution du niveau marin sur l'immersion des plates-formes continentales est-africaines. Ecole Normale Supérieure de Lyon.
- Chao Y., Li Z., Kindle J.C., Paduan J.D. & Chavez F.P. 2003. A high-resolution surface vector wind product for coastal oceans: blending satellite scatterometer measurements with regional mesoscale atmospheric model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1, 1013.
- Coste B. & Minas H.J. 1982. Analyse des facteurs régissant la distribution des sels nutritifs dans la zone de remontée d'eau des côtes mauritaniennes. *Oceanol. Acta*, 5, 3, 315-324.
- Cury P. & Roy C. 1987. Migration saisonnière du thiof (*Epinephelus aeneus*) au Sénégal : influence des upwellings sénégalais et mauritanien, *Oceanol. Acta*, 11, 1, 32-33.
- Ekman V.W. 1902. Om jordrotationens inverkan pa vindstrommar i hafvet. *Nyt Magazin for Naturvidenskab*, 40, 1, 1-27.
- Enriquez A.G. & Friehe C.A. 1995. Effects of wind stress and wind stress curl variability on coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 7, 1651-1671.
- Estrade P., Marchesiello P., Colin de Verdière A. & Roy C. 2008. Cross-shelf structure of coastal upwelling: a two-dimensional expansion of Ekman's theory and a mechanism for inner shelf upwelling shut down. *J. Mar. Res.*, 66, 589-616.
- Fréon P. 1988. *Réponses et adaptations des stocks des clupéidés d'Afrique de l'ouest à la variabilité du milieu et de l'exploitation. Analyse et réflexion à partir de l'exemple du Sénégal.* Ed. l'ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses, Paris, 287 p.
- Furnestin J. 1959. Hydrologie du Maroc atlantique. *Rev. Trav. Inst. Pêches Mar.*, 23, 1, 5-77.
- Hagen E. 2001. Northwest African upwelling scenario. *Oceanol. Acta*, 24, S113-S127.
- Hilmi K., Larissi J., Makaoui A. & Zizah S. 2000. Synthèse océanographique de la côte atlantique marocaine de 1994 à 1998. *TD INRH*, 109, 121 p.
- INRH 2002. Les ressources halieutiques marocaines : situation et niveaux d'exploitation. Doc. Tech. INRH, 167 p.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R. & Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 3, 437-471.
- Makaoui A., Orbi A., Hilmi K., Zizah S., Larissi J. & Talbi M. 2005. L'upwelling de la côte atlantique du Maroc entre 1994 et 1998. *C.R. Geoscience*, 337, 1518-1524.
- Marchesiello P., McWilliams J.C. & Shchepetkin A. 2003. Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 753-783.
- Moujane A., Bentamy A., Chagdali M. & Mordane S. 2011. Analysis of high spatial and temporal surface winds from Aladin model and from remotely sensed data over the Canarian upwelling region. *Revue Télédétection*, 10, 1, 11-22.
- Orbi A., Hilmi K., Larissi J., Zidane H., Zizah S., El Moussaoui N., Lakhdar J.I. & Sarf F. 1998. Hydrologie et hydrodynamique des côtes marocaines : milieux paraliques et zones côtières. Commissariat Général, EXPO'98, Lisbonne, 68 p.
- Nykjaer L. & Van Camp L. 1994. Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *J. Geophys. Res.*, 99, C7, doi: 10.1029/94JC00814.
- Penven P., Lutjeharms J.R.E., Marchesiello P., Roy C. & Weeks S.J. 2001. Generation of cyclonic eddies by the Agulhas Current in the lee of the Agulhas Bank. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1055-1058.
- Penven P., Marchesiello P., Debreu L. & Lefevre J. 2008. Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling & Software*, 23, 660-662.
- Roy C. & Mendelssohn R. 1998. The development and the use of a climatic database for CEOS using the COADS dataset. In: Durand M.-H., Cury P., Mendelssohn R., Roy C., Bakun A. & Pauly D. (eds.) - *Global versus Local Changes in Upwelling Systems*. Ed. Orstom, Coll. Colloques et Séminaires, pp. 27-44.

Shchepetkin A.F. & McWilliams J.C. 2003. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate, *J. Geophys. Res.*, 108 (C3), 3090, doi: 10.1029/2001JC001047.

topography following-coordinate oceanic model, *Ocean Modelling.*, 9, 347-404.

Shchepetkin A.F. & McWilliams J.C. 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface,

Manuscrit reçu le 10 août 2010
Version modifiée acceptée le 14 décembre 2011

Sites Web consultés

- [1] http://cersat.ifremer.fr/fr/data/discovery/by_product_type/gridded_products/mwf_quikscat
- [2] http://roms.mpl.ird.fr/user_manual/doc/index.html
- [3] <http://www.ecco-group.org/>