



HAL
open science

La modélisation océanique: un outil privilégié mais sensible de l'océanographie moderne

Yann Ourmieres

► **To cite this version:**

Yann Ourmieres. La modélisation océanique: un outil privilégié mais sensible de l'océanographie moderne. Océan, Atmosphère. Université de Toulon, 2016. tel-02053099

HAL Id: tel-02053099

<https://hal.science/tel-02053099v1>

Submitted on 1 Mar 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Toulon
Mediterranean Institute of Oceanography (MIO)

Mémoire présenté pour obtenir
l'Habilitation à Diriger des Recherches

Discipline : Sciences de l'Univers

par

Yann Ourmieres

**La modélisation océanique: un outil privilégié mais sensible de
l'océanographie moderne**

Soutenance prévue le 19 Octobre 2016 devant le jury composé de :

Bruno Blanke, DR CNRS, LPO (Brest) / directeur adjoint INSU (Paris)	(Examineur)
Pierre Brasseur, DR CNRS, LGGE, Grenoble	(Rapporteur)
Vincent Echevin, CR IRD, LOCEAN, Paris	(Rapporteur)
Patrick Marsaleix, CR CNRS, Laboratoire d'aérodynamique, Toulouse	(Rapporteur)
Anne Molcard, PR, MIO, Toulon	(Examineur)
Bruno Zakardjian, PR, MIO, Toulon	(Examineur)

Remerciements

Une des facettes du monde de la recherche que j'affectionne tout particulièrement est celle qui fait la part belle à la collégialité, l'honnêteté et le respect mutuel, j'ai donc de vrais remerciements à faire autour de ce document.

Tout d'abord, je voudrais remercier les rapporteurs et membres du jury d'avoir accepté de dégager du temps pour me soutenir dans cet exercice, dans une époque où la moindre demi-journée "libre" est devenue ridiculement rare. Évitions donc de penser au 175 e-mails qui se sont accumulés dans vos boîtes respectives pendant la lecture de ce manuscrit...

Je remercie aussi mes collègues de divers horizons, du MIO à l'équipe MEOM du LGGE en passant par le LOCEAN, le LEGOS, le LA, MERCATOR-Océan et l'IUM entre autres, avec lesquels j'ai pu partager des projets, des idées et des apéros, et avec qui je souhaite continuer à pouvoir faire les 3. Je souhaite aussi remercier les collègues du NOCS et de l'université de Southampton, côtoyés pendant ma période de PhD. J'y ai appris les bases de la recherche tout en acquérant de précieuses méthodes de travail, différentes et enrichissantes. Brexit or not Brexit, l'Angleterre reste pour moi le pays le plus exotique d'Europe.

Je remercie tout particulièrement A. Molcard pour avoir su construire avec moi une relation de confiance durable et très productive. Grâce à notre fameuse conversation, il y a environ 5 ans, qui est partie d'une question un peu déprimante : "à quoi sert-on réellement ?", et qui s'est terminée par une question épanouissante : "à quoi voudrait-on réellement servir ?". C'est cette dernière question qui nous a poussé à développer plus de projets à visée applicative, mais nécessitant des développements fondamentaux, permettant ainsi de participer, modestement, à l'effort nécessaire pour une re-connexion entre le monde de la recherche, les pouvoirs publics et la société.

Je remercie enfin ma famille proche, Laurie et mes deux garçons, Marius et Oscar, pour me rappeler régulièrement l'agencement des choses importantes de la vie.

Table des matières

Table des figures	6
1 Introduction	12
1.1 But de l'exercice	12
1.2 Parcours initiatique	13
1.2.1 De l'instrumentation à la modélisation	13
1.2.2 De la modélisation océanique à l'assimilation de données	15
2 Modélisation océanique et assimilation de données	17
2.1 Introduction	17
2.2 Assimilation séquentielle	18
2.2.1 Quelques mots clés d'assimilation de données	18
2.2.2 Mise en œuvre séquentielle avec IAU : vers une contrainte faible sur l'état analysé	19
2.3 Assimilation de données pour les modèles couplés physique-biogéochimique .	21
2.3.1 Contexte	21
2.3.2 Un exemple de contrôle multiple sur la physique-biogéochimie couplée	21
2.4 Conclusion relative aux thèmes abordés : l'AD cache-t-elle la forêt ?	25
3 Modélisation océanique à haute résolution	26
3.1 Introduction	26
3.2 Atouts de la haute-résolution	26
3.2.1 Modélisation eddy resolving	27
3.2.2 Guidage bathymétrique	30
3.2.3 Échanges côte-large	32
3.2.4 Applications sociétales	35
3.3 Limitations de la haute-résolution	41
3.3.1 Le problème de l'adéquation avec les forçages	41
3.3.2 Hypothèse physiques	44
Limitations par l'approximation hydrostatique	44
Paramétrisation des flux à l'interface air-mer	48
3.3.3 Contrainte numérique	50
3.4 Bilan de ces spécificités	52
4 Discussion générale et perspectives : des souris et des hommes	53
4.1 Synthèse des travaux exposés	53
4.2 Quelques pièges de représentativité	54
4.2.1 Si le modèle le dit...et les observations ?	54
4.2.2 Résolution effective : quel temps fera-t-il dans ma rue ?	55

4.2.3	Frontières ouvertes et bon voisinage...	56
4.3	Vers la très haute-résolution ?	57
4.3.1	Apport de la très haute-résolution	57
4.3.2	Apport des modèles non-hydrostatiques	59
4.3.3	Modèles couplés à l'interface air-mer	61
4.4	Méthodes innovantes d'assimilation de données	63
4.4.1	Back and Forth Nudging	63
4.4.2	Et pour les configurations côtières ?	63
4.4.3	Un exemple innovant de technique de contrôle issue de l'AD : le spectral nudging	64
4.5	Les enjeux des applications sociétales	64
4.5.1	Dérive de nappe de polluants	65
4.5.2	Indicateur biologique DCSMM	65
4.5.3	Besoins spécifiques associatifs, ONG, syndicats mixtes	66
5	Enseignement	68
5.1	Thématiques	68
5.2	Responsabilité pédagogiques	68
5.3	Perspectives	69
	Bibliographie	70
	A Résumé des configurations principales	75
	B Liste des publications	77
	C Liste des encadrements de thèse	79
	D Projets et responsabilités scientifiques	80
	E Éléments complémentaires de Curriculum Vitae	82
E.1	Rayonnement / Responsabilités administratives	82
E.2	Encadrements significatifs hors thèse	82
E.3	Récapitulatif carrière	82
	F Sélection d'articles	84

Table des figures

1.1	Comparaison d'un écoulement de type "mushroom" visualisé dans un canal à houle (haut) et reproduit par advection de particules utilisant un code de calcul (bas). Ourmières Y., Ph.D., University of Southampton, UK, 2003.	14
2.1	Mise en œuvre séquentielle classique d'un système d'assimilation. Figure issue de [Ourmières et al., 2006].	20
2.2	Mise en oeuvre avec Incremental Analysis Update. Figure issue de [Ourmières et al., 2006].	20
2.3	Monthly averaged surface chlorophyll concentrations for July 1998 (in mg/m^3). Top left : SeaWifs data, top right : FREE solution, central left : AN solution, central right : AP solution, bottom : APN solution. Figure from [Ourmières et al., 2009]	22
2.4	Monthly averaged MLD (in metre) for March (left column) and April 1998 (right column). Top line : De Boyer Montegut climatology (2004), central line : AP solution, bottom line : FREE solution. MLD criterion is $\delta T = 0.2$ °C. Figure from [Ourmières et al., 2009]	23
2.5	Monthly averaged surface nitrate concentrations in $mmol.m^3$ for June 1998. Top left : Levitus climatology, top right : FREE solution, central left : AN solution, central right : AP solution, bottom : APN solution. Figure from [Ourmières et al., 2009]	24
3.1	Bathymétrie de la Méditerranée nord-occidentale (axe vertical en mètre, axes horizontaux : longitude et latitude). En gris : représentation schématique du trajet du CN. Points et flèches noires : position de zones et canyons utilisés dans le manuscrit.	28
3.2	Rayon interne de déformation de Rossby calculé à partir de champs de température et salinité de Glazur64, moyennés sur les hivers et été 2006, 2007 et 2008. La profondeur maximale est fixée à 2 000 m. Figure issue de Guihou, 2013.	28
3.3	Comparaison du courant intégré sur 150 m pour la date du 04/04/2011. Haut : GLAZUR64 (NEMO) ; milieu : MENOR (MARS3D) ; bas : PSY2V4R4 (NEMO - système MERCATOR-Océan).	29
3.4	Courant de surface (m/s) simulé par MED16 (gauche, haut) et par GLAZUR64 (gauche, bas) comparé à une radiale ADCP (droite) effectuée par le R/V téthys II, du 29/04/00 au 01/05/00. Les champs simulés sont moyennés sur 5 jours. Panneau de droite : les champs ADCP sont représentés pas les flèches bleues et le trait rouge représente une section effectuée par le navire. La localisation de cette section est superposée sur les courants simulés (panneaux de gauche).	30

3.5	Courant moyen de surface (m/s) sur 2013 simulé par GLAZUR64. Gauche : bathymétrie HR ; droite : bathymétrie plus lisse	31
3.6	Représentation en 3D du GDL. La masse d'eau en bleu représente l'eau dense et froide formée sur le plateau au cours de l'hiver 1990-1991 telle que simulée au 1/64 par la configuration GDL64. Le fond est seillé à 300m. Haut : 2 janvier 1991, milieu : 12 février 1991, bas : 22 février 1991. Caractéristiques utilisées pour l'eau dense de plateau : $37 < S < 38$; $T < 13.5^\circ$; $\sigma > 28.5$; figure issue de [Langlais, 2007].	33
3.7	Vitesse simulée par GLAZUR64 à 20 m de profondeur. Exemple d'intrusion pour le 10/09/2012. Le point Noir représente la localisation du mouillage JULIO.	34
3.8	Figure issue [Barrier et al., 2016]. Comparaison entre les indices d'intrusion observés (trait noir) et simulés (rouge et bleu) pour la période de Février à Octobre 2012 puis d'Octobre à Décembre 2013 (périodes séparées par le trait tireté vertical gris). Les flèches noires indiquent les intrusions observées mais non simulées, la flèche rouge indique une intrusion simulée mais non observée et les flèches bleues indiquent les intrusions détectées par l'indice volumique mais pas par l'indice Julio. La ligne tiretée horizontale correspond au seuil de détection des intrusions. Les zones grisées correspondent aux intrusions étudiées dans [Barrier et al., 2016].	35
3.9	Haut : Exemple de carte de risque d'échouage sur le littoral de la côte d'Azur pour le 11 juillet 2012, tel que publié sur le site web jellywatch. Bas : prévision de risque d'échouage pour cette même zone, pour les journées suivantes, sous la forme d'un code couleur général (remarque : le projet étant terminé, le site jellywatch n'est plus maintenu).	37
3.10	Nombre de particules arrivées par point de grille de la zone littorale (1 point de grille de largeur) pendant la période de juin à août 2006 pour des particules avec migration verticale entre 5 et 300m. La taille des cercles est proportionnelle au nombre de particules. Les positions initiales sont indiquées par les points noirs.	38
3.11	Mean binning density after dividing the Mediterranean Sea in two different domains for dynamical issues (near shore domain : left colorbar, and open sea domain : right colorbar). (a) Open sea domain and (b) near shore domain after a 1 year advection, and (c) open sea domain after a 3-month advection. The initial particle distribution is homogeneous. For both domains, red tones represent particle accumulation, while gray and blue tones show areas that are emptying in the near shore and open sea domains, respectively. Red contours A (north-east of Balearic islands), B (Tyrrhenian Sea) and C (Gulf of Sirte) mark the positions of three possible retention areas. Figure from [Mansui et al., 2015]	39
3.12	Map of floating marine debris distribution observed along the French Riviera during the Ecoocean campaigns (October 2006 – October 2008). Green to yellow circles mark position of shipboard observations. Their size is proportional to the density of floating litter, expressed as number of items/km ² . The NC general path is highlighted by the second colour scale (on the left), corresponding to the surface mean velocity field from numerical simulations. Figure issue de Mansui et al., soumis au Journal of Oceanography.	41

3.13	Coupe Nord-Sud et sur la verticale du courant moyen (m/s) en face de Toulon, moyenné d’avril à décembre 2008, pour 2 configurations de bassin utilisées pour forcer GLAZUR64 : MED12 et MERCATOR-PSY2V3R1, ainsi que les simulations GLAZUR64 forcées par celles-ci. De haut en bas et de gauche à droite : MED12, T20 (simulation GLAZUR64 forcée par MED12), PS2V3R1 et T21 (simulation forcée par PSY2V4R1). Les isopycnes 28.3, 28.6, 28.9 sont superposés au module de vitesse. Figure issue de [Guihou et al., 2013]	44
3.14	Emprise de la configuration NIDOR192. Carte de fond : exemple de courant de surface simulé (moyenne quotidienne). La configuration NIDOR192 est emboîtée dans GLAZUR64 avec le module AGRIF.	45
3.15	Projet CADOR : Comparaison des trajectoires de dérive de surface pour la journée du 11/03/15. Bleu : observations ; rouge : trajectoires simulées par ICHTHYOP forcé par les champs de courants NIDOR192 ; gris : trajectoires simulées par ICHTHYOP forcé par des champs de courant calculés à partir de la vitesse du vent (5 %).	46
3.16	Vitesse de surface (m/s) simulée par NIDOR192 pour le 18/02/14. Haut : simulation de référence ; bas : simulation avec coefficient de <i>diffusion verticale augmenté</i> (enhanced vertical diffusion coefficient) réduit à $0.1 m^2.s^{-1}$	47
3.17	Profil vertical de vitesse horizontale (norme en $m.s^{-1}$) moyennée sur l’intérieur de la baie pour la journée du 18/02/14. Noir : simulation de référence ; rouge : simulation avec coefficient de <i>diffusion verticale augmenté</i> EVD réduit à $0.1 m^2.s^{-1}$	47
3.18	Schéma montrant une évaluation de la pertinence des approches hydrostatiques / non-hydrostatiques par rapport aux échelles dynamiques océaniques. Figure issue de [Marshall et al., 1997].	48
3.19	Volume d’eau dense (29.1) calculé pour 2009 et 2010 sur tout le domaine GLAZUR64. Noir : MED12 ; rouge : GLAZUR64 forcé en bulk ; vert : GLAZUR64 forcé en flux	50
3.20	Maximum de profondeur de couche de mélange (m) calculée sur l’année 2012 avec PSY2V4R4 (haut) et GLAZUR64 (bas). Le carré rouge représente la zone couverte par GLAZUR64, qui est forcé à ses OBC par PSY2V4R4.	51
4.1	Haut : domaine GLAZUR64. Bas : domaine du Zoom AGRIF NIDOR192.	58
4.2	Rayon de déformation de Rossby (km) calculé sur la zone NIDOR192 pour l’hiver 2014.	59
4.3	Vitesse de surface simulée (m/s) pour le 24/10/2013. Haut : GLAZUR64 ; bas : NIDOR192. Cercle : intrusion d’une branche secondaire du CN dans la baie de hyères. Flèches rouges : courant de sub-surface mesuré par ADCP de coque (Thétys II R/V CNRS-INSU).	60

4.4	Comparaison entre la présence de déchets observés (données SAMM) pendant l'été 2012 (gauche) et la densité de déchets potentiellement accumulés (droite) sur la saison été, calculée via les travaux numériques de [Mansui et al., 2015]. Due à la méthode de comptage SAMM, l'échelle pour la figure de gauche n'est que purement qualitative : jaune signifie "pas à peu" de déchets observés et rouge "quelques à beaucoup d'objets". Quand à l'échelle de la figure de droite, rouge signifie accumulation probable, blanc : pas d'accumulation et bleu : les déchets ne résident pas dans cette zone (cf. figure 3.11).	66
4.5	Points violets : position de tortues repérées pendant la campagne SAMM de l'hiver 2012 ; carte de fond : SST (°C) simulée par MED12, moyennée pendant la période de la campagne.	67

Liste des abréviations et acronymes principaux

AD : Assimilation de Données

BLUE : Best Linear Unbiased Estimation

BR : Basse Résolution

CN : Courant Nord (ou courant Liguro-Provençal)

GDL : Golfe Du Lion

GIPREB : Gestion Intégrée, Prospective et Restauration de l'Etang de Berre

HR : Haute Résolution

IAU : Incremental Analysis Update

JULIO : JUDicious Location for Intrusion Observation

LOBSTER : LOCEAN Ocean Biogeochemical SysTem for Ecosystem and Resources

MARS3D : Model for Applications at Regional Scales

MEOM : Modélisation des Écoulements Océaniques à Moyenne et grande échelle, équipe du LGGE

MO : Modélisation Océanique

NEMO : Nucleus for European Modelling of the Ocean

OGCM : Ocean General Circulation Model

ROMS : Regional Ocean Modeling System

WW3 : WaveWatch III

Chapitre 1

Introduction

1.1 But de l'exercice

Ce document vise à retracer les thématiques et sujets de recherche que j'ai pu aborder jusqu'à présent, tout au long de mon parcours dans la recherche océanographique, ainsi qu'à poser certaines questions en découlant et discuter des perspectives de ces thématiques. Cependant, plutôt que me consacrer à l'évocation exhaustive de ces axes de recherche, j'ai préféré choisir un angle "tangent" à ces sujets. En effet, la plupart des travaux que j'ai pu mener ont utilisé de la modélisation numérique pour simuler la circulation océanique à différentes échelles. C'est donc en discutant certains aspects tels que la pertinence et les limitations actuelles de la modélisation océanique (MO) et ses techniques associées (telles que l'assimilation de données) que j'ai choisi d'écrire ce document, tout en gardant comme fil conducteur les projets que j'ai pu mener. Pour finir ce préambule, notons que le temps imparti pour l'écriture d'un tel exercice imposé fait qu'il ne peut en aucun cas être exhaustif.

L'outil informatique au sens large et plus particulièrement l'outil numérique, qui permet de faire des calculs et simulations via un ordinateur ou un cluster, sont à l'heure actuelle tellement démocratisés que leurs relatives facilités d'utilisation et leurs souvent séduisantes présentations associées (films ou animations, interfaces graphiques cliquables, sites web, etc...) montrent des capacités exceptionnelles de production d'information mais peuvent avoir tendance à inverser les ordres d'importance dans la chaîne de production du savoir. Plus précisément et plus concrètement, dans le cas de la géophysique qui n'échappe pas à cette tendance, le développement des dernières décennies dans le domaine de la modélisation numérique a révolutionné la manière de travailler et ainsi les perspectives de recherche et d'approfondissement des connaissances. Cependant, pour diverses raisons telles qu'un contexte socio-économique se durcissant, une compétition accrue entre centres d'innovation et centres de recherches ou une complexification des demandes sociétales, l'utilisation de la modélisation numérique s'est accélérée voire parfois emballée. Cette dernière remarque bien que très subjective vise seulement à rappeler un des points de vue généraux de ce manuscrit qui est le suivant : bien que l'outil numérique soit extrêmement performant et en croissance permanente, il n'en reste pas moins un outil, ce qui signifie qu'il doit être utilisé à bon escient.

Dans les chapitres suivants, différentes problématiques et résultats seront détaillés, en essayant toujours de garder ce double regard. Ainsi, le chapitre 2 est dédié à l'association modèle océanique - système d'assimilation de données, relativement à des travaux que j'ai effectué plutôt en début de carrière, quant au chapitre 3, il se focalise sur l'apport de la

MO à haute résolution pour la simulation de processus à méso-échelle, ce qui constitue plutôt mes thématiques de recherche actuelle. Le chapitre 4 donne un bilan synthétique des travaux présentés pour déboucher sur mes perspectives de travail et certains enjeux motivants. Comme indiqué en préambule, les aspects discutés dans ce manuscrit restent tout de même pour la majeure partie, des problématiques auxquelles j'ai été confronté dans mon parcours et n'ont pas la vocation à être exhaustifs. Un dernier chapitre est consacré à mes activités d'enseignement, activités souvent peu évaluées ou mis en avant dans le monde de la recherche et pourtant inhérentes aux fonctions des enseignants-chercheurs, parfois même majoritaires suivant les périodes.

Pour clôturer la partie introductive de ce document, la section suivante intitulée "parcours initiatique" donne un condensé de mon parcours et permet d'ores et déjà d'avancer quelques réflexions et de poser quelques questions relatives aux thèmes principaux discutés dans ce manuscrit.

1.2 Parcours initiatique

1.2.1 De l'instrumentation à la modélisation

A l'issue de mon parcours universitaire, j'ai effectué un stage au LSEET (MIO depuis 2012) sur la validité d'utilisation d'un ADCP monté sur une structure dérivante laissée libre (le SAMPOS) et donc soumis à différentes contraintes tels que le tangage et le roulis. Cette vision rapide de ce à quoi pouvaient ressembler des travaux de recherche relatifs à l'instrumentation m'ont ensuite donné envie de continuer sur une thèse ayant elle aussi une forte coloration expérimentale et instrumentale. J'ai ainsi enchaîné avec un Ph.D. à l'Université de Southampton (U.K), dont le sujet portait sur l'étude des instabilités présentes dans la couche marine de fond, typiquement au dessus des rides sableuses, sous l'influence des courants oscillants dus au passage des vagues. Ce projet, fortement influencé par les nombreuses études théoriques et expérimentales sur les cylindres oscillants dans l'eau au repos, visait à mieux comprendre les types d'instabilités bi- ou tri-dimensionnelles pouvant générer différents types de ride marine sous différentes conditions hydrodynamiques dues aux vagues. L'outil principal de cette thèse était un canal à houle de 17 m de long, plusieurs plaques de fond modelées en différents types de rides marines (principaux paramètres : amplitude et pente des crêtes notamment), ainsi qu'un système de visualisation comportant une caméra digitale à haute-vitesse (120 images / seconde). Un des résultats importants a été l'établissement d'une fonction pouvant relier les paramètres principaux entre eux (caractéristiques des rides et caractéristiques du flot oscillant donc des vagues) avec le type d'instabilité rencontrée [Ourmières and Chaplin, 2004]. Parallèlement à ces travaux expérimentaux, les limitations, de fait, du protocole expérimental (coût des plaques ridées, temps d'installation, problème divers inhérents à l'expérimentation), m'ont fait rapidement me tourner pour la première fois vers un code de calcul. Par définition, celui-ci pouvait offrir une multitude de cas et donc rendre mon étude beaucoup plus exhaustive. J'ai pour cela construit un code simple basé sur la discrétisation des équations de Navier-Stokes en coordonnées curvilignes, pour coller au mieux au protocole expérimental [Ourmières and Mouazé, 2007]. Cette première expérience numérique avait un avantage considérable que je ne mesurais pas encore à l'époque (car n'étant pas encore habitué aux systèmes géophysiques complexes) : les conditions limites étaient très bien maîtrisées car la frontière rigide de fond imposée dans le code utilisait les mêmes équations curvilignes qui avaient été utilisées par les machines outils à com-

mande numérique pour modéliser les différentes plaques de plastique dur fixées au fond du canal à houle. Ainsi, l'erreur entre réalité expérimentale et modèle numérique, pour cet aspect était extrêmement réduite. Quand aux forçages hydrodynamiques, les différences étaient elles-aussi très réduites puisque le logiciel étalonné du canal à houle permettait de contrôler les mêmes caractéristiques, telles que les amplitudes et périodes d'oscillations, que celles imposées dans le modèle numérique. Le très bon conditionnement du problème m'a permis de valider assez facilement le code de calcul et ainsi d'obtenir une classification plus complète du type d'écoulement et d'instabilités en fonction des paramètres dominants du système (pente et amplitude des rides, période et amplitude des oscillations du flot). J'ai même pu aller plus loin dans la complexité du code pour reproduire des structures instables surprenantes telles que celle en "champignon" de la figure 1.1, grâce à une approche lagrangienne, permettant l'ensemencement de particules.

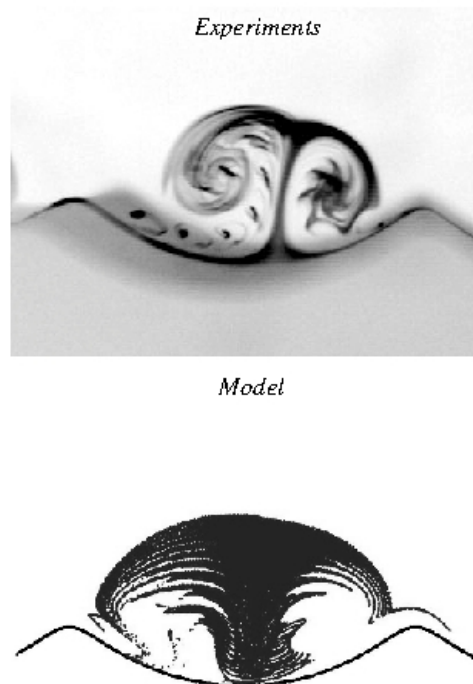


Figure 1.1 – Comparaison d'un écoulement de type "mushroom" visualisé dans un canal à houle (haut) et reproduit par advection de particules utilisant un code de calcul (bas).

Ourmières Y., Ph.D., University of Southampton, UK, 2003.

Cependant, une limitation forte apparaissait déjà : ce code très simple était bi-dimensionnel, or de nombreuses visualisations dans le canal montraient l'apparition d'instabilités tri-dimensionnelles. A l'époque, même si cela peut paraître surprenant de nos jours, le coût numérique d'un tel code en version 3D était prohibitif en terme de CPU et en terme de temps humain pour l'exécution par rapport aux moyens informatiques que j'avais à disposition, ma thèse n'ayant pas été prévue pour avoir une forte coloration numérique.

Les leçons :

- Cette expérience m'a permis d'appréhender une première fois certains **enjeux importants de la modélisation numérique appliquée à l'environnement** : la difficulté de paramétrer au mieux le code de calcul par rapport au système réel

qu'il est censé simuler et les limitations à prendre en compte dans la mise en place d'un code ainsi que les compromis à faire en découlant (**hypothèses, approximations, discrétisations**), qui peuvent être parfois totalement indépendants de la science (disponibilité machine) ou partiellement corrélés (hypothèse 2D versus 3D).

- En parallèle, mon expérience de stage au LSEET ainsi que mon expérience de thèse m'ont bien sensibilisé aux **importantes problématiques associées aux campagnes d'observations** in-situ ou de mesures expérimentales : mettre en place une expérience, de terrain ou en laboratoire, n'est jamais un exercice trivial, et en recueillir des données exploitables (erreur de mesure, couverture spatiale et/ou temporelle, problèmes extérieurs) n'est pas non plus toujours aisé.

1.2.2 De la modélisation océanique à l'assimilation de données

Voulant continuer mon parcours dans les thèmes de la MO, j'ai eu la chance de pouvoir enchaîner après mon Ph.D. avec 2 contrats post-doctoraux au LEGI (Grenoble) dans l'équipe MEOM¹ qui est spécialisée dans la modélisation numérique des écoulements océaniques et l'assimilation de données appliquée à ce type de modèle. J'ai ainsi pu travailler avec comme outil privilégié un modèle océanique de circulation générale (appelé ensuite OGCM), le modèle NEMO, et développer mes connaissances en assimilation de données (AD). J'ai travaillé en outre sur l'adaptation d'une méthode incrémentale (IAU, [Ourmières et al., 2006]) pour un filtre de Kalman de type SEEK² permettant l'amélioration de la solution océanique assimilée via une réduction des oscillations parasites causées par la mise en oeuvre séquentielle du système d'assimilation originel. J'ai aussi pu travaillé sur différentes problématiques de modélisation et d'AD pour l'amélioration des prévisions des blooms phytoplanctoniques en Atlantique Nord, avec un modèle couplé physique-biogéochimique (NEMO-LOBSTER, [Ourmières et al., 2009]) associé à un système d'assimilation de données de type SEEK étendu aux compartiments de la biogéochimie.

Ces 3 années d'expérience m'ont permis de mieux appréhender la puissance et la complexité des OGCM, en terme scientifique et technique. J'ai aussi pu découvrir et m'intégrer dans le monde de l'AD océanique, une autre thématique tout aussi complexe aussi bien du point de vue théorique que pratique. Enfin, j'ai aussi eu l'opportunité, dans le cadre de ces projets, de travailler sur des OGCM couplés avec des modèles d'écosystème, ce qui m'a permis d'élargir mes perspectives de modélisation physique de l'océan *bleu* au compartiment de l'océan *vert*. Ces travaux, grâce notamment à des collaborations avec plusieurs centres de recherche (LOCEAN, LMD, LPO, LEGOS, MERCATOR-Océan et LEGI bien sur) m'ont apporté une vision pluridisciplinaire de l'océanographie. En effet, l'usage de modèles de circulation physique, de modèles couplés physique-biogéochimique, d'observations in-situ et issues de la télédétection, de techniques d'assimilation de données sont autant d'éléments qui constituent à ce jour, et à mon sens, les outils et techniques prépondérants de ce que l'on peut appeler l'océanographie moderne.

Les leçons : La MO ne sera jamais la réalité par définition mais elle cherche à s'en approcher. En outre, suivant le type d'étude effectué (étude de processus, prévision opé-

1. L'équipe MEOM fait désormais partie du LGGE.
2. SEEK : Singular Evolutive Extended Kalman.

rationnelle, prévision de dérive de polluant, simulation d'événements climatiques, etc...), la MO pourra être pensée, paramétrée et effectuée de manière très différente. Quels que soient les domaines, les erreurs de représentativité demeurent mais tendent à diminuer avec les avancées scientifiques : les progrès généraux sur la compréhension de l'océan permettant le perfectionnement des codes, associés à l'augmentation de la puissance des calculateurs, ainsi que l'apport de plus en plus d'observations du milieu et leur intégration via des techniques d'AD constituent les éléments primordiaux qui permettent cette amélioration au quotidien. Le vaste champ d'investigation que permet désormais la multiplication des données d'observation ouvre actuellement deux pistes pour améliorer la MO : i) une première voie passe par une amélioration de la compréhension du milieu, permettant une amélioration du codage des processus physiques et une amélioration des paramétrisations ; ii) la 2eme piste est l'intégration des données d'observations dans les modèles via des techniques plus ou moins poussées d'AD. On peut toutefois noter que ces deux axes sont interdépendants, chacun pouvant bénéficier des progrès de l'autre.

Chapitre 2

Modélisation océanique et assimilation de données

Partant du principe que ce document est destiné à des lecteurs avertis, ce travail n'inclut pas explicitement de rappels sur les fondamentaux de la modélisation numérique océanique ni sur ceux de l'assimilation de données.

2.1 Introduction

En partant de l'hypothèse avérée que la MO est un outil toujours perfectible, nous abordons dans ce chapitre l'AD comme étant une des voies actuelles utilisée pour pallier à certaines déficiences des OGCM. Notons ici que l'AD ne peut évidemment pas être restreinte à cette seule fonction. Cependant dans le domaine de la géophysique, les applications de l'AD tournent toutes plus ou moins autour de cet aspect de recherche de trajectoire optimale (en mode opérationnel ou non), mais aussi de corrections / identifications de biais, et d'estimation de paramètres non observés. Par exemple, l'amélioration de la simulation de la structure verticale des masses d'eau, de la dynamique de stratification / déstratification ou du positionnement de la thermocline sont des verrous connus en MO, pour lesquels l'apport de l'AD via l'intégration de données in-situ de la colonne d'eau a prouvé une certaine efficacité [Berline et al., 2007]. En outre, il faut aussi mentionner le fait que l'AD est désormais devenue une technique quasi-indispensable à la MO pour la production de prévision en mode opérationnel. L'emploi de l'AD se justifie par exemple pour les problèmes récurrents de déphasage de processus à méso-échelle entre les observations et le modèle [Guihou et al., 2013] : certaines techniques d'AD auront tendance à "recaler" de manière spatiale et / ou temporelle les structures simulées pour obtenir une meilleure cohérence avec les observations. Cette nécessité de faire tendre le modèle vers les observations prend tout son sens notamment pour les applications utilisant les produits délivrés par les centres opérationnels comme MERCATOR-Océan pour des opérations de "search and rescue" ou de dérive de nappe de pétrole.

Dans ce cadre, deux aspects sont évoqués dans ce chapitre : d'abord un exemple technique sur l'amélioration et l'impact de mise en œuvre d'un système d'AD couplé à l'OGCM NEMO, puis un exemple d'apport de l'AD sur la physique et la biogéochimie couplée dans une configuration NEMO (OPA-LOBSTER) de l'Atlantique Nord. Les exemples qui sont détaillés ci-dessous correspondent aux thématiques que j'ai pu aborder lors de mes travaux de recherches dans l'équipe MEOM du LEGI (désormais au LGGE). Mes travaux se sont tout d'abord inscrits dans le cadre de l'amélioration du système de

prévision de MERCATOR-Océan¹, leur système intégrant à la fois des outils puissants de modélisation et d'AD pour des productions de prévisions en mode opérationnel. Puis j'ai travaillé dans le cadre du projet BIONUTS² qui était un projet précurseur en France concernant le couplage d'OGCM avec des modèles d'écosystème plus ou moins développés, pour une approche tri-dimensionnelle et réaliste. J'ai poursuivi ces travaux dans le cadre du projet MERSEA³ qui, parmi ses nombreux objectifs relatifs à la mise en place du premier système européen d'océanographie opérationnelle (observation et prévision), cherchait notamment à encourager la poursuite du développement et l'amélioration des modèles couplés physiques-biogéochimiques. Les projets MyOcean⁴ (phase 1 puis 2) incluent la suite logique de ces travaux (pour une partie seulement bien sûr), avec une montée en puissance très importante, en terme de qualité et diversification. Le fait d'avoir pu participer à ce type de projets novateurs basés sur des outils modernes et majeurs de l'océanographie tels que la MO, l'AD et le couplage physique-biogéochimique, et les voir perdurer et évoluer dans le temps, constitue à mon sens d'une part une grande source de motivation pour notre métier de chercheur et d'autre part un enrichissement qui m'a permis de consolider mes connaissances pluri-disciplinaires et ainsi d'évoluer vers de nouveaux aspects tels que la MO à haute-résolution (cf chapitre 3).

2.2 Assimilation séquentielle

Dans le cadre de mon premier projet au sein de l'équipe MEOM en partenariat avec MERCATOR-Océan, j'ai travaillé à la mise en place d'un système d'AD modifié permettant notamment de gommer une des imperfections des systèmes séquentiels, qui est l'instabilité générée au redémarrage du modèle après analyse. La méthode est issue des systèmes de prévision atmosphérique avec AD et s'appelle l'IAU pour Incremental Analysis Update [Ourmières et al., 2006]. La **discontinuité de la trajectoire** assimilée et le fait que l'état analysé **ne donne pas forcément un état équilibré** au sens du modèle constituent les motivations principales de l'adaptation de cette technique.

2.2.1 Quelques mots clés d'assimilation de données

L'idée générale de l'AD est de combiner différentes sources d'informations (en géophysique : des données et souvent un modèle) pour estimer au mieux l'état d'un système. Ainsi, on va corriger l'état du modèle en essayant de tirer partie de manière judicieuse de l'information que peuvent nous offrir des sources d'observations. De cette technique naît un état analysé du système qui est censé être la meilleure combinaison "modèle + observations" et qui prend en compte autant que possible les erreurs d'observations et les erreurs modèles.

1. L'équipe MEOM a toujours été un des partenaires privilégiés pour l'activité recherche et développement de MERCATOR-Océan.

2. BIONUTS : projet GMMC 2004-2005, visant à mieux comprendre le rôle des nutritifs biophiles sur la structure de la couleur de la mer et des écosystèmes marins et leur intégration dans les modèles génériques biogéochimiques.

3. Projet MERSEA : Marine Environment and Security for the European Area, Projet européen FP6, (<http://w3.mersea.eu.org>) ; Le projet MERSEA visait à développer un système européen d'océanographie opérationnelle pour la surveillance et la prévision de l'océan physique, biogéochimique et des écosystèmes à l'échelle globale et régionale

4. . MyOcean (<http://www.myocean.eu/>) a désormais évolué vers le marine core service copernicus (<http://marine.copernicus.eu/>).

Les principales méthodes d'AD sont basées sur le BLUE (pour la version linéaire, BLUE pour Best Linear Unbiased Estimation) mais deux grandes familles coexistent : les méthodes statistiques (ou parfois appelées séquentielles) et les méthodes variationnelles. En océanographie, pour diverses raisons notamment historiques et de facilité de mise en œuvre, l'assimilation variationnelle est largement utilisée pour l'optimisation de paramètres, de conditions initiales ou de forçages [Anderson et al., 1996; Taillandier et al., 2009; Peng et al., 2013] et l'assimilation séquentielle se retrouve dans différentes applications et études à but prédictif, de type opérationnel notamment comme les systèmes PSY de MERCATOR-Océan [Cailleau et al., 2012; Lellouche et al., 2013]. L'exemple donné ici porte sur l'assimilation séquentielle.

2.2.2 Mise en œuvre séquentielle avec IAU : vers une contrainte faible sur l'état analysé

Assimilation séquentielle classique

Les méthodes statistiques, sans rentrer dans les détails de leur fonctionnement (c'est à dire expliquer le concept d'assimilation type BLUE⁵), ont une mise en œuvre traditionnelle que l'on appelle séquentielle. Le modèle démarre d'un état optimum (un état équilibré le plus proche des observations par exemple) pour faire une prévision (appelée "run libre"). Une fois cette prévision effectuée, on effectue une analyse en combinant l'état modèle obtenu avec les observations typiquement disponibles sur la fenêtre d'intégration du modèle : cette analyse est effectuée via une méthode d'assimilation préalablement définie, basée sur le BLUE. On peut citer parmi les plus connues en assimilation géophysique la famille des filtres de Kalman ou l'interpolation optimale. L'état obtenu après analyse s'appelle l'état analysé. Classiquement, le prochain cycle d'assimilation reprendra en effectuant les opérations précédentes et notamment en redémarrant le modèle à partir de cet état analysé (cf. figure 2.1). Le problème qui se pose alors est que les états analysés sont issus d'une **technique mathématique et non pas d'une intégration modèle directe** : ils ne sont donc pas forcément en équilibre au sens de la dynamique du modèle. Il en résulte une phase inévitable d'oscillation de la trajectoire modèle à chaque redémarrage, correspondant à l'ajustement dynamique du modèle. De plus, comme illustré sur la figure 2.1, la trajectoire modèle finale, si on la regarde sur plusieurs fenêtres d'intégration, apparaît alors comme discontinue.

L'apport de l'IAU

Pour palier à ce double problème, l'idée avancée en premier par [Bloom et al., 1996] pour un système de prévision atmosphérique et que j'ai adapté à un système océanique (modèle NEMO + filtre de Kalman de type SEEK, [Pham et al., 1998]) est illustré par la figure 2.2. Un run libre est effectué, suivi d'une analyse comme pour une méthode séquentielle classique. La différence est qu'on n'utilise pas l'état analysé pour redémarrer le modèle mais pour effectuer un simple calcul de différence entre l'état libre et l'état analysé. Cette différence est appelée l'incrément. On revient ensuite au début du run libre pour effectuer à nouveau une intégration modèle, mais avec un modèle légèrement modifié : dans les équations d'évolution du modèle, on ajoute une fraction de cet incrément (typiquement

5. Pour un bref rappel des hypothèses fondatrices de l'AD dérivée du BLUE, on pourra par exemple se référer à la thèse d'A. Duchez que j'ai co-encadré avec J. Verron. <http://www.theses.fr/2011TOUL0005>

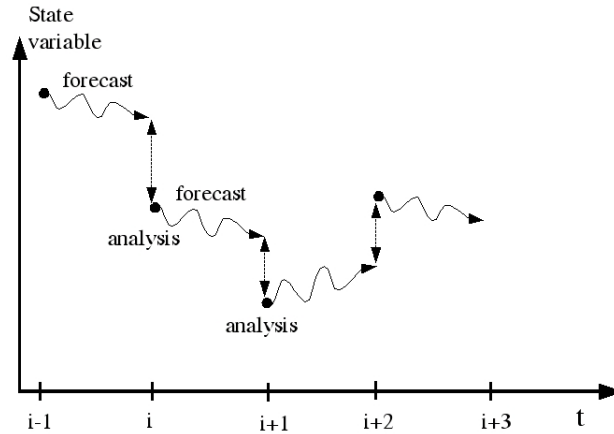


Figure 2.1 – Mise en œuvre séquentielle classique d'un système d'assimilation. Figure issue de [Ourmières et al., 2006].

à chaque pas de temps), de façon à restituer l'intégralité de l'incrément sur la fenêtre d'intégration. Il en résulte que l'état obtenu est stable car issu de la dynamique du modèle : la contrainte IAU reste très limitée à l'échelle d'un pas de temps et peut être vue comme un forçage faible ajouté aux équations du moment. De plus, la trajectoire modèle est continue quand on enchaîne plusieurs cycles (cf figure 2.2). Un des problèmes apparaissant est le fait qu'il faille faire exécuter deux fois le code sur une même période, mais cela reste peu contraignant, l'étape d'analyse à proprement parlé étant souvent plus coûteuse que l'exécution du modèle. Une autre limitation de l'IAU est le fait que l'intégration modèle avec incrément aboutit rarement à un état final aussi bon statistiquement que l'état analysé classique en terme d'écart avec le jeu d'observation, mais par contre il est toujours équilibré car issue de l'intégration modèle, ce qui est un point fort.

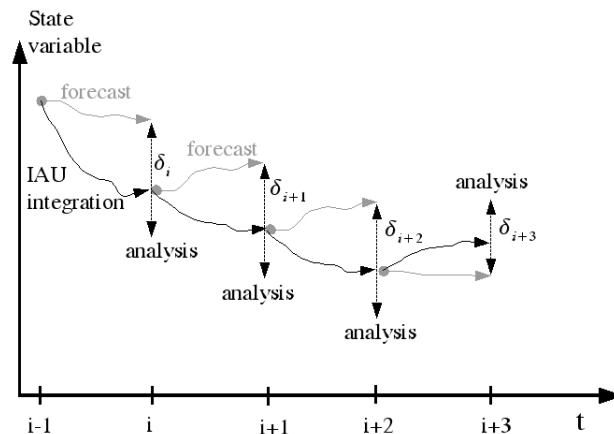


Figure 2.2 – Mise en œuvre avec Incremental Analysis Update. Figure issue de [Ourmières et al., 2006].

Pour conclure sur cet exemple, on peut noter que le système d'assimilation utilisé actuellement par MERCATOR-Océan pour faire de la prévision opérationnelle océanique utilise désormais la technique IAU. A l'heure actuelle, de nombreuses techniques dérivées de l'IAU ont vu le jour pour des modèles d'océan couplés à des systèmes d'AD, mais la mise en œuvre IAU qui apporterait une correction optimum est toujours un sujet de recherche ouvert [Polavarapu et al., 2004; Benkiran and Greiner, 2008]. En effet, cette technique pose la question du compromis efficacité / stabilité du système d'assimilation : "coller"

aux observations de manière séquentielle peut rester le but principal, mais obtenir un état stable sur une grande période de temps, pour la production de réanalyse par exemple, peut être un objectif important. La production récente de réanalyses à partir de simulations longues produites par MERCATOR-Océan (réanalyses GLORYS) ont notamment montré l'apport très bénéfique de l'IAU pour ce genre de produit très sensible aux problèmes de discontinuités spatio-temporelles [Ferry et al., 2010]. Enfin, on peut aussi noter que le schéma IAU est désormais également utilisé avec des systèmes d'assimilation variationnelle (4DVar) afin de produire des estimations continues dans le temps.

2.3 Assimilation de données pour les modèles couplés physique-biogéochimique

2.3.1 Contexte

Dans le cadre du projet MERSEA, précurseur important du projet MyOcean, j'ai travaillé sur le développement d'un système d'AD dédié à un modèle couplé physique-biogéochimique (NEMO-LOBSTER pour le modèle, filtre SEEK pour le système d'assimilation). Le point d'entrée fondamental de cette étude est d'admettre que **la biologie est principalement contrainte, au premier ordre, par les champs physiques** (l'hydrodynamique bien sur, mais aussi les flux de chaleur, le contenu thermohalin, la stratification...). Il en résulte que si des modèles simples de type NPZD (donc avec seulement quelques compartiments élémentaires) simulent des stocks de manière très erronée, on peut supposer qu'une bonne partie de la faute peut être reportée sur le modèle physique. C'est donc ici qu'intervient l'AD telle qu'expliquée dans [Berline et al., 2007], qui a montré pour la première fois l'impact positif de l'AD physique sur un champ biologique couplé tri-dimensionnel. Il en est aussi ressorti le fait que l'on pouvait envisager de travailler avec un système d'AD permettant de contrôler à la fois des champs physiques et biologiques [Ourmières et al., 2009].

2.3.2 Un exemple de contrôle multiple sur la physique-biogéochimie couplée

L'intérêt était dans un premier temps de voir si l'amélioration de la physique par AD pouvait améliorer le cycle biogéochimique, puis dans un deuxième temps de voir si l'AD sur certaines variables du cycle biogéochimique associée à l'AD sur le système physique pouvait permettre d'améliorer l'intégralité du système. Le système utilisé est une configuration NEMO au $1/4^\circ$ de l'Atlantique Nord, couplé avec le modèle LOBSTER développé par [Lévy et al., 2005] au LOCEAN. LOBSTER fonctionne avec 6 compartiments (Zooplancton, Phytoplancton, NO_3 , NH_4 , Matière Organique Dissoute, Détritus). Quatre simulations de l'année 1998 ont été effectuées pour comparaison avec les données disponibles : une simulation libre (free), une simulation avec AD uniquement sur le modèle physique (AP), une simulation avec AD de NO_3 sur le modèle biogéochimique (AN) et enfin une simulation combinant les deux derniers types d'AD (APN).

Un premier élément à retenir est que pour cette configuration, la simulation libre sous-estime la production biologique (fig. 2.3, panneau en haut à droite). Cependant on sait d'après les données que la profondeur de la couche de mélange (MLD) qui conditionne fortement la biogéochimie est mal représentée dans la simulation de référence (fig. 2.4,

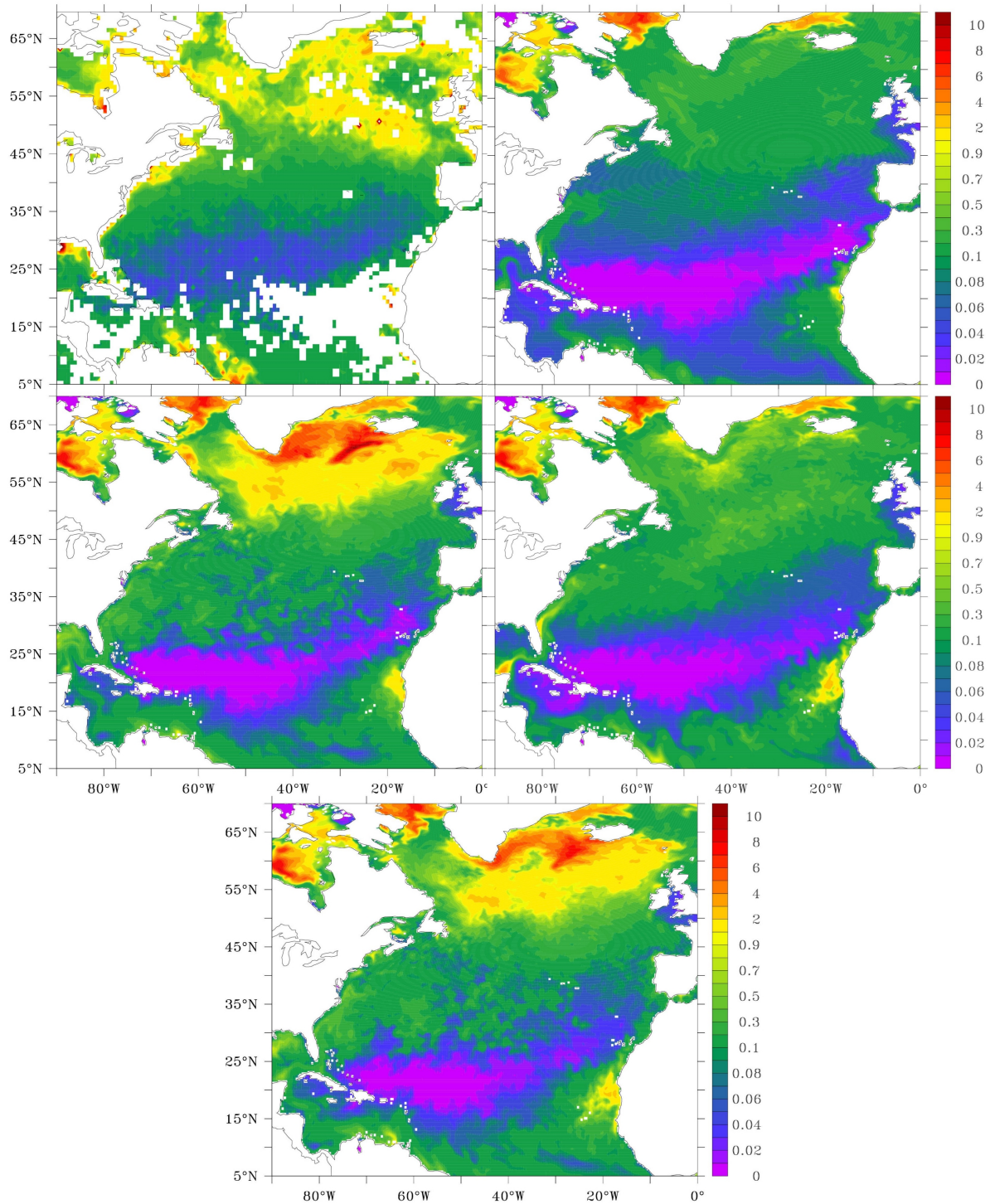


Figure 2.3 – Monthly averaged surface chlorophyll concentrations for July 1998 (in mg/m^3). Top left : SeaWifs data, top right : FREE solution, central left : AN solution, central right : AP solution, bottom : APN solution. Figure from [Ourmières et al., 2009]

panneaux du bas), sa profondeur étant globalement sur-estimée. Ce problème de profondeur de couche de mélange vient d'une représentation incomplète et potentiellement erronée de la physique dans le modèle. En assimilant des données satellites de SST et SSH on arrive à mieux représenter la dynamique de la MLD (fig. 2.4, panneaux du milieu),

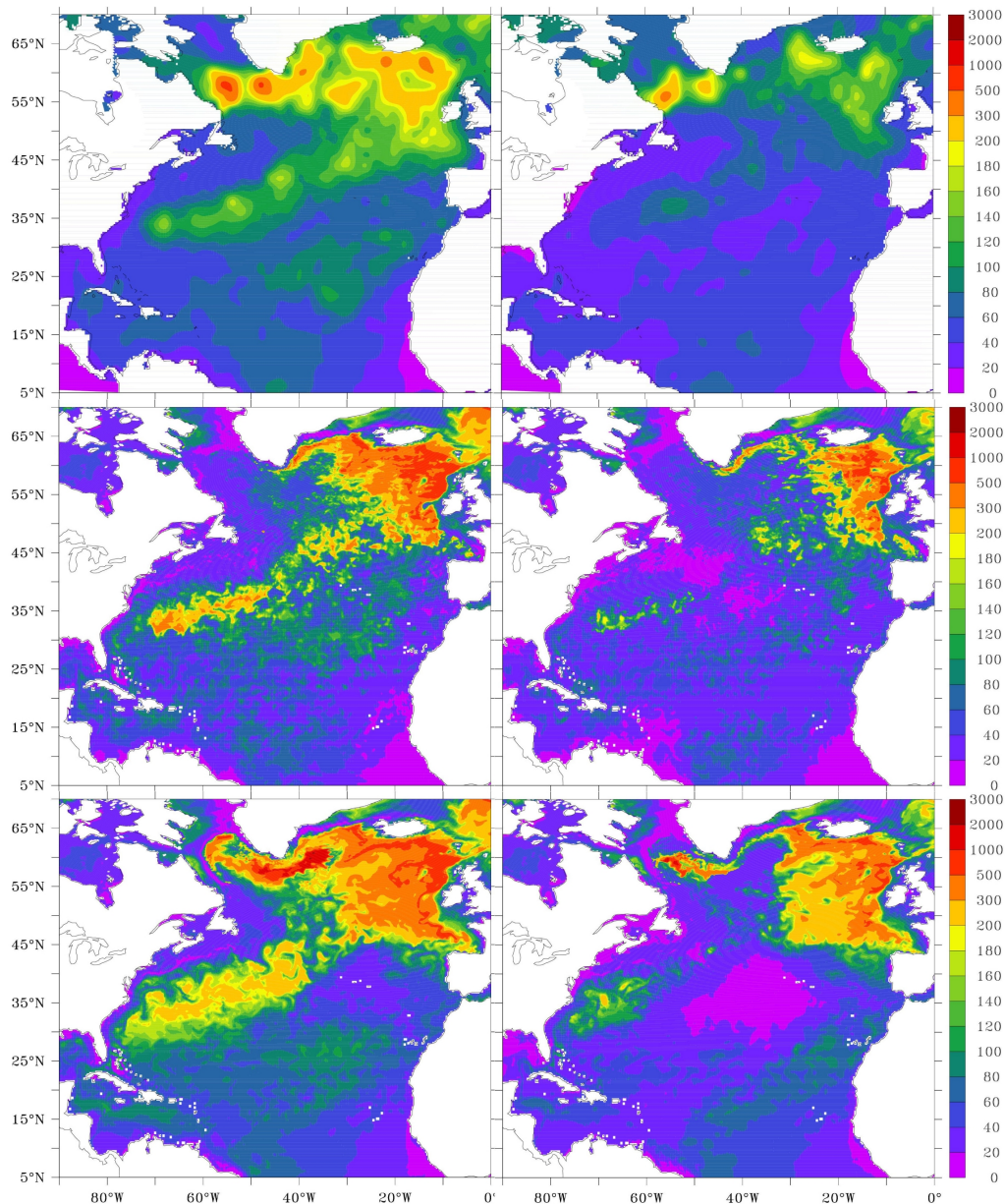


Figure 2.4 – Monthly averaged MLD (in metre) for March (left column) and April 1998 (right column). Top line : De Boyer Montegut climatology (2004), central line : AP solution, bottom line : FREE solution. MLD criterion is $\delta T = 0.2^\circ\text{C}$. Figure from [Ourmières et al., 2009]

c'est à dire à la "désapprofondir" pour la période de printemps⁶. L'idée en découlant est que cela devrait faciliter les floraisons phytoplanctoniques qui demandent notamment une situation stable (stratifiée) pour se déclencher en cette saison. Pourtant, si on regarde la figure 2.3 représentant la chlorophylle *a* (en surface) qui est un proxy de la concentration en phytoplancton, on s'aperçoit que la solution avec uniquement l'AD physique n'est pas vraiment améliorée de manière significative (panneau du milieu à droite). L'hypothèse sur la couche de mélange apparaît alors erronée ou insuffisante. Si on regarde alors la figure 2.5 montrant la concentration de surface en NO_3 , on peut comprendre qu'avec de l'assimilation sur la physique uniquement, la modification de la dynamique a permis aux

6. ces résultats ont aussi été montrés dans [Berline et al., 2007]

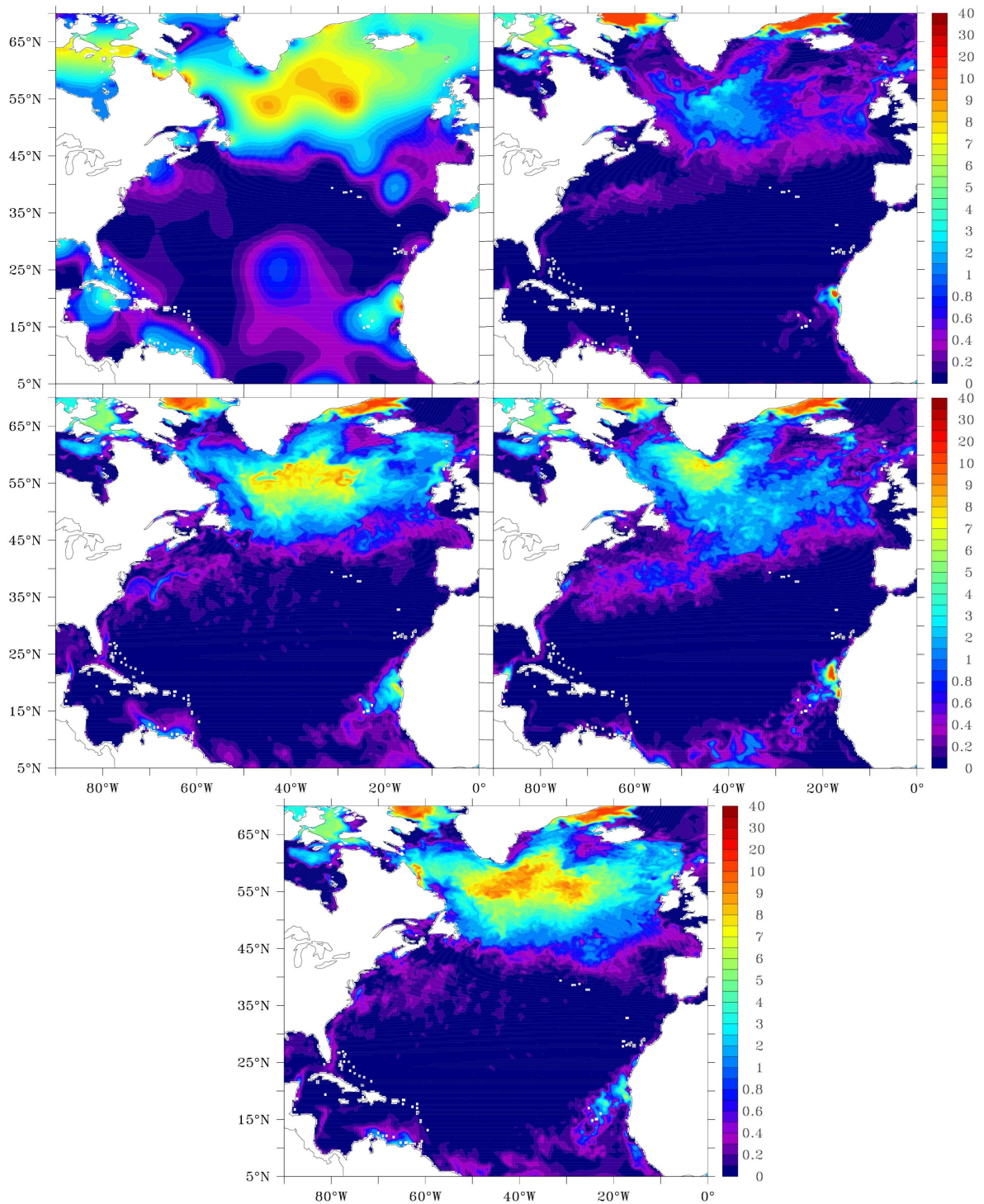


Figure 2.5 – Monthly averaged surface nitrate concentrations in mmol.m^3 for June 1998. Top left : Levitus climatology, top right : FREE solution, central left : AN solution, central right : AP solution, bottom : APN solution. Figure from [Ourmières et al., 2009]

organismes de consommer la totalité du NO_3 dans la couche éclairée. Il en résulte le fait qu'il n'y a plus assez de nutriment dans les couches de surface pour continuer à entretenir la floraison : celle-ci a été trop courte, les nutriments ayant été consommés trop rapidement. Si on regarde l'expérience APN (AD des variables physiques + le NO_3), on voit que cela donne la meilleure solution (fig. 2.3, panneau du bas) car il reste assez de NO_3

(figure 2.5, panneau du bas) qui a été ramené, par le biais de l'AD, à la surface. Il s'avère donc que l'AD sur la physique seule ne pouvait pas corriger ce problème. Ainsi pour cet exemple, on peut aussi noter que l'approche d'AD a permis de mieux identifier les biais potentiels du système couplé.

Ces travaux ont par la suite été largement poursuivis et surtout élargis, focalisant sur l'AD dédiée à la biogéochimie [Doron et al., 2011], l'optimisation de paramètres [Béal et al., 2010] et l'assimilation de données de type couleur de l'eau [Doron et al., 2013; Fontana et al., 2013]. A noter que les travaux de [Fontana et al., 2013] et [Béal et al., 2010] sont dans la continuité de ce qui a été développé dans [Ourmières et al., 2009].

2.4 Conclusion relative aux thèmes abordés : l'AD cache-t-elle la forêt ?

Les travaux évoqués ci-dessus permettent de mettre en avant quelques points :

- L'interaction qui existe entre un modèle numérique à vocation prédictive réaliste et l'apport des réseaux d'observations via l'intégration de ces données par système d'assimilation est un outil extrêmement puissant dont on ne saurait se passer de nos jours.
- Une des justifications de l'existence de l'AD est la déficience des OGCM à vocation réaliste de simuler des états suffisamment proches des observations disponibles, pour ensuite fournir notamment des prévisions océaniques optimales. En parallèle, l'AD apparaît aussi comme un outil précieux pour progresser dans la compréhension des écoulements océaniques et pour l'identification de biais dans les OGCM. L'AD et la MO doivent continuer à fonctionner selon des principes de vase communicant car chaque domaine peut bénéficier des avancées de l'autre.
- Par contre, même si l'AD permet d'optimiser l'état modèle pour qu'il se rapproche de l'état vrai (c.a.d des observations ou un état idéalisé), il le fait parfois au détriment de la physique calculée par le modèle. Cette problématique reste au cœur des débats sur l'AD dans les système géophysiques, ce qui peut expliquer pourquoi certaines méthodes moins contraignantes que les filtres de Kalman, telles que le nudging continuent à être utilisées et que l'hybridation de ces méthodes est une piste prometteuse [Ruggiero et al., 2015]. Ces aspects ont notamment été explorés dans la thèse de [Ruggiero, 2014] que j'ai co-encadré avec J. Blum du laboratoire Dieudonné (Université de Nice, Sophia-Antipolis) et sont évoqués dans la section 4.4.1.
- Enfin, d'un point de vue technique, il s'avère qu'à la mise en œuvre parfois assez lourde et souvent chronophage des outils numériques océaniques complexes s'ajoutent des défauts similaires venant des systèmes d'AD dédiés. En effet, les systèmes d'assimilation permettent eux aussi une grande liberté de réglage et paramétrisation, qui s'ajoute à la complexité des OGCM.

Le chapitre suivant propose de se focaliser quand à lui sur la modélisation à haute-résolution (HR), mais sans AD, dans un but et une justification assez similaire : puisque les simulations issues de modèles restent parfois significativement éloignées des observations, l'apport de la HR peut-il être un élément majeur pour améliorer ces insuffisances ? En outre, la possibilité d'améliorer la description des processus sous-maille est-elle pertinente face aux problématiques qui peuvent émerger et s'associer à la HR ?

Chapitre 3

Modélisation océanique à haute résolution

Comme expliqué au début du chapitre précédent, cette partie n'a pas non plus vocation à détailler ce que la modélisation océanique est dans son intégralité puisque ce discours s'adresse a priori à des spécialistes.

3.1 Introduction

Les exemples et discussions ci-dessous sont volontairement et naturellement tournés vers la modélisation à HR de la mer Méditerranée puisque cela constitue une part prépondérante de mes activités sur les 9 dernières années au sein de mon laboratoire. Les éléments discutés représentent ainsi les aspects sur lesquels j'ai pu travailler et travaille encore actuellement, omettant donc aussi de fait de nombreuses autres problématiques. Cependant, les sujets qui seront évoqués ci-dessous illustrent tout de même d'importants points clés et verrous actuels de la modélisation à HR.

3.2 Atouts de la haute-résolution

La modélisation à HR trouve sa justification première dans la volonté de pouvoir intégrer et résoudre dans un système géophysique numérique une gamme plus vaste de processus multi-échelles d'un point de vue spatio-temporel. Cette prise en compte élargie de processus à plus petite échelle permet ainsi de calculer et non de paramétrer ces processus, souvent appelés processus sous-maillages tant que la résolution du modèle ne permet pas de les calculer. Le développement exponentiel des ressources numériques permet de plus en plus l'augmentation de la résolution des modèles d'un point de vue technique, ce qui permet d'envisager l'exploration scientifique avec des modèles de certains aspects qui pouvaient s'avérer impossible peu de temps auparavant. En parallèle, le besoin croissant d'information concernant la surveillance de l'environnement pour les collectivités et décideurs locaux a poussé l'utilisation de modèles à HR, les applications demandées étant souvent pour des études à petite échelle, en quelque sorte logiquement plus proches des échelles humaines.

Les sections ci-dessous évoquent plusieurs atouts de la modélisation à HR, se focalisant sur quelques processus physiques puis sur des applications sociétales et environnementales.

3.2.1 Modélisation eddy resolving

Pour des régions comme la Méditerranée ou le rayon interne de déformation de Rossby (Rd) est compris entre environ 5 et 30 km, la résolution nécessaire pour avoir la velléité de simuler méandres et tourbillons des courants majeurs à méso-échelle se trouve vite dans une gamme appelée "haute-résolution". A l'heure actuelle, la plupart des maquettes globales de la Méditerranée, fiables en terme de développement et validation, ont une résolution de $1/12^\circ$ soit environ 10 km : simulations opérationnelles MERCATOR-Océan PSY2V4R4 (1/12), MFS (1/16) et maquette MED12 (1/12) issue de SIMED¹ et SIMED2 [Beranger et al., 2010]. A cela s'ajoutent des zooms régionaux, la plupart du temps à une échelle kilométrique, qui sont utilisés soit en mode opérationnel sans assimilation de données (MENOR PREVIMER - MARS3D, MERCATOR-Océan IBI36) soit en mode recherche (NEMO-GLAZUR64, SYMPHONIE, WMOP-ROMS,...).

Une étude telle que celle de [Guihou et al., 2013], utilisant la configuration NEMO GLAZUR64 de la mer Méditerranée Nord-Occidentale au $1/64^\circ$ (cf. Annexe A pour les détails principaux de la configuration et figures 3.1 et 3.2 pour son emprise), montre qu'à une résolution kilométrique, le modèle peut commencer à capturer la formation de méandres et la génération, toujours complexe, de tourbillons dans cette zone. Le courant nord (CN) qui est le courant majeur de cette région (figure 3.1), est un courant issu de l'ajustement géostrophique, constituant une branche importante de la circulation globale du bassin occidental. Le CN possède un Rd de l'ordre de la dizaine de kilomètres en moyenne, bien que fluctuant entre les situations estivales et hivernales (figure 3.2) : la résolution effective nécessaire pour résoudre des processus de cette échelle doit donc être 5 à 10 fois inférieure à ce rayon [Marchesiello et al., 2011], soit 1 à 2 km (cf. section 4.2.2 pour quelques informations supplémentaires sur la résolution effective). Ainsi, dans la thèse de [Guihou, 2013], il est montré que même une configuration opérationnelle avec AD telle que PSY2V4 de MERCATOR-Océan ne pourra pas simuler correctement, ou en tout cas trop partiellement, de nombreux événements de génération de méandre du CN.

A ce stade on peut éventuellement incriminer uniquement une résolution insuffisante pour ce genre de processus méso-échelle, mais dans [Ourmières et al., 2011] il est aussi évoqué le fait que la HR kilométrique développe une dynamique propre plus en adéquation avec la physique à simuler de la région. Pour l'exemple précis de [Guihou et al., 2013], la configuration GLAZUR64 vient en appui à une campagne en mer (campagne pédagogique PHYOCE), pour étudier un événement de méandre intense du CN au large de l'île de Porquerolles. Il s'avère pour cette étude que les modèles à plus basse résolution ne peuvent capturer l'événement de manière très réaliste. Par contre, il est très intéressant de noter que MENOR (Prévimer) et GLAZUR64, deux configurations à résolution kilométrique de la zone peuvent simuler relativement correctement l'événement (cf. figure 3.3), sachant que ces deux configurations ne sont pas basées sur le même code (NEMO et MARS3D ici) et sont forcées à leurs frontières par PSY2V4 mais que leurs frontières respectives ne sont pas du tout placées au même endroit. Un tel exemple illustre bien l'apport en terme de processus physiques d'une configuration à HR.

Enfin, dans une perspective d'amélioration de la simulation de processus à méso-échelle, on peut aussi se poser la question d'un éventuel apport de la dynamique à sub-méso-échelle sur la méso-échelle. En effet, à l'heure actuelle pour ce genre de configuration à résolution kilométrique, tout processus à sub-méso-échelle est paramétré. Ainsi, une ré-

1. SIMED : Simulation de la circulation générale à mésoéchelle en MEDiterranée, projet LEFE GMMC.

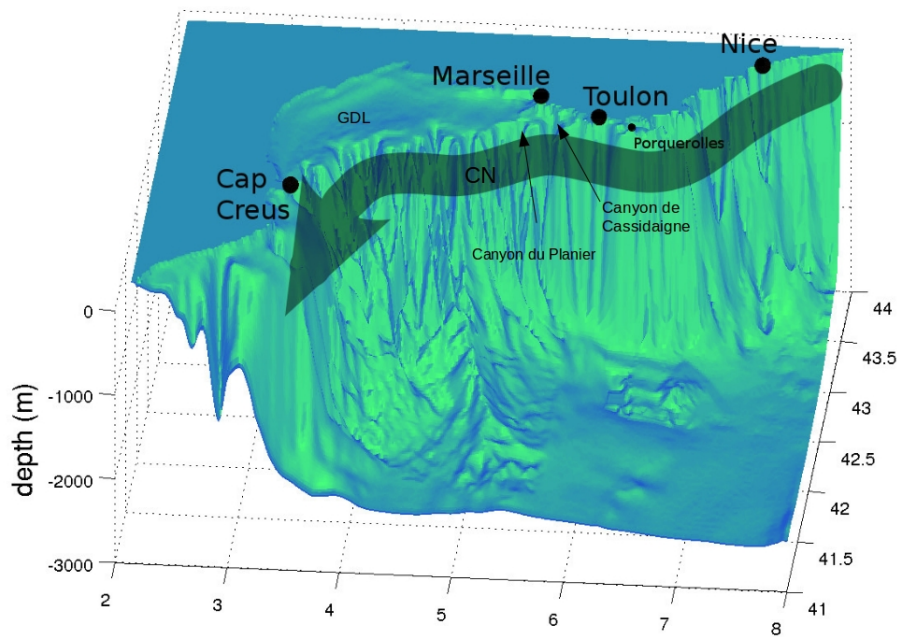


Figure 3.1 – Bathymétrie de la Méditerranée nord-occidentale (axe vertical en mètre, axes horizontaux : longitude et latitude). En gris : représentation schématique du trajet du CN. Points et flèches noires : position de zones et canyons utilisés dans le manuscrit.

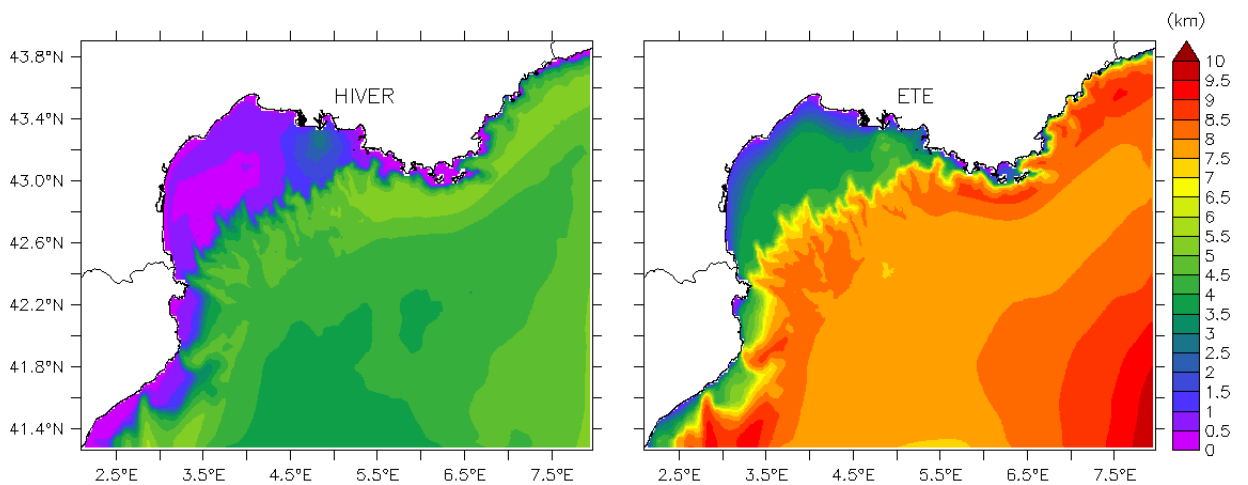


Figure 3.2 – Rayon interne de déformation de Rossby calculé à partir de champs de température et salinité de Glazur64, moyennés sur les hivers et été 2006, 2007 et 2008. La profondeur maximale est fixée à 2 000 m. Figure issue de Guihou, 2013.

solution de cette sub-méso-échelle pourrait impacter le signal méso-échelle. La thèse d'A. Declerck que je co-dirige cherche à répondre notamment à certaines questions relatives à cet aspect. Cette thèse sera soutenue en décembre 2016 mais certains éléments d'ores et déjà éprouvés sont donnés dans la section 4.3.1 du chapitre de discussion de ce manuscrit.

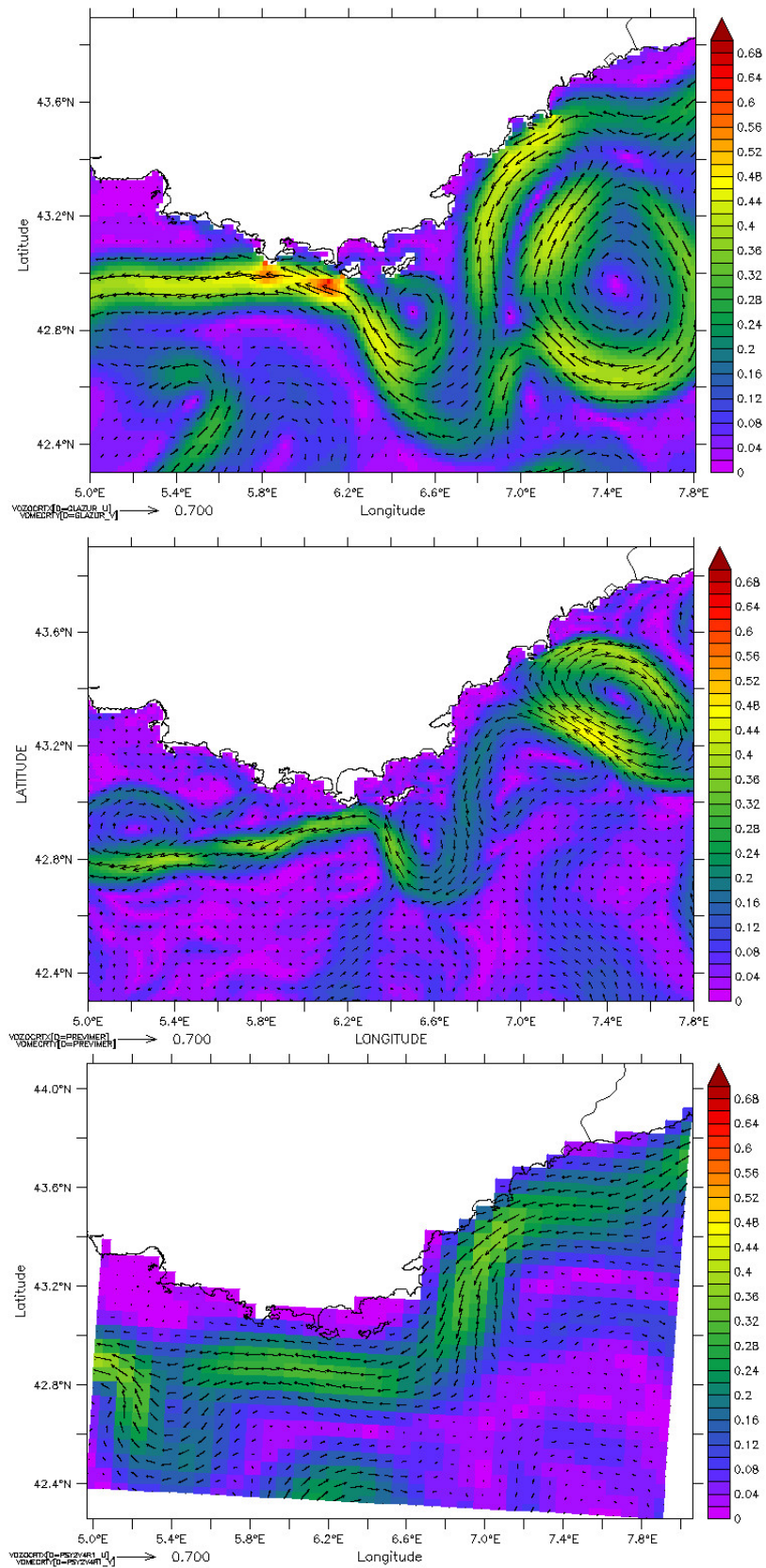


Figure 3.3 – Comparaison du courant intégré sur 150 m pour la date du 04/04/2011.
Haut : GLAZUR64 (NEMO); milieu : MENOR (MARS3D); bas : PSY2V4R4 (NEMO - système MERCATOR-Océan).

3.2.2 Guidage bathymétrique

Dans [Ourmières et al., 2011], il est montré qu'un courant à fort guidage bathymétrique tel que le CN sera représenté de manière assez erronée par MED16, une configuration NEMO de la Méditerranée au $1/16^\circ$ [Alhammoud et al., 2005], et sera nettement amélioré avec une configuration NEMO au $1/64^\circ$ telle que GLAZUR64. Pour cet exemple, il apparaît qu'une résolution kilométrique soit un pré-requis pour espérer simuler correctement le positionnement du courant à la côte. Une résolution insuffisante, en terme de grille horizontale, aura un impact fort sur la description du trait de côte et la bathymétrie, menant en général à un courant guidé trop au large. Une illustration de cette limitation due à la résolution est montrée sur la figure 3.4 : on voit que la résolution de MED16 ne permet pas au CN de coller au talus continental et donc de simuler d'éventuels intrusions ou débordement du CN sur le plateau, tel qu'il a été mesuré par l'ADCP de coque du Téthys II (R/V INSU-CNRS) pendant la même période.

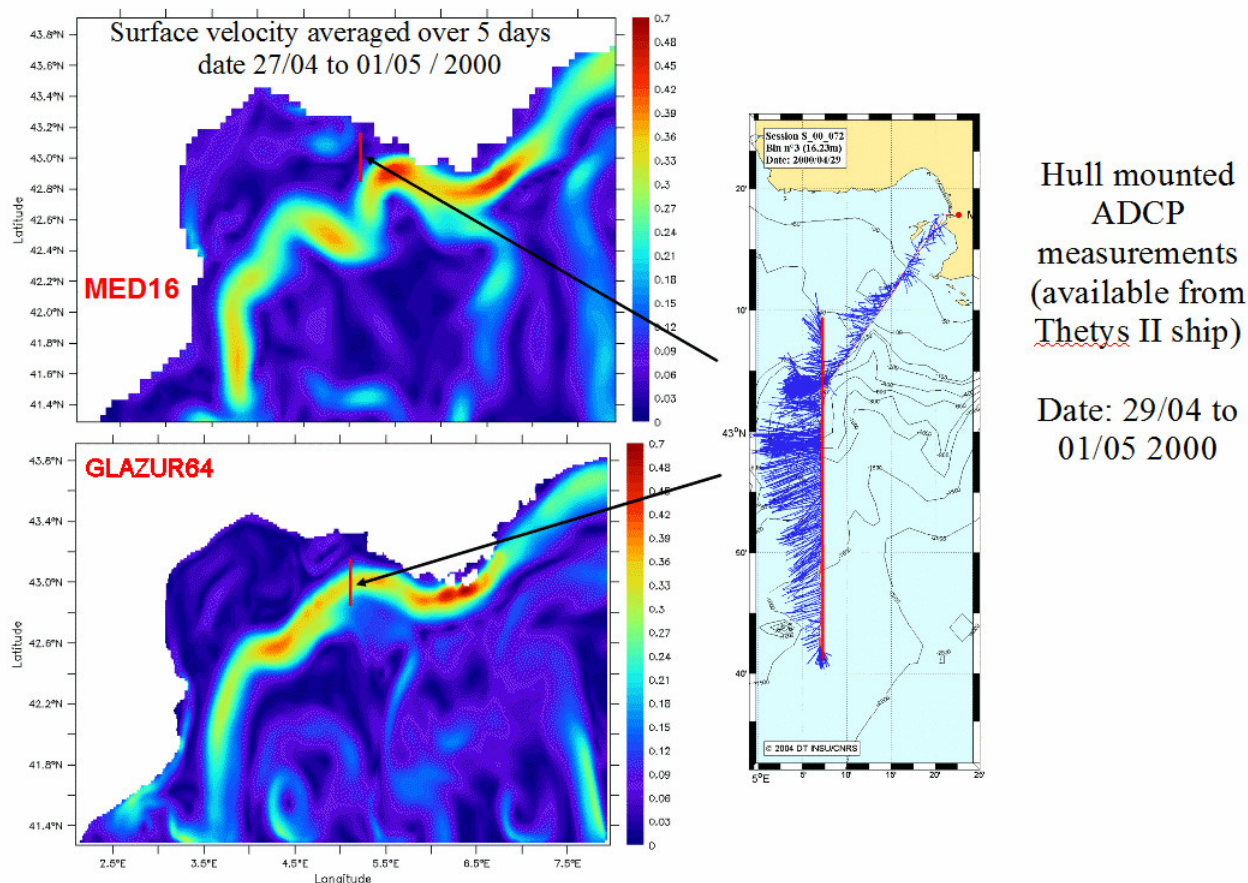


Figure 3.4 – Courant de surface (m/s) simulé par MED16 (gauche, haut) et par GLAZUR64 (gauche, bas) comparé à une radiale ADCP (droite) effectuée par le R/V téthys II, du 29/04/00 au 01/05/00. Les champs simulés sont moyennés sur 5 jours. Panneau de droite : les champs ADCP sont représentés par les flèches bleues et le trait rouge représente une section effectuée par le navire. La localisation de cette section est superposée sur les courants simulés (panneaux de gauche).

En outre, si l'on regarde plus en détail, il s'avère que la baroclinicité du courant est mieux résolue, via des isopycnes plus pincées sur le bord interne du courant, ce qui permet

effectivement *in-fine* d'avoir un courant plus réaliste [Ourmières et al., 2011]. Cet aspect est donc aussi potentiellement lié à l'amélioration de la discrétisation sur la verticale. Pour le cas de GLAZUR64, les 30 premiers niveaux Z ont une résolution de 1m (puis l'épaisseur des cellules augmente graduellement jusqu'à 30 m au fond), ce qui permet effectivement d'obtenir des résultats de ce type. En partant de cette constatation, dans le travail de thèse de [Guihou, 2013] des tests ont été effectués pour améliorer la simulation du CN sur la verticale, en raffinant les niveaux verticaux sur toute l'épaisseur moyenne du CN (≈ 400 m). Les résultats sont cependant décevants, ne montrant pas de réelle amélioration, si ce n'est une légère dégradation de la solution. Ces résultats surprenants nécessitent des travaux supplémentaires mais ils n'ont pas pu être poursuivis pour l'instant. Il faudrait notamment pouvoir comparer ces résultats avec des configurations discrétisées en niveau sigma par exemple.

Dans la continuité, l'impact du frottement latéral sur la solution et sa prescription sont aussi des sujets pertinents, car la notion de HR s'applique aussi aux conditions limites et notamment aux frontières solides donc à la bathymétrie. La figure 3.5 montre deux images du courant moyen de surface sur l'année 2013, simulé par GLAZUR64. La seule différence existante entre les deux résultats est qu'une simulation a utilisé une bathymétrie plus lisse que l'autre, notamment au niveau du talus et de la description des nombreux canyons qui le jalonnent (cf. figure 3.1). On voit ici un impact principalement sur le CN, avec des zones de plus fort courant en moyenne pour la bathymétrie à plus HR, et une enveloppe moyenne plus compacte. Cela peut s'interpréter notamment par le fait que la bathymétrie HR aura tendance à réduire en moyenne les instabilités du CN. Celui-ci apparaît ainsi plus fort en terme de courant moyen : ce résultat pourrait être causé par le fait que le CN subit moins de perte d'énergie, puisqu'on assiste à une diminution de ses instabilités (méandres, tourbillons), au cours de la simulation.

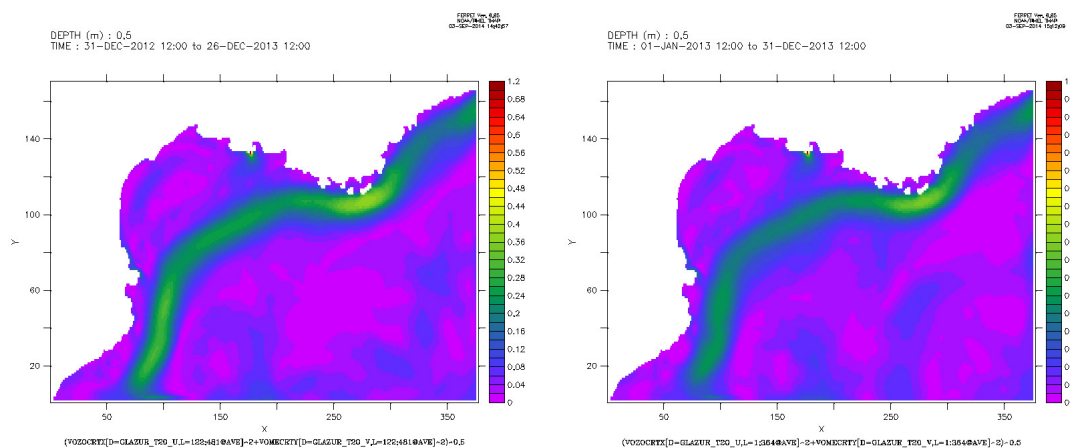


Figure 3.5 – Courant moyen de surface (m/s) sur 2013 simulé par GLAZUR64. Gauche : bathymétrie HR ; droite : bathymétrie plus lisse

Cet aspect a été étudié dans le cadre des travaux de [Barrier et al., 2016], visant à mieux quantifier les intrusions du CN sur le plateau du Golfe du Lion (GDL), au niveau du mouillage JULIO (cf. section suivante 3.2.3). Il s'avère que le nombre d'intrusions du CN sur le plateau du GDL diminue très légèrement (pendant les 2 années de simulation utilisées) pour la simulation avec la bathymétrie à HR comparée à l'ancienne bathymétrie. Enfin, pour ce qui concerne plus précisément la paramétrisation du frottement latéral, nous avons effectué des comparaisons de simulations issues de GLAZUR64 en glissement

libre (free-slip) ou sans-glissement (no-slip). Les résultats (non montrés) ne sont pour l’instant pas facilement interprétables : même si la logique voudrait qu’une telle résolution kilométrique soit plus pertinente en mode sans-glissement (puisque plus à même d’être influencée par la friction latérale à la côte comparée à une configuration à plus basse résolution), les résultats actuels ne permettent pas de dégager un réel impact positif du no-slip par rapport au free-slip.

3.2.3 Échanges côte-large

Export d’eau dense du plateau du GDL vers le large

L’étude des échanges côte-large est une thématique de plus en plus associée à la modélisation à HR. Dans le travail de thèse de C. Langlais [Langlais, 2007], qui a été précurseur quand à l’utilisation de NEMO à HR en mode réaliste en Méditerranée, une étude des échanges a été effectuée pour la région du GDL, en se focalisant notamment sur l’export d’eau du plateau cascading le long du talus continental. Pour cette étude, une configuration NEMO au $1/16^\circ$ et une configuration NEMO au $1/64^\circ$ ont été utilisées, GDL16 et GDL64 respectivement, toutes deux avec une emprise restreinte à la région du GDL. Les résultats montrent que GDL16 est rapidement limitée en terme de processus d’export par rapport à GDL64. La dynamique trop lisse du CN apparaît comme une des raisons, ainsi qu’un forçage atmosphérique à trop basse résolution (cf. section 3.3.1). La figure 3.6 montre l’évolution simulée au $1/64^\circ$ de l’eau dense générée sur le plateau du GDL puis exportée vers le large, pour 3 dates entre janvier et février 1991. Ici aussi, parmi les aspects importants, on note le fort intérêt d’avoir une bathymétrie aussi fine pouvant détailler les effets de cascade guidés par des canyons de largeurs assez réduites, qui seraient effectivement inexistantes pour une résolution plus basse. Cet effet de guidage est important d’un point de vue dynamique, par exemple pour les eaux denses exportées par le canyon de Creus, en amont du cap Creus correspondant au bord Sud du GDL (cf. figure 3.1 pour la localisation du cap). Ces eaux vont ensuite être entraînées par le courant de bord et se mélanger aux eaux constituant la base du CN [Langlais, 2007]. On peut ainsi comprendre que si ces processus d’échanges sont mal représentés, cela impactera *in-fine* la simulation de la dynamique du CN et possiblement la dynamique générale du sous-bassin nord-occidental. Il s’avère ici que cet aspect mériterait une étude de processus plus ciblée sur l’effet des canyons et les modifications apportées à la dynamique du CN, pour ensuite mieux cerner l’impact de la modification éventuelle des masses d’eaux profondes.

Intrusion du CN sur le plateau du GDL

Les intrusions du CN sur le GDL, permettant le mélange des eaux du CN avec les eaux du plateau ont déjà fait l’objet de nombreuses études, telles que [Petrenko et al., 2008] ou [Gatti, 2008] s’appuyant sur la configuration SYMPHONIE [Estournel et al., 2009] à HR. Mieux comprendre les intrusions du CN sur le plateau est particulièrement intéressant du point de vue des écosystèmes, car le CN est plutôt un courant chaud et oligotrophe par rapport à la région et donc son impact sur le GDL peut être très significatif. Dans cette thématique, N. Barrier, A. Petrenko et moi-même avons entrepris des travaux visant à mieux quantifier les intrusions du CN au niveau du mouillage JULIO (Judiciously Located for Intrusion Observation) situé sur l’isobathe 100m au large de Marseille. Un exemple d’intrusion simulée est montré sur la figure 3.7, ainsi que la localisation du mouillage JULIO. Cet emplacement est optimal car placé dans une zone propice aux événements

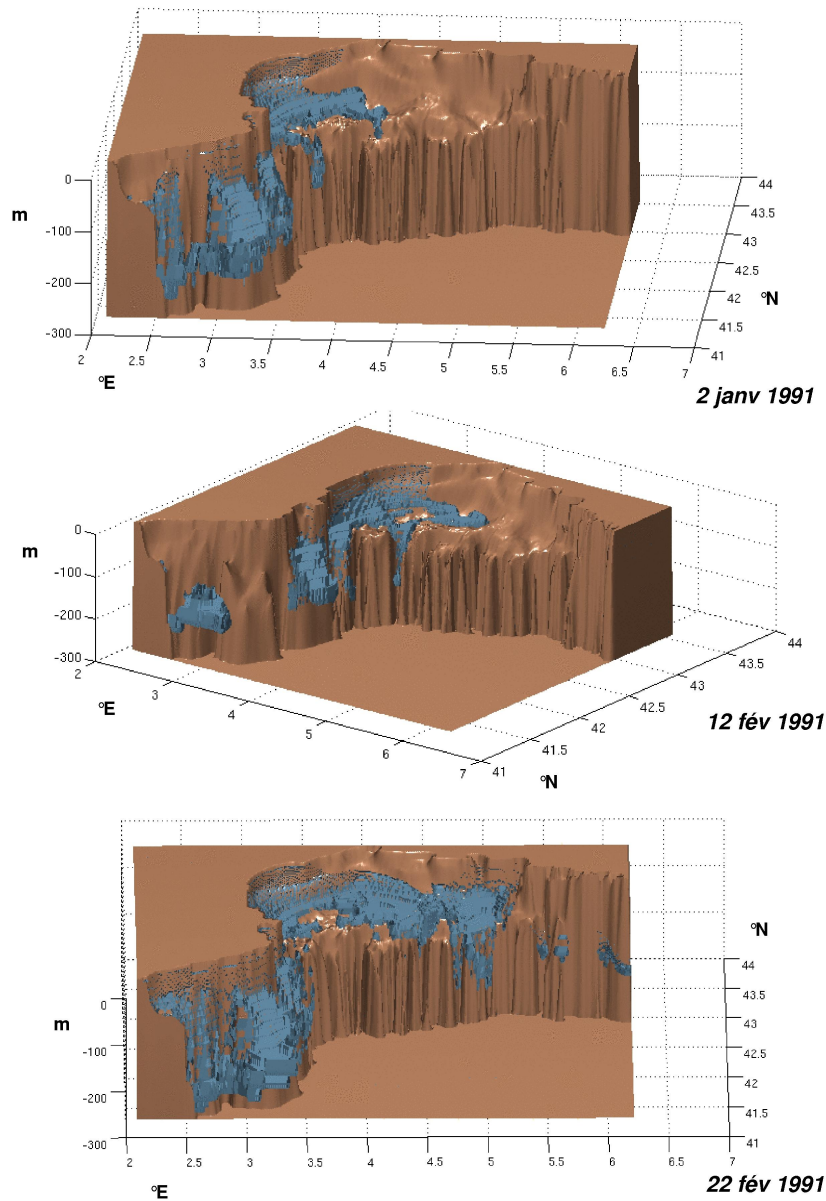


Figure 3.6 – Représentation en 3D du GDL. La masse d'eau en bleu représente l'eau dense et froide formée sur le plateau au cours de l'hiver 1990-1991 telle que simulée au 1/64 par la configuration GDL64. Le fond est seuillé à 300m. Haut : 2 janvier 1991, milieu : 12 février 1991, bas : 22 février 1991. Caractéristiques utilisées pour l'eau dense de plateau : $37 < S < 38$; $T < 13.5^\circ$; $\sigma > 28.5$; figure issue de [Langlais, 2007].

d'intrusion grâce à la présence de nombreux canyons² favorisant le guidage de la partie supérieure du CN sur le plateau. La configuration utilisée pour comparaison avec l'ADCP du mouillage est ici GLAZUR64. Les enjeux résident en partie dans une identification plus claire des conditions nécessaires pour le déclenchement d'intrusion du CN sur le plateau : le vent apparaît comme un élément clé, ainsi que la dynamique en amont du CN (typiquement vers les îles d'Or³), pré-conditionnée elle aussi en grande partie par les forçages atmosphériques. Les travaux consignés dans [Barrier et al., 2016] ont permis d'obtenir des indicateurs pertinents pour évaluer les intrusions ainsi que pour mieux comprendre les mécanismes mis en jeu. Les détails de ces indices sont expliqués dans [Barrier et al., 2016], mais on peut résumer très brièvement leurs constitutions : l'indice Julio est basé sur l'anomalie de vitesse moyenne quotidienne divisée par son écart-type et l'indice volumique est basé sur l'anomalie de transport volumique quotidien intégré sur la verticale au point JULIO et lui aussi normalisé par son écart-type.

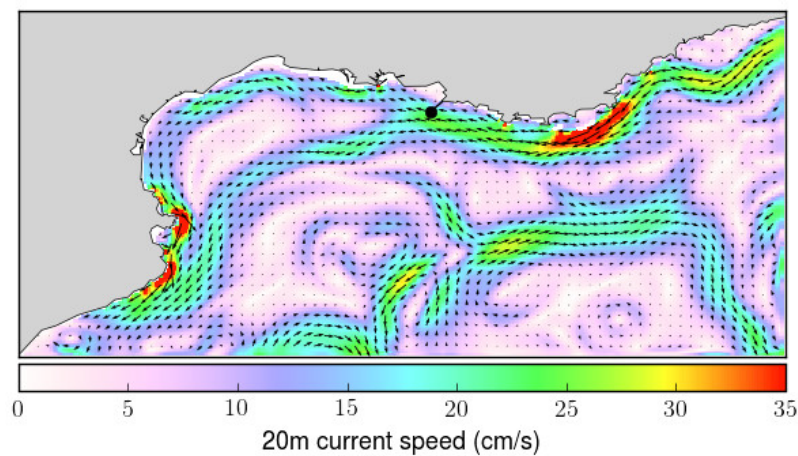


Figure 3.7 – Vitesse simulée par GLAZUR64 à 20 m de profondeur. Exemple d'intrusion pour le 10/09/2012. Le point Noir représente la localisation du mouillage JULIO.

La figure 3.8 permet de comparer les événements d'intrusions mesurés par la bouée avec ceux simulés par GLAZUR64 via cette méthodologie. Il en ressort une assez bonne cohérence entre le modèle et les observations sur la période étudiée.

Concernant les processus permettant les intrusions, il s'avère qu'ils sont dus aussi bien aux forts régimes de vent d'Est que de Nord-Ouest, mais à travers des mécanismes de natures différentes. Les vents d'Est induisent une accumulation d'eau le long des côtes du GDL, qui entraîne par géostrophie un courant d'intrusion longeant la côte. Ce type d'intrusion est indépendant de la stratification mais est concomitant avec le forçage du vent. Par contre, les intrusions dues aux vents de Nord-Ouest se produisent uniquement pour des situations stratifiées et sont associées au développement d'upwelling le long des côtes varoises. Quand l'upwelling se développe, le gradient de pression orienté au Nord-Ouest équilibre la force de Coriolis associée au courant profond orienté vers la côte. Quand le vent tombe, l'upwelling faiblit et donc le courant orienté on-shore faiblit aussi. En conséquence, la force de Coriolis n'équilibre plus la force de pression dominant l'équilibre dynamique, causant ainsi un déplacement du CN sur le plateau du GDL, environ 1 jour après la baisse d'intensité du vent.

2. Canyon du Planier, canyons de Cassidaigne et de La Ciotat, figure 3.1.

3. Les îles d'Or, aussi appelées île d'Hyères sont constituées de l'île de Porquerolles, Port-Cros et du Levant.

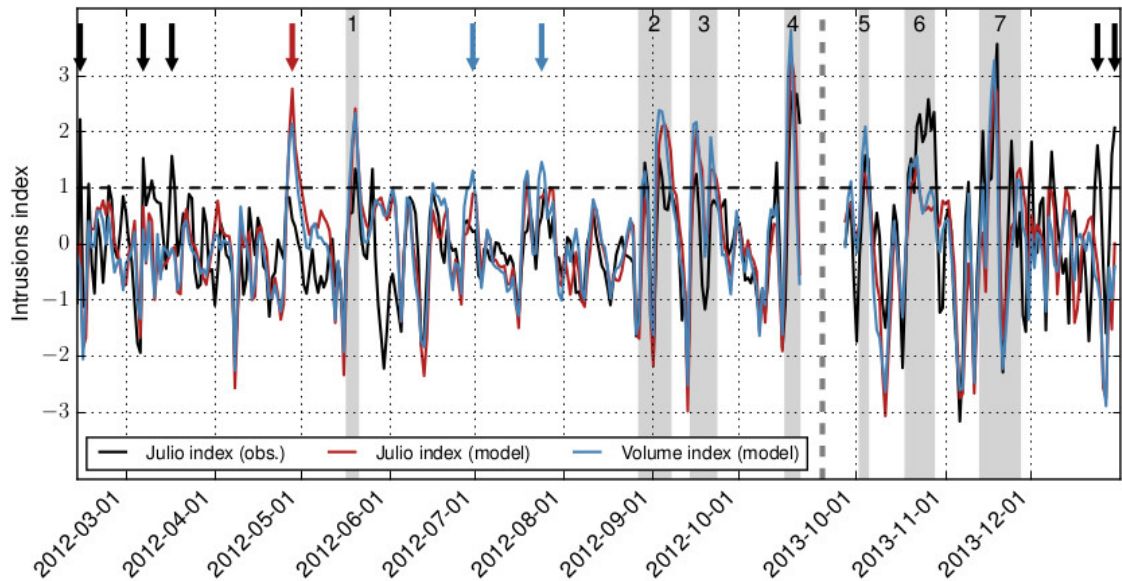


Figure 3.8 – Figure issue [Barrier et al., 2016]. Comparaison entre les indices d'intrusion observés (trait noir) et simulés (rouge et bleu) pour la période de Février à Octobre 2012 puis d'Octobre à Décembre 2013 (périodes séparées par le trait tireté vertical gris). Les flèches noires indiquent les intrusions observées mais non simulées, la flèche rouge indique une intrusion simulée mais non observée et les flèches bleues indiquent les intrusions détectées par l'indice volumique mais pas par l'indice Julio. La ligne tiretée horizontale correspond au seuil de détection des intrusions. Les zones grisées correspondent aux intrusions étudiées dans [Barrier et al., 2016].

Il s'avère que pour une zone côtière longée par un tel courant de bord, seule une configuration à HR pourra permettre de modéliser correctement la dynamique associée à ce type d'échanges côte-large. En effet, les événements intenses décrits ici permettant des échanges sur l'horizontal étant principalement pilotés par des méandres voire des tourbillons, il faudra avoir une modélisation résolvant le mieux possible la méso-échelle. A noter tout de même que la résolution nécessaire, dans ce but, reste dépendante de la région océanique et ainsi de la méso-échelle associée : le Gulf Stream par exemple avec ces tourbillons de l'ordre de 100km de diamètre (voire plus) sont à traiter différemment des tourbillons du CN plutôt de l'ordre de 10km ou quelques dizaines de km. Par ailleurs, parmi les aspects considérés dans l'étude analytique et numérique de [Echevin et al., 2003], l'importance de l'épaisseur du courant est aussi examinée pour les phénomènes d'intrusion. Cet aspect, bien que non mentionné dans [Barrier et al., 2016] constitue lui aussi une piste à explorer, étant directement lié à la résolution verticale du modèle utilisé.

3.2.4 Applications sociétales

En parallèle des points évoqués concernant l'intérêt des configurations à HR pour la modélisation des processus océaniques à méso-échelle, il semble important de citer aussi leur poids important et leur emploi croissant pour certaines problématiques plus applicatives. En effet, un des avantages fort de la modélisation réaliste à HR est son adéquation vis à vis de nombres d'applications sociétales et même parfois relativement "grand public". J'ai choisi d'évoquer ici deux projets applicatifs en sachant que d'autres applications sur lesquelles je travaille aussi, telles que la modélisation de dérive de nappe

de pétrole (projet TOSCA ⁴, ainsi qu'une collaboration avec l'ONERA ⁵) ou le transport de polluant chimiques (projet PREVENT ⁶) pourraient également être citées ici (cf. annexe D pour quelques détails sur ces projets respectifs).

JELLYWATCH

Le projet JELLYWATCH, financé par la région PACA et terminé en 2013, avait pour vocation de délivrer une maquette de démonstration visant à prévoir les risques d'arrivée et d'échouage de méduses à la côte, principalement pour le littoral de la côte d'Azur. La probabilité d'arrivée à la côte était calculée en combinant trois indicateurs pertinents : la direction / force du vent, la distance du CN à la côte issue de simulations numériques opérationnelles et l'orientation de la côte. Une difficulté pratique qui est rapidement apparue par rapport à l'obtention de ces indicateurs était la mise en place d'une configuration opérationnelle à HR. Les prévisions ont finalement été délivrées en utilisant les simulations au 1/12 ° PSY2V4 de MERCATOR-Océan. Une illustration du type de résultat affiché sur le site web dédié est montré sur la figure 3.9. Ces résultats obtenus en mode opérationnel sont très perfectibles, en partie à cause du manque de données in-situ pour la validation de la méthode mais aussi parce que la simulation au 1/12 ° ne répond pas à la résolution nécessaire pour arriver à l'échelle des plages des communes concernées par ce projet. En outre, ces simulations se sont avérées parfois trop imprécises en terme de distance à la côte du CN ⁷.

Des simulations à HR ont cependant été utilisées pour des périodes passées (2001, 2006) avec la configuration GLAZUR64, en faisant transporter des particules représentant des méduses grâce au logiciel ARIANE ⁸. Ces particules sont advectées par le courant horizontal mais sont programmées pour effectuer des migrations verticales quotidiennes selon un cycle jour-nuit représentant la comportement réel de ces espèces [Berline et al., 2013]. Ces périodes de simulations ont été choisies car correspondant à des périodes de disponibilité de données in-situ. Ces données in-situ d'échouages sont en fait les données récoltées auprès des maîtres nageur-sauveteurs de certaines plages concernant les soins apportés aux personnes piquées par des méduses. Cet indicateur de soin est ensuite traité comme un proxy de l'abondance de méduses à la côte. La figure 3.10 montre un résultat de simulation d'échouages pour la période de juin à août 2006. La comparaison avec les données d'échouages, discutée dans [Berline et al., 2013], montre que la cohérence reste relativement peu élevée, les observations en elle-même restant assez difficiles à interpréter. Cependant, une des conclusions à tirer de ce travail est l'obligation d'utiliser des simulations à HR si le but affiché est d'arriver à une description d'échouage à l'échelle des zones côtières voire des grandes plages telles qu'affichées sur la figure 3.10. D'autre part, une HR verticale apparaît elle aussi nécessaire pour bien représenter le cisaillement vertical des vitesses horizontales. Cet aspect peut, selon la région océanique, conditionner fortement le transport des méduses (virtuelles) au cours de leur migration verticale. Par exemple, pour

4. TOSCA (Med Program) : Tracking Oil Spills and Coastal Awareness network (<http://fr.tosca-med.eu/>).

5. ONERA : centre français de la recherche aéronautique, spatiale et de défense (<http://www.onera.fr/>).

6. PREVENT : Projet inter-laboratoire de l'université de Toulon, porté par l'axe *Mer Environnement et Développement Durable*.

7. Défaut similaire à la configuration MED16, cf figure 3.4 de la section 3.2.2 sur le guidage bathymétrique.

8. ARIANE est un logiciel d'advection Lagrangienne développé originellement par B.Blanke et N.Grima au Laboratoire de Physique des océans (CNRS-IFREMER-IRD-UBO, Brest, France). ARIANE est disponible via <http://www.univ-brest.fr/lpo/ariane>

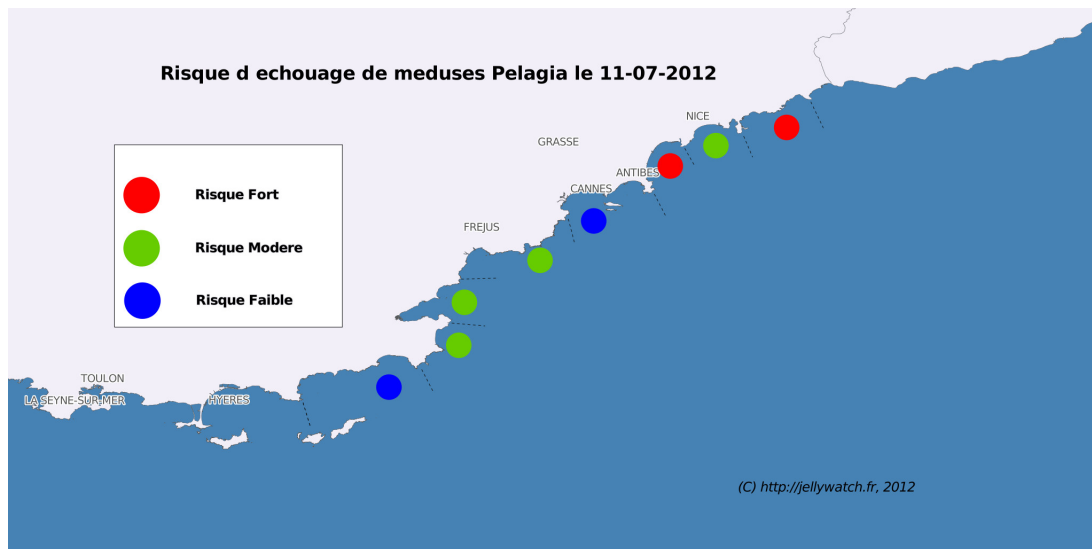


Figure 3.9 – Haut : Exemple de carte de risque d'échouage sur le littoral de la côte d'Azur pour le 11 juillet 2012, tel que publié sur le site web jellywatch. Bas : prévision de risque d'échouage pour cette même zone, pour les journées suivantes, sous la forme d'un code couleur général (remarque : le projet étant terminé, le site jellywatch n'est plus maintenu).

une migration classique de la pelagia noctulica, fortement présente dans le CN [Ferraris et al., 2012], on considère une migration verticale jusqu'à environ 300 m de profondeur, ce qui veut dire que suivant la saison, elle peut descendre en dessous du cœur du courant. Dans ce cas-là, une résolution verticale plutôt grossière pourrait avoir des conséquences importantes quand à l'estimation en profondeur de la dérive horizontale. Une dernière remarque porte sur l'intérêt d'utiliser des forçages atmosphériques à HR eux aussi, sous peine de mal résoudre les petites structures océaniques de surface, déterminantes pour l'advection des méduses pendant leur phase de présence en surface. Cette question de forçage ad-hoc est par ailleurs discutée dans la section 3.3.1.

Macro-déchets flottants

J'ai commencé à m'intéresser à la problématique du transport de déchets flottants il y a environ 4 ans, par le biais de la co-direction de la thèse de J. Mansui, qui portait sur la caractérisation et la cartographie du transport potentiel de macro-déchets, appelés aussi déchets flottants, en mer Méditerranée.

Les idées générales de cette thèse portent sur l'identification des zones puits et sources dans le bassin et ainsi des zones d'accumulation probables en mer et à la côte, c'est à dire les zones d'échouages. Le travail effectué peut-être considéré en deux parties : tout d'abord une partie grande échelle pour laquelle les simulations MED12v75 ([Beuvier et al., 2012] et annexe A) du bassin méditerranéen sont utilisées. Pour l'identification des grands schémas de circulation, des barrières de transport et des zones globales potentielles d'accumulation à la côte ou en mer, une HR au 1/12 ° est suffisante. Le logiciel ARIANE est utilisé pour l'advection horizontale de particules représentant les déchets flottants et contraints de res-

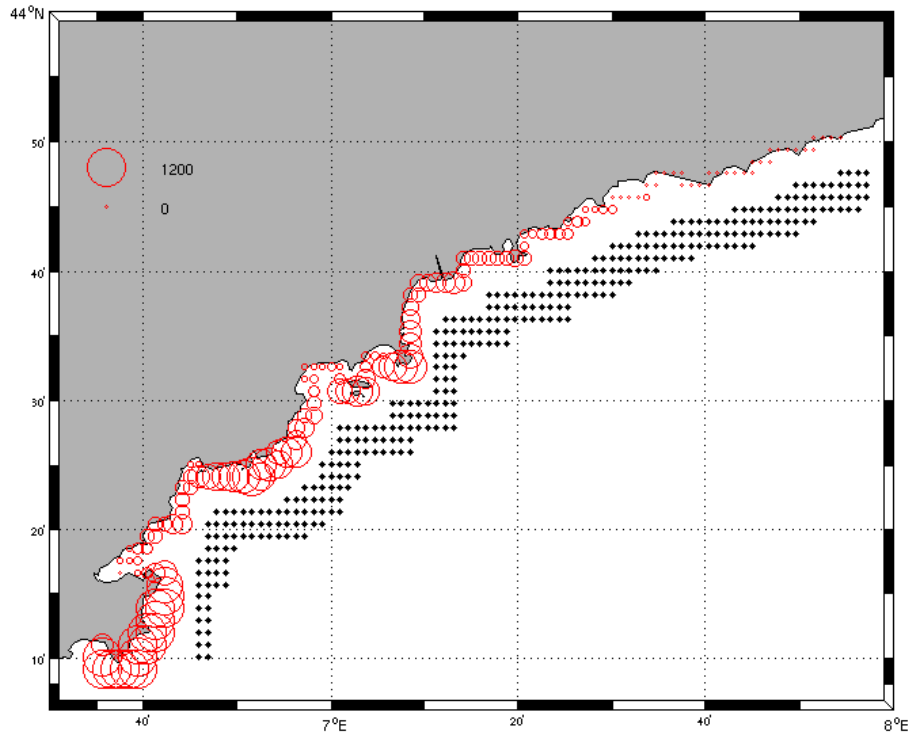


Figure 3.10 – Nombre de particules arrivées par point de grille de la zone littorale (1 point de grille de largeur) pendant la période de juin à août 2006 pour des particules avec migration verticale entre 5 et 300m. La taille des cercles est proportionnelle au nombre de particules. Les positions initiales sont indiquées par les points noirs.

ter en surface. Différents scénarios ont été calculés à partir d’une répartition homogène sur tout le bassin méditerranéen, pour des expériences d’advection répétées quotidiennement sur une période de 10 années de simulation : les résultats nous renseignent ainsi notamment sur les temps nécessaires pour l’obtention de schémas typiques d’accumulation et d’échouage. On peut par ailleurs noter que le nombre d’expérience effectué (environ 3300 simulations d’une durée de 365 jours) permet d’avoir une vision statistique de ces tendances. La figure 3.11 issue de [Mansui et al., 2015], illustre les trois résultats principaux de cette étude : (i) la variabilité dynamique de la mer Méditerranée ne permet a priori pas d’obtenir de zones hauturières d’accumulation importante du type de celles rencontrées dans les grands bassins tels que le Pacifique, cependant 3 zones se dégagent en tant que zone d’accumulation transitoires : les zones A (Nord-Est Baléares), B (mer Tyrrhénienne) et C (golfe de Sirte) entourée en rouge sur la figure 3.11 (a); (ii) en partant d’une répartition homogène sur tout le bassin, un temps d’advection de 3 mois est suffisant pour obtenir les zones attractrices et les zones qui se vident, une advection d’un an n’apportant pas d’information supplémentaire; (iii) les côtes Sud du bassin oriental méditerranéen apparaissent comme des zones privilégiées de rétention côtière et donc d’échouage (figure 3.11 (b)).

Pour valider les résultats ”grande échelle” de la première partie, il existe peu d’observa-

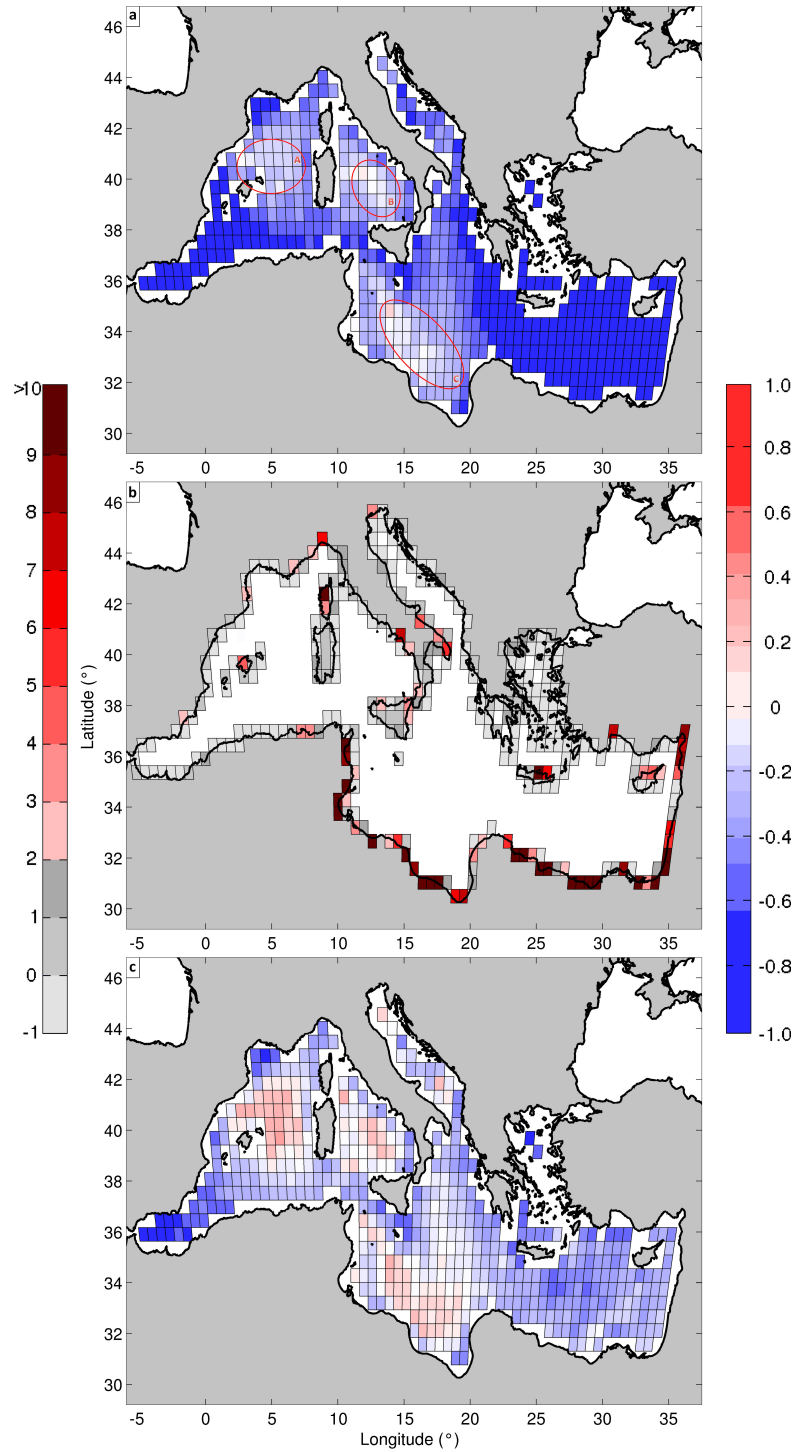


Figure 3.11 – Mean binning density after dividing the Mediterranean Sea in two different domains for dynamical issues (near shore domain : left colorbar, and open sea domain : right colorbar). (a) Open sea domain and (b) near shore domain after a 1 year advection, and (c) open sea domain after a 3-month advection. The initial particle distribution is homogeneous. For both domains, red tones represent particle accumulation, while gray and blue tones show areas that are emptying in the near shore and open sea domains, respectively. Red contours A (north-east of Balearic islands), B (Tyrrhenian Sea) and C (Gulf of Sirte) mark the positions of three possible retention areas. Figure from [Mansui et al., 2015]

tions en mer, indiquant de manière quantitative voire même qualitative la présence de déchets dans l'ensemble du bassin méditerranéen. Plusieurs bases de données d'observations existent mais sont systématiquement limitées à des petites régions dans les sous-bassins. Cependant, nous avons eu accès à des données d'observations de l'association ecoocean⁹, effectuées par bateaux et couvrant principalement le bassin nord-occidental. C'est pourquoi la deuxième partie du travail a pu porter sur une étude plus ciblée régionalement, centrée sur ce bassin nord-occidental et a visé à mieux comprendre la répartition des déchets en fonction de la dynamique méso-échelle. Pour la confrontation avec les données, l'utilisation d'un modèle au $1/12^\circ$ a très vite montré ses limites, la résolution minimum à considérer comme un prérequis pour l'utilisation de telles données étant une résolution kilométrique, le choix s'est porté naturellement sur l'utilisation de GLAZUR64. Un des résultats principaux de cette étude porte sur le fait que la plupart des fortes densités de débris observées sont localisées dans le coeur du CN ou sur son bord extérieur¹⁰. En outre, la figure 3.12 montre la très bonne cohérence entre la trajectoire moyenne du CN simulée par GLAZUR64 et le positionnement des déchets dans le courant et plus particulièrement sur son bord externe. Ces résultats font l'objet d'une soumission au Journal of Oceanography [Mansui et al., soumis]. A partir de ces résultats, on peut se demander si la résolution horizontale et verticale de GLAZUR64 peut dans ce cas simuler ces processus de rétention dans le courant et d'agrégation sur le bord externe. Les simulations effectuées dans ce cadre (non montrées ici) vérifient la première question à savoir que la simulation du CN à méso-échelle permet de bien conserver une grande partie des particules virtuelles dans le coeur du courant si elles y ont été préalablement introduites. Par contre, il semble que le processus d'agrégation sur le bord externe relève d'une dynamique bien plus fine, non résolue au $1/64^\circ$, notamment avec des recirculations probables sur la verticale à petite échelle.

Ainsi, les différents résultats issus de cette thèse ont naturellement montré l'utilité de la descente d'échelle à travers plusieurs configurations d'OGCM à différentes résolutions pour mieux comprendre le devenir des déchets portés par des processus hauturier jusqu'à la petite échelle, que cela soit de la rétention dynamique par rapport à un courant côtier ou de l'échouage. Un des chaînons manquant reste la simulation des processus de transport à très HR pour l'environnement côtier. Cet aspect a été abordé dans le cadre du projet CADOR, à travers une configuration de résolution horizontale égale à 400 m. Cependant les travaux effectués, pour ce qui concerne la modélisation, ont débouché pour l'instant sur plus de questionnements que de résultats exploitables, c'est pour cela que cette partie sera traitée dans la section 3.3 qui évoquent quelques limitations avérées actuelles de la modélisation à HR.

Pour conclure sur les atouts de la modélisation à HR pour ces applications environnementales, il apparaît clairement que son utilisation s'avère de plus en plus incontournable. De plus, l'appui de structures telles que des ONG environnementales ou des parcs nationaux pour fournir des données de terrains souvent originales et rarement disponibles dans le circuit classique des systèmes d'observation, est un véritable atout pour la réalisation de ces projets, tout en permettant de donner une dimension beaucoup plus "grand public" à ce genre d'étude. Cela peut d'ailleurs favoriser une boucle plus courte de transmission des études scientifiques vers le domaine public, garantissant ainsi une bien meilleure pertinence des informations et résultats disséminés.

9. www.ecoocean-institut.org/

10. On pourra remarquer la très grande cohérence de ces observations de densité de déchets par rapport aux observations de présence des méduses dans le CN [Ferraris et al., 2012].

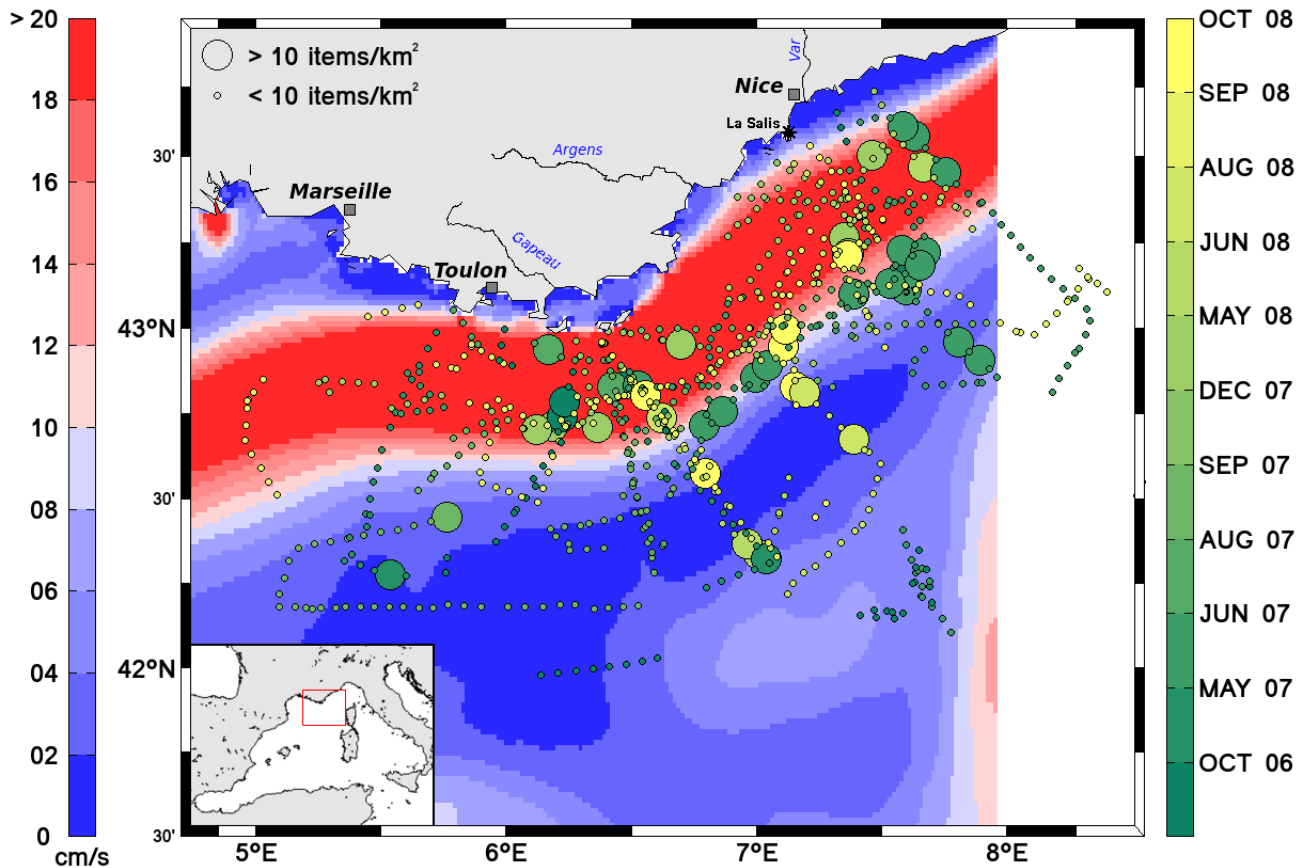


Figure 3.12 – Map of floating marine debris distribution observed along the French Riviera during the Ecocean campaigns (October 2006 – October 2008). Green to yellow circles mark position of shipboard observations. Their size is proportional to the density of floating litter, expressed as number of items/km². The NC general path is highlighted by the second colour scale (on the left), corresponding to the surface mean velocity field from numerical simulations. Figure issue de Mansui et al., soumis au Journal of Oceanography.

3.3 Limitations de la haute-résolution

Cette section a pour vocation de modérer les sections précédentes, en montrant que les nombreux atouts de la HR restent parfois fragiles face à certains problèmes.

3.3.1 Le problème de l'adéquation avec les forçages

Limitation par les forçages atmosphériques

L'augmentation de la résolution de la grille marine, principalement sur le plan horizontal a mis en évidence un problème crucial quand à l'intérêt de la HR : le gain apporté par la HR sur la grille marine peut-être en partie perdu par l'utilisation d'un modèle d'atmosphère à basse résolution (BR) pour forcer l'interface air-mer. En effet, si l'on considère que la circulation de surface est très fortement influencée par les champs atmosphériques, et que parmi eux le vent occupe la place principale pour des cas typiques de circulation sur les plateaux continentaux, alors l'utilisation de forçages atmosphériques à trop BR impactera négativement la solution délivrée par le modèle d'océan à HR. Plus précisément, la capacité du modèle océanique à simuler des courants cisailés et ainsi développer des instabilités sera très fortement réduite si le champ de vent le forçant à l'interface n'est

pas capable de simuler lui aussi une forte hétérogénéité spatiale. Ce type de réflexion a été discuté notamment dans [Langlais et al., 2009] et [Schaeffer et al., 2011]. Par exemple, dans [Schaeffer et al., 2011], la capacité d’une configuration à HR de MARS3D à développer des méandres dans la région au large de Marseille est évaluée en testant différents modèles d’atmosphères à différentes résolutions. Il en ressort que le modèle atmosphérique à plus haute résolution spatiale et temporelle (ici, AROME de MétéoFrance) sera celui qui injectera le plus d’énergie et le plus de cisaillement dans le modèle d’océan. Dans le même registre, mais pour une résolution océanique un peu plus basse (version NEMO-MED12 à 50 niveaux verticaux), [Lebeaupin-Brossier et al., 2012] montre que l’utilisation de forçages atmosphériques avec une résolution temporelle de 3h est requise si on souhaite améliorer la représentation de la production d’eau dense sur le plateau du GDL, les phénomènes de convections profonde ainsi que capturer correctement la dynamique de couche mélange océanique pendant et après les événements méditerranéens intenses [Lebeaupin Brossier et al., 2011; Lebeaupin-Brossier et al., 2009].

A l’heure actuelle, de nombreuses simulations de circulation océanique utilisent encore une grille atmosphérique de forçage pas toujours adaptée à la grille marine. Je prends pour exemple, un travail dont j’ai pris connaissance dans le cadre de ma participation au conseil scientifique du syndicat mixte pour la restauration de l’étang de Berre, le GIPREB¹¹. Dans le cadre du suivi statutaire de l’étang, une étude récurrente de la circulation était effectuée par la SOGREAH (nouvellement ARTELIA), et réalisée à très HR avec le modèle TELEMAC¹² (grille non structurée avec maille de l’ordre du mètre à certains endroits). Pourtant cette configuration utilise traditionnellement la station météoFrance de Marignane pour imposer le vent sur toute la superficie du domaine de l’étang (environ 20 par 20 km). Or l’orographie de la région et l’étude des champs de vent de la zone montrent la non-homogénéité du stress du vent par Mistral notamment. Ainsi, pour ce cas, les cisaillement et instabilités développés en surface ne pourront pas provenir du cisaillement du vent, qui sera inexistant, ce qui est d’autant plus dommage quand les mailles horizontales sont de l’ordre de la dizaine de mètres ! Le résultat obtenu n’est ainsi pas à considérer comme totalement inapproprié mais plutôt comme incomplet puisque seuls les atouts de HR des frontières solides (trait de côte, bathymétrie) seront exploités par la dynamique de TELEMAC. Ces aspects sont actuellement évalués dans le cadre d’un stage de M2 que je co-encadre avec le GIPREB, en utilisant une nouvelle configuration TELEMAC que nous avons mis au point avec la société NOVELTIS¹³.

Bien entendu, ce dernier exemple n’a pas vocation à critiquer de manière gratuite ce type de configuration, car elles sont finalement assez nombreuses et utilisées aussi bien dans des structures publiques que privées. Mon point de vue est plutôt de mettre en garde sur la sensibilité de ce type de modèle à HR par rapport à certains éléments principaux de configuration, tels que la résolution du forçage atmosphérique ici, et ainsi de ne pas être dupe de ses performances quand les variables étudiées sont justement fortement contraintes par ces conditions limitatives.

11. le GIPREB est un syndicat mixte pour la restauration et la réhabilitation de l’étang de Berre. Ce syndicat mixte est notamment constitué d’un conseil scientifique dont je suis membre et occupe la responsabilité d’expert en modélisation (www.etangdeberre.org/).

12. <http://www.opentelemac.org/>

13. www.noveltis.com/ est une société spécialisée dans le domaine du spatial, de l’environnement et du développement durable et développe des compétences de modélisation, simulation, traitements de données d’observation et de mesures, systèmes d’information et études d’impacts.

Dépendance aux frontières ouvertes océaniques

A part pour certaines études idéalisées, les configurations à HR sont en général des zooms de petites zones océaniques : elles ont donc en général des frontières océaniques qui doivent être prescrites d'une manière ou d'une autre. En outre, ces frontières sont souvent de taille significative par rapport au domaine modélisé, par exemple souvent ouverte sur l'océan hauturier sur toute une face du domaine. Dans [Ourmières et al., 2011], il est montré que les défauts du modèle de bassin forçant la configuration à HR se retrouvent dans le domaine à HR, bien qu'étant partiellement atténués pour ce qui concerne l'aspect dynamique. Pour les champs de masse par exemple, une frontière ouverte introduisant un champ avec des masses d'eau manquantes ne peut que favoriser la persistance de ce biais dans le modèle à HR, ce dernier n'étant pas vraiment en mesure de "recréer" des masses d'eaux fondamentales de la structure thermohaline de la région modélisée. Cet aspect a notamment été étudié dans le cadre de la thèse d'A. Duchez : les défauts identifiés sur les masses d'eau de la configuration emboîtée seront finalement plutôt corrigés via de l'AD [Duchez et al., 2012]. De même, du point de vue de la dynamique, dans la thèse de K. Guihou [Guihou et al., 2013], il est montré que la configuration GLAZUR64 est extrêmement dépendante des champs introduits à sa frontière Est, c'est à dire dans le sens principal de circulation du domaine. Plus précisément, la sous-estimation récurrente des vitesses simulées par GLAZUR64 comparée aux ADCP (disponibles sur la zone) est identifiée comme provenant en partie d'une sous-estimation forte des courants fournis par le modèle de bassin (ici MED12, [Beranger et al., 2010]). Bien que la HR aura tendance à faire accélérer le CN par un adossement plus fort à la bathymétrie et un rétrécissement de la veine, le biais introduit à l'origine reste trop important pour espérer se rapprocher fortement des observations. Dans [Guihou et al., 2013], il est alors montré qu'en forçant GLAZUR64 avec des simulations de bassin utilisant de l'AD (ici PSY2V3R1 de MERCATOR-Océan), et de par ce fait possédant des vitesses moyennes plus fortes, les simulations GLAZUR64 s'en retrouvent considérablement améliorées en terme d'augmentation du module moyen de la vitesse (même si un problème de sous-estimation de vitesse est aussi identifié pour PSY2V4R4 [Juza et al., 2015]). La figure 3.13 illustre ce type de comportement, avec un CN plus proche de la côte et plus fort quand l'OBC entrante est forcée par la simulation Mercator-Océan avec AD.

A travers ces 2 exemples de dépendance aux forçages, il ressort donc une évidente limitation des modèles à HR par rapport à leurs frontières : l'amélioration de la simulation de certains processus, notamment en terme de réalisme, à travers une configuration à HR peut ainsi parfois être presque considérée comme indépendante des performances du modèle à HR lui-même. Tout comme une mauvaise condition initiale prive une simulation de tendre rapidement soit vers l'équilibre soit vers un état réaliste, des forçages biaisés ou incohérents peuvent priver une configuration HR de simuler ce pour quoi elle avait été conçue, bien que son noyau physique et sa paramétrisation aient été pensés correctement. On pourra également noter que l'on peut engager le même type de réflexion pour les apports continentaux tels que les fleuves qui, suivant la zone géographique et la résolution choisie, peuvent avoir un impact très significatif. En l'occurrence, l'apport d'eau douce via la prescription des fleuves est parfois très incomplet souvent à cause du manque de données d'observations (débit, température).

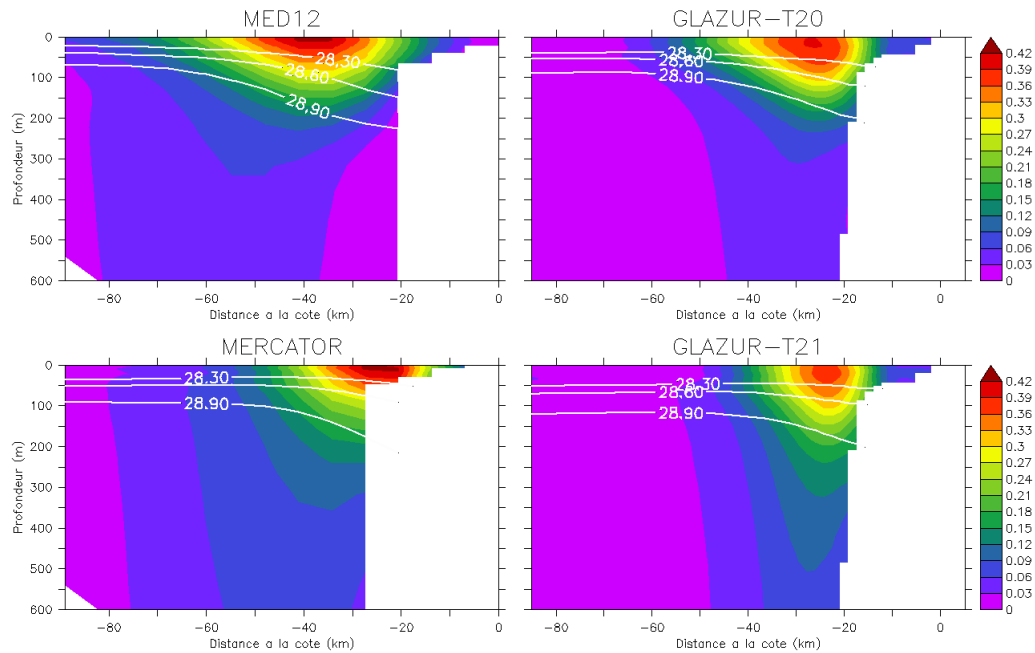


Figure 3.13 – Coupe Nord-Sud et sur la verticale du courant moyen (m/s) en face de Toulon, moyenné d’avril à décembre 2008, pour 2 configurations de bassin utilisées pour forcer GLAZUR64 : MED12 et MERCATOR-PSY2V3R1, ainsi que les simulations GLAZUR64 forcées par celles-ci. De haut en bas et de gauche à droite : MED12, T20 (simulation GLAZUR64 forcée par MED12), PS2V3R1 et T21 (simulation forcée par PSY2V4R1). Les isopycnes 28.3, 28.6, 28.9 sont superposés au module de vitesse. Figure issue de [Guihou et al., 2013]

3.3.2 Hypothèse physiques

Cette section arrive ici au cœur d’une partie de mes priorités de recherches actuelles, notamment via les thèses d’A. Declerck et C. Mazoyer que je co-dirige et l’ANR ASICS-MED à laquelle j’ai participé. Les idées principales que je souhaite évoquer ici peuvent se résumer ainsi : plus la résolution est augmentée dans le modèle utilisé, plus certains processus jusqu’alors considérés comme sous-maillages et donc qui sont plutôt paramétrés au lieu d’être résolus peuvent commencer à devenir importants voire prépondérants. Ainsi, il incombe au modélisateur de bien gérer l’éventuelle inadéquation de ces paramétrisations par rapport à l’échelle de son étude. Malheureusement, derrière cette vision simple se cache en vérité une impressionnante multitude de paramétrisations et hypothèses, rendant la tâche plus qu’ardue. Cependant, j’ai choisi d’évoquer dans les sections suivantes quelques-uns de ces aspects clés que nous étudions actuellement.

Limitations par l’approximation hydrostatique

Une contrainte indirecte expliquée à travers un exemple applicatif : Les éléments qui sont discutés ici ont été mis en lumière grâce au projet CADOR¹⁴. Ce projet visait à mieux comprendre les schémas de circulation des déchets flottants dans la baie de Hyères et autour des îles d’Or en fonction des conditions hydrodynamiques et météorologiques. Pour rappel, ces travaux constituent le dernier maillon de la descente d’échelle

14. CADOR : CARTographie des Déchets sur les îles d’OR, projet financé principalement par TPM (Communauté d’Agglomération de Toulon Provence Méditerranée)

discutée dans la section 3.2.4, relative à l'étude des processus de transport des déchets flottants. Pour ce projet, le choix méthodologique s'est porté sur l'utilisation de bouées dérivantes géo-localisables ainsi que de la modélisation HR de la zone pour compléter les campagnes. La configuration numérique utilisée pour simuler les courants dans la baie a été développée de manière connexe à ce projet, dans le cadre de la thèse d'A. Declerck, dont les motivations principales sont évoquées dans la section 4.3.1. Un zoom AGRIF à très HR horizontale (≈ 400 m) a été développé (cf. figure 3.14 et 4.3), imbriqué dans GLAZUR64 et appelé NIDOR192 (pour Nesting Île D'OR au $1/192^\circ$).

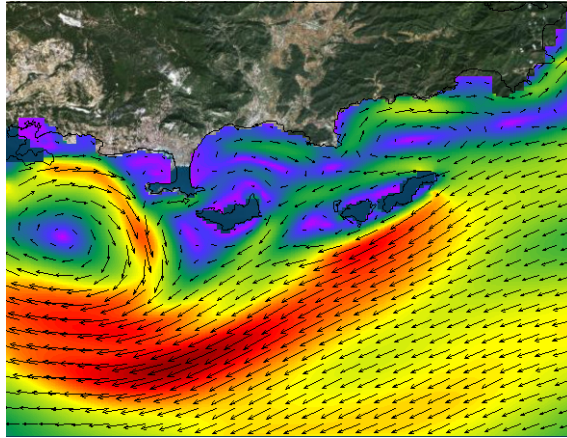


Figure 3.14 – *Emprise de la configuration NIDOR192. Carte de fond : exemple de courant de surface simulé (moyenne quotidienne). La configuration NIDOR192 est emboîtée dans GLAZUR64 avec le module AGRIF.*

Suites à différentes campagnes en mer effectuées avec les bouées géolocalisables lâchées principalement suivant différentes conditions météorologiques, plusieurs simulations lagrangiennes ont été effectuées avec le logiciel ICHTHYOP¹⁵ [Lett et al., 2008] pour augmenter la gamme de scénarios possibles de dérives. Les dérives Lagrangiennes simulées ont été forcées par les champs de courant générés par NIDOR192 puisqu'il englobe la baie de Hyères. Une problématique est très rapidement apparue : la longueur des trajets de dérive simulée est systématiquement 3 à 10 fois inférieure à la dérive réelle, ce qui signifie que les courants simulés sont eux aussi 3 à 10 inférieurs au courant réel de surface vu par les flotteurs. La figure 3.15 montre la comparaison de trajectoires de bouées virtuelles simulées (en rouge) comparées aux données réelles (en bleu) pour la campagne du 11/03/2015. L'exercice de comparaison a même été étendu à une expérience Lagrangienne avec ichtyop forcé par des champs de courant construits uniquement en prenant des courants égaux à 5 % de la vitesse du vent (en gris sur la figure 3.15). On voit ici que ces champs synthétiques issus uniquement du vent ne permettent pas d'avoir des trajectoires très complexes, cependant la vitesse du courant semble beaucoup plus cohérente par rapport à celles des flotteurs réelles que celle simulée par NIDOR192.

Ainsi, des tests de sensibilité ont été effectués sur NIDOR192 pour essayer d'identifier certaines paramétrisations pouvant causer cette forte perte d'énergie en surface. Une des pistes trouvée serait liée à l'approximation hydrostatique. En effet, une des répercussions associée à l'utilisation de l'hypothèse hydrostatique est que les instabilités statiques sur la colonne d'eau ne sont pas résolues par le modèle et doivent donc être paramétrées. Dans les configurations NEMO classiques que nous utilisons, un coefficient de diffusion verticale

15. <http://www.previmer.org/en/ichthyop>



Figure 3.15 – *Projet CADOR : Comparaison des trajectoires de dérive de surface pour la journée du 11/03/15. Bleu : observations ; rouge : trajectoires simulées par ICHTHYOP forcé par les champs de courants NIDOR192 ; gris : trajectoires simulées par ICHTHYOP forcé par des champs de courant calculés à partir de la vitesse du vent (5 %).*

augmenté (enhanced vertical diffusion coefficient, EVD) est utilisé [Lazar et al., 1999] : on donne de très fortes valeurs au coefficient de mélange turbulent quand la colonne d'eau est instable, pour rétablir la stabilité dès le pas de temps suivant. Ce procédé semble assez satisfaisant pour des courants du type du CN, où aucun biais directement associé à ce procédé n'a été diagnostiqué, mais ce procédé reste cependant discutable pour l'étude de la convection profonde. Les valeurs standards utilisées jusqu'à présent pour NEMO sont typiquement $10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Cependant quand on s'intéresse à la simulation des courants côtiers fortement pilotés par le vent, il s'avère que cette technique peut amener à un trop fort amortissement de l'énergie de surface sur la colonne d'eau, donnant ainsi des vitesses horizontales de surface trop faibles par rapport aux observations. Sur la figure 3.16 on peut voir que pour une journée typique de vent d'Est, avec un courant bien établi globalement dans le sens du vent, favorisant ainsi un apport d'eau dans la baie, la simulation de référence plafonne à des vitesses de surface autour de $7 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ alors qu'après diminution du coefficient EVD, on peut atteindre $14 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ dans plusieurs zones, ce qui représente beaucoup plus les vitesses typiques mesurées par les flotteurs.

Pour comprendre un peu mieux l'impact de ce coefficient, la figure 3.17 montre le profil vertical de la norme horizontale de la vitesse moyennée à l'intérieur de la baie : on voit clairement que les trop fortes valeurs d'EVD pour stabiliser la colonne d'eau ont un impact sur le cisaillement vertical des vitesses horizontales, réduisant ainsi non seulement celui-ci mais provoquant aussi une baisse importante de l'énergie normalement disponible en surface. Avec un coefficient EVD plus faible, on voit que le cisaillement est rétabli et que les vitesses de surface sont considérablement augmentées. Il faut cependant s'assurer que l'on respecte toujours la stabilité statique, ce qui fait que le choix du coefficient n'est pas trivial. Les travaux relatifs à cette problématique sont encore en cours et seront plus détaillés dans la thèse d'A. Declerck.

La piste du MITgcm : Ainsi, la section précédente amène naturellement la question de la validité de l'hypothèse hydrostatique dans les OGCM classiques quand on cherche à

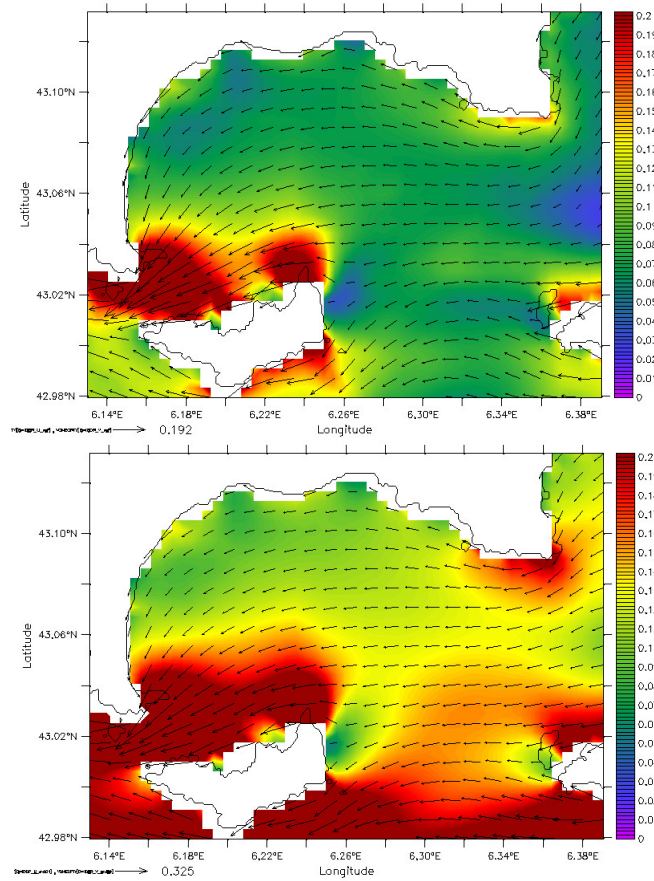


Figure 3.16 – Vitesse de surface (m/s) simulée par NIDOR192 pour le 18/02/14. Haut : simulation de référence ; bas : simulation avec coefficient de diffusion verticale augmenté (enhanced vertical diffusion coefficient) réduit à $0.1 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

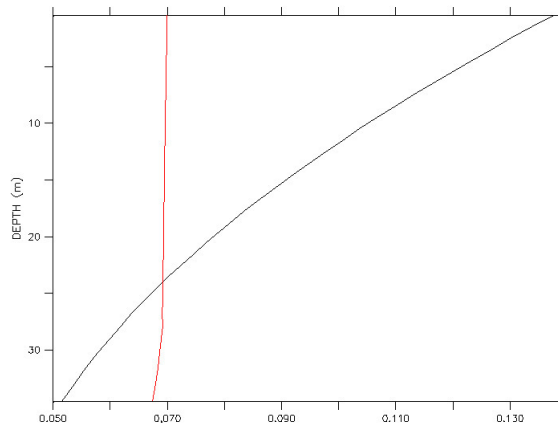


Figure 3.17 – Profil vertical de vitesse horizontale (norme en $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) moyennée sur l'intérieur de la baie pour la journée du 18/02/14. Noir : simulation de référence ; rouge : simulation avec coefficient de diffusion verticale augmenté EVD réduit à $0.1 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

faire de la HR côtière notamment. L'approximation hydrostatique est bien sur discutable mais a une gamme de validité qui n'est plus à démontrer pour des modèles à basse ou moyenne résolution (cf. figure 3.18 issue de [Marshall et al., 1997]).

De nombreux travaux ont montré l'apport de la formulation non-hydrostatique sur des problématiques d'écoulement théorique, et certains travaux ont montré son impact

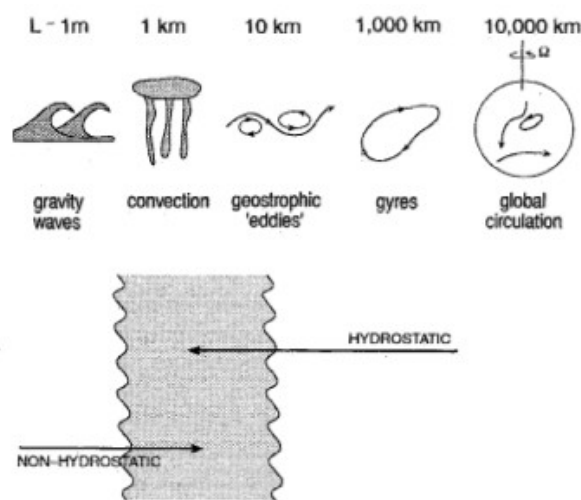


Figure 3.18 – Schéma montrant une évaluation de la pertinence des approches hydrostatiques / non-hydrostatiques par rapport aux échelles dynamiques océaniques. Figure issue de [Marshall et al., 1997].

sur des processus océaniques clés tels que le cascading d'eau dense [Magaldi and Haine, 2015]. Cependant, rares sont les OGCM à vocation réaliste et prédictive qui résolvent les équations du mouvement de manière tri-dimensionnelle. Une des raisons de l'utilisation massive de l'approximation hydrostatique est numérique, puisqu'elle permet de s'affranchir de nombreuses lignes de codes et de nombreuses itérations de calcul relatives à la projection de l'équation du mouvement selon l'axe vertical, mais elle impose de fait que la vitesse verticale et ses grandeurs associées deviennent diagnostiques. Pour une modélisation à HR, pour une zone côtière par exemple avec de probables forts mélanges d'eaux sur la verticale et de fortes contraintes bathymétriques, cette approximation est de plus en plus remise en cause : l'ajustement vertical nécessite alors d'être résolu et non plus paramétré. Il faut noter que plusieurs modèles d'océans tridimensionnels plus ou moins répandus et validés en mode recherche n'utilisent plus forcément l'approximation hydrostatique par défaut et sont donc codés en mode non-hydrostatique : on peut citer parmi eux le MITgcm, SYMPHONIE-NH ou TELEMAC-3D¹⁶. La thèse de C. Mazoyer vise notamment à évaluer l'impact d'une configuration non-hydrostatique à très HR (basée sur le MITgcm) par rapport à une configuration plus classique mais elle aussi à très haute résolution (basée sur NEMO). Aucun résultat ne sera montré ici étant donné que ces travaux n'ont pas encore atteint une maturité nécessaire pour être exposés, cependant quelques éléments supplémentaires de discussion sur les perspectives sont apportés dans la partie 4.3.2.

Paramétrisation des flux à l'interface air-mer

Plus la résolution augmente, plus la validité de la paramétrisation des flux air-mer souvent développée et validée pour des modèles à résolution moyenne voire basse résolution, devient discutable. Plusieurs campagnes de mesures in-situ ont montré que la modélisation des échanges air-mer faite dans les OGCM reste très perfectible. Par exemple, on peut citer les travaux de D. Bourras¹⁷ notamment avec la plateforme OCARINA [Bour-

16. On peut noter que TELEMAC est à l'origine un code d'hydraulique qui a évolué vers un code de circulation océanique.

17. D. Bourras a récemment intégré l'équipe OPLC du MIO

ras et al., 2014] qui permet d’effectuer des mesures proches de l’interface air-mer, tout en perturbant le moins possible les milieux échantillonnés. La communauté est dorénavant très sensibilisée à ce problème et différents groupes de recherches ou projets de recherche se positionnent actuellement sur ces problématiques. Avec quelques collègues du MIO, je suis actuellement impliqué dans l’ANR ASICS-MED dirigée par H. Giordano et O. Roussot (CNRM). L’objectif principal d’ASICS-MED est d’étudier en détail les processus océan-atmosphère qui contribuent à la formation d’eau dense en mer Méditerranée afin d’améliorer leurs représentations dans les modèles océaniques. Les travaux de recherche se concentrent sur les processus à meso voire submeso-échelles contribuant à la formation d’eau dense à l’échelle du bassin méditerranéen, ce bassin étant soumis à de fréquents épisodes de fort vent (Mistral, Tramontane) qui peuvent conduire à la formation d’eau dense via une interaction forte avec la dynamique de l’océan superficiel. Nos tâches concrètes dans cette ANR portent principalement sur l’étude d’impact de la résolution sur la convection ainsi que sur la paramétrisation de la turbulence verticale. J. Marmain a effectué un court post-doctorat que j’ai co-encadré avec B. Zakardjian sur ce sujet. Les résultats n’ont pas encore été publiés, faute de temps et de moyens humains mais on peut cependant présenter quelques éléments intéressants ici :

- **Sensibilité au type de prescription de forçage**

Tout d’abord des tests ont permis de confronter une configuration GLAZUR64 forcée soit en flux imposé par les produits ECMWF soit via une paramétrisation bulk forcée par le modèle MétéoFrance ARPEGE. On force GLAZUR64 aux interfaces océaniques avec la configuration NEMO-MED12 [Beranger et al., 2010], qui est forcée avec les flux atmosphériques ECMWF. Le résultat illustré par la figure 3.19 montre que si on s’intéresse au maximum d’eau dense produit sur 2009 et 2010, la simulation GLAZUR64 avec les bulks produira moins d’eau dense que celle en flux imposée. L’analyse des contenus thermiques montrent par ailleurs que les simulations bulks sont plus chaudes en moyenne que les simulations forcées en flux. La figure 3.19 illustre en outre le fait que l’on se rapproche plus de la dynamique convective de MED12 si l’on force GLAZUR64 en flux, c’est à dire de manière similaire à MED12, et de plus avec les mêmes flux. Le problème dans cette étude est que l’incertitude demeure sur la cohérence des sources atmosphériques puisque la simulation GLAZUR64 forcée en bulk utilise les produits MétéoFrance, et les tests en flux utilisent les produits ECMWF. On peut cependant imaginer une bonne cohérence entre ces modèles atmosphériques, ceux-ci étant les références françaises et européennes en matière de prévision atmosphérique.

- **Impact de la résolution**

Un autre type de comparaison a été effectué entre une simulation PSY2V4R4 (produit opérationnel MERCATOR-Océan au $1/12^\circ$ avec AD) et GLAZUR64 forcée par PSY2V4R4 à ses interfaces océaniques. Il s’avère que l’effet de la résolution est important, avec une amélioration de l’étendue de la zone de convection / mélange (figure 3.20) : La zone de maximum de couche de mélange calculée pour l’année 2012 avec PSY2V4R4 apparaît bien trop étendue par rapport aux données disponibles. Par contre, cet effet s’accompagne d’une baisse de production d’eau profonde, déjà insuffisant dans le modèle PSY2V4R4. Il semble que la variabilité méso-échelle de la configuration à HR limite l’intensité du mélange convectif par des phénomènes de restratification latérale¹⁸.

18. Ces travaux ont notamment été effectués et présentés dans le cadre du PPR (Projet en Partenariat Renforcé) LEFE-GMMC SIMED-2

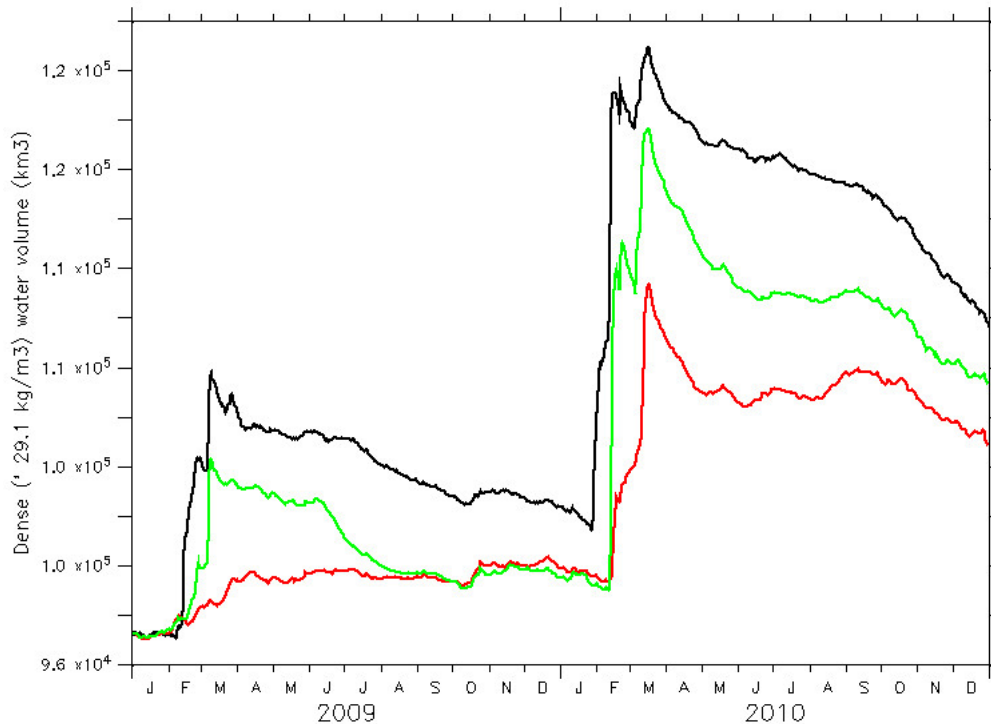


Figure 3.19 – Volume d’eau dense (29.1) calculé pour 2009 et 2010 sur tout le domaine GLAZUR64. Noir : MED12; rouge : GLAZUR64 forcé en bulk; vert : GLAZUR64 forcé en flux

3.3.3 Contrainte numérique

Bien qu’elle soit uniquement technique, cette contrainte reste omniprésente dans le dimensionnement des projets et des tâches que l’on peut se permettre d’envisager. Le monde de la recherche dispose chaque jour de moyens de calcul de plus en plus performants et puissants, mais la course à la HR suit de près cette courbe d’évolution. Ainsi, faire de nombreuses simulations avec un modèle à HR reste parfois problématique car toujours très gourmand en temps machine et temps humain.

Il n’est pas forcément nécessaire de plus développer cet argumentaire, cependant, quelques chiffres permettent de mieux se représenter ce que cela signifie : GLAZUR64 est une configuration NEMO au $1/64^\circ$ de la Méditerranée nord-occidentale qui calcule en chacun de ses points de grilles les variables principales océaniques ainsi que toute une série de grandeurs diagnostiques. La grille de GLAZUR64 possède 377 par 170 points sur l’horizontale pour 130 niveaux verticaux, ce qui donne un total de **8331700 points** à calculer à chaque pas de temps (en vérité un peu moins que cela car l’optimisation permet d’enlever un maximum de points ‘terre’ qui ne seront pas calculés). Une configuration standard de GLAZUR64 tourne à l’IDRIS¹⁹ qui fait partie du GENCI²⁰, avec 90 ou 120

19. IDRIS : Institut du développement et des ressources en informatique scientifique, <http://www.idris.fr/>

20. GENCI : Grand Effort National de Calcul Intensif.

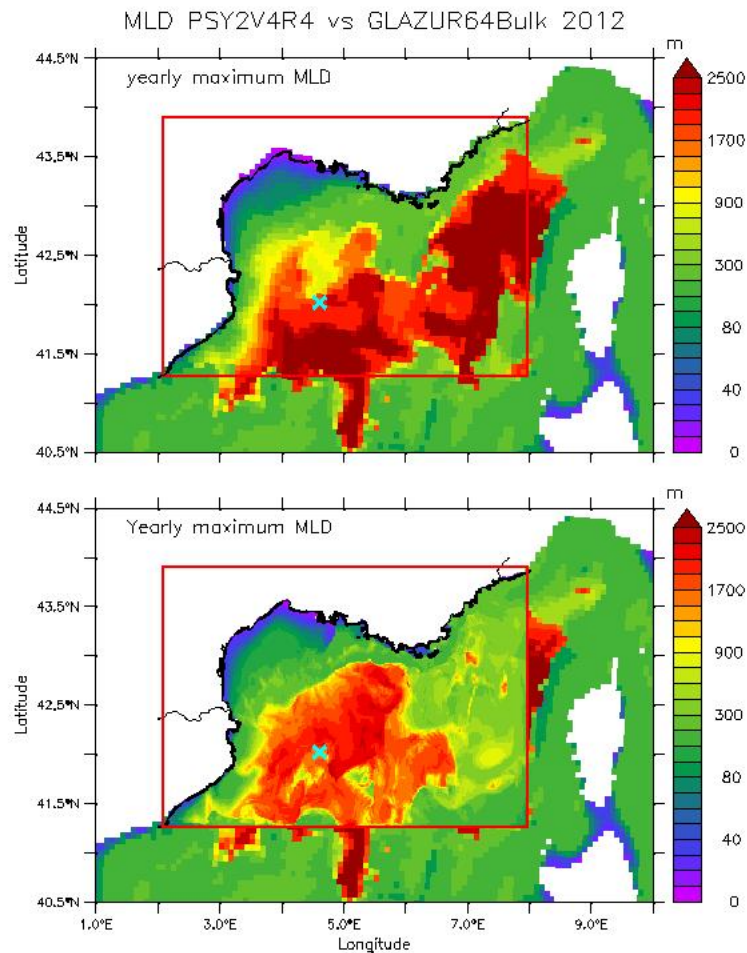


Figure 3.20 – Maximum de profondeur de couche de mélange (m) calculée sur l’année 2012 avec PSY2V4R4 (haut) et GLAZUR64 (bas). Le carré rouge représente la zone couverte par GLAZUR64, qui est forcé à ses OBC par PSY2V4R4.

processeurs. Le temps moyen d’exécution d’un job pour un an de simulation GLAZUR64 avec des sorties moyennes quotidiennes est de **6000h CPU**, ce qui est assez peu. Une augmentation de la fréquence des sorties peut cependant rapidement faire grimper ce chiffre. Le temps moyen d’exécution d’une simulation d’un an avec GLAZUR64 avec un zoom agrif en mode 2way comprenant à peu près autant de points que GLAZUR64 (zoom NIDOR192, cf section 4.3.1), avec des sorties moyennes quotidiennes est de **15000h CPU**. Pour finir, donnons une vision plus terre à terre de ces chiffres : **un an de simulation GLAZUR64** va mettre réellement (au sens humain) environ **5 jours** pour être effectuée et va générer un stockage de **80 Gb**. Le temps réel pourrait être moins bien sûr si la machine était entièrement dédiée à ce calcul, ce qui n’est jamais le cas, sauf quand on possède son propre cluster...Enfin, **6000h CPU** (donc ici un an de simulation avec GLAZUR64) a un coût estimé moyen de **250 euros**²¹. Ainsi, le simple rappel de ces quelques chiffres

21. On peut noter qu’en 2012, l’estimation INSU pour les machines GENCI donnait pour le même nombre d’heures un montant de 1680 euros

montre d'une part que le développement de configurations à HR peut être freiné par ces aspects techniques et que ces outils de production coûtant parfois cher²², leur utilisation se doit d'être faite en connaissance de cause.

3.4 Bilan de ces spécificités

A l'issue de ce chapitre et aux vues de la multiplication des travaux numériques utilisant de la HR dans les communautés scientifiques, il apparaît clairement que l'utilisation de configurations à HR est désormais incontournable, s'affirmant comme élément majeur des outils modernes de l'océanographie. Au delà de cette remarque générale, voici quelques conclusions issues des éléments évoqués précédemment :

- La possibilité de résoudre des échelles dynamiques de plus en plus fines grâce à la HR, ouvre de vastes perspectives en terme d'amélioration de la compréhension des processus à toutes les échelles : l'échelle résolue par la HR d'abord mais aussi les échelles plus grandes pour lesquelles on peut espérer avoir un réel impact positif via la génération de dynamique petite échelle se propageant dans la dynamique à plus BR.
- Les atouts de la HR en termes de simulation de processus à petites échelles et son adaptation à l'échelle de nombreux problèmes applicatifs sociétaux permettent à cette discipline d'émarger conjointement dans des domaines fondamentaux de la recherche académique et dans un contexte socio-économique plus large, raccourcissant ainsi la boucle recherche - développement - pouvoirs publics et grand public.
- D'un point de vue scientifique, les systèmes à HR restent perfectibles (hypothèses, forçages extérieurs) suivant l'utilisation souhaitée. Notamment, la question de la justification de l'emploi de modélisation à HR peut se poser. La HR peut en effet nécessiter une vision différente (et donc une paramétrisation différente) des configurations plus traditionnelles à plus BR. Ainsi, il semble important de faire la distinction entre la réelle HR qui demande une nouvelle interprétation des résultats produits, posant de nouvelles interrogations, et une HR qui se "cantonnerait" à délivrer une interpolation de résultats issus de calculs à plus BR, presque comme une sorte de zoom mais contenant finalement la même information (comme évoqué dans la section 3.3.1).
- Enfin, on peut noter que les systèmes à HR restent assez contraints techniquement (temps CPU, stockage, etc...) et leur dimensionnement est parfois tellement verrouillé par ces aspects qu'ils peuvent en perdre leurs avantages face à un système à plus BR, généralement moins gourmand. Mais ce problème tendant nettement à s'estomper avec l'augmentation rapide de la puissance des clusters, les configurations à HR devraient pouvoir gagner encore plus en facilité d'utilisation dans le futur.

22. sans parler aussi de leur coût pour la planète en terme d'émission de CO2...

Chapitre 4

Discussion générale et perspectives : des souris et des hommes

En partant d'une synthèse des travaux détaillés dans ce manuscrit, quelques réflexions et perspectives basées sur mes actuels et futurs projets de recherche sont données, relatives à la modélisation océanique à HR, l'AD et leurs utilisations respectives pour des projets applicatifs.

4.1 Synthèse des travaux exposés

Les études et problématiques évoquées dans ce document, reprenant les thèmes principaux sur lesquels j'ai pu travailler, se sont focalisés tout d'abord sur une technique de mise en œuvre d'un système d'AD, l'IAU, pour une configuration NEMO puis sur l'apport de l'AD multi-paramètres pour un modèle couplé physique-biogéochimique (NEMO-LOBSTER). Ensuite en prenant la mer Méditerranée comme zone d'étude privilégiée, différents atouts de la modélisation à HR ont été évoqués, tels que la capacité eddy resolving de ces configurations, l'apport en terme de guidage bathymétrique et l'amélioration de la simulation des échanges de masse d'eau entre la côte et le large. Deux exemples applicatifs ont aussi été détaillés, pour la prévision d'échouage de méduse et le transport de déchets flottants, montrant le fort intérêt des configurations numériques à HR dans ce type de projet. Quelques limitations telles que l'adéquation en résolution avec les forçages et les hypothèses simplificatrices telles que l'approximation hydrostatique ont aussi été discutées, sans omettre les contraintes techniques de ces configurations. Ainsi, les thèmes d'étude abordés dans ce manuscrit ont en commun l'utilisation de MO et d'AD, à la fois comme méthodologie pour répondre à des questionnements scientifiques, tout en cherchant à améliorer la qualité et la performance de ces approches modernes.

Concernant la MO à HR, il s'avère qu'elle s'impose petit à petit comme incontournable dans la panoplie des outils océanographiques du futur. Elle reste cependant très sensible à de nombreuses paramétrisations, ce qui est valable pour les modèles à plus BR, mais il semble que la multitude de processus non résolus devenant prépondérants à HR peut poser un problème encore plus vaste. Cet outil peut être vu comme perfectible à *l'infini*¹, mais pour autant, il est déjà capable de produire des masses d'informations d'excellente qualité, parfois encore sous-exploitées, pour améliorer notre connaissance du milieu océanique à différentes échelles. Pour ce qui est de l'AD, c'est aussi une discipline

1. Ce qui m'assure du travail jusqu'à mes 75 ans, l'âge de ma retraite ?

très pertinente et incontournable en géosciences. Ses différentes méthodologies associées peuvent toutefois souffrir elles-aussi d'un grand nombre de degrés de liberté, pouvant rendre parfois assez difficile l'exploitation des résultats produits. Cependant, la disponibilité croissante de données d'observations tend à montrer que l'AD permet de produire, grâce à un modèle numérique, un rendu incroyablement réaliste de l'océan en 4D². Parmi les exemples auxquels je pense, je souhaitais citer ici les réanalyses telles que GLORYS³ notamment, qui constituent à mon sens des bases de données océaniques très précieuses pour nous aider à mieux comprendre le fonctionnement et les évolutions de notre planète. Ces deux disciplines fortement complémentaires favorisent l'amélioration de nos connaissances fondamentales en océanographie via une boucle de rétroaction forte, constamment améliorée par l'augmentation du nombre d'observations disponibles. En parallèle, l'utilisation de ces deux disciplines pour des domaines applicatifs permet de perfectionner nos systèmes et nos connaissances tout en proposant des outils produisant des informations désormais utilisables par les décideurs et pouvoirs publics.

Les sections suivantes, s'appuyant sur mes projets de recherche actuels et sur les pistes futures vers lesquelles je m'oriente, proposent quelques discussions dans la continuité de ces constations : quelques pistes relatives aux problèmes de représentativité sont abordées puis plusieurs perspectives de travail sont évoquées portant sur de la modélisation à très HR, des méthodes innovantes d'AD notamment pour le côtier et des nouveaux développements pour des applications sociétales.

4.2 Quelques pièges de représentativité

Quelques éléments de discussion sur l'utilisation des configurations à HR par rapport à leur capacité de production d'information et des pistes pour améliorer cet aspect.

4.2.1 Si le modèle le dit...et les observations ?

Je commence cette partie par un rappel sur le piège classique dans lequel tombe le grand public, qui a l'excuse d'avoir en général une totale méconnaissance de la modélisation géophysique. Exprimé en termes très simples, disons que ce piège est simplement de croire que le modèle délivre la vérité. C'est tout simplement impossible bien sur, même si, et c'est là que la confusion s'explique, certains modèles peuvent être incroyablement proches, à un instant t , de la vérité terrain qu'ils sont sensés simuler. L'AD utilisant des observations, donc notre vérité terrain, favorise encore plus cette impression, par un passage exceptionnel modèle-observations à certains instants clés. Ainsi, il faudrait pouvoir rappeler systématiquement au public que ce ne sont que des simulations. Pour les experts, ce travers est plus complexe, mais il reflète parfois un manque de vision pluri-disciplinaire et pluri-outil.

Cette courte remarque a pour but principal de rappeler que sans observations in-situ ou de télédétections, la géophysique ne serait pas à son état d'avancement actuel. Pour la Méditerranée par exemple, la qualité des modélisations à HR a fortement augmenté ces dernières années grâce à un apport sans précédent de données d'observations in-situ (gliders, mouillages, instruments embarqués) et de télédétection océanique. L'organisation

2. 4D : 3D + Temps

3. Voir sur le site de Mercator-Océan, <https://www.mercator-ocean.fr/sciences-publications/glorys/>

de ces systèmes d'acquisition en réseau d'observation, tel que MOOSE par exemple, et en portail d'accès aux données, tel que MyOcean (www.myocean.eu/) et désormais copernicus (<http://www.marine.copernicus.eu/>), a fortement favorisé l'accès et donc la démocratisation de l'utilisation d'observations pour la validation et l'amélioration des simulations via notamment l'AD. Cette dernière remarque concernant l'accessibilité des données n'est pas anodine, car elle a permis à mon sens de réduire considérablement l'écart entre le monde des observateurs et des modélisateurs, écart qui a pu parfois freiner certaines avancées scientifiques.

Une illustration en ce sens, que l'on peut citer est le travail de thèse de J. Marmain [Marmain, 2013] pour lequel une méthode d'AD a été développée pour permettre d'améliorer la dynamique du CN dans une configuration à HR de la Méditerranée nord-occidentale. L'idée principale est de contrôler la frontière ouverte entrante du domaine à HR via l'intégration de données récoltées en aval de ce domaine par courantométrie HF⁴ [Marmain et al., 2014]. Outre l'originalité de la méthode proposée dans ce travail, on peut noter l'effort méthodologique de la fusion entre un modèle d'océan avancé et des données d'observations originales plutôt rarement utilisées dans ce but. L'utilisation des données courantométriques de radar HF n'est en effet pas extrêmement démocratisée pour l'AD, et bien que son utilisation augmente elle reste utilisée relativement modérément alors qu'elle présente des caractéristiques synoptiques et à HR imbattables pour les champs dynamiques de surface. Plus généralement, l'effort de fusion modèle-observations reste à mon sens une priorité pour le développement de notre discipline. Par rapport à cet aspect, je propose dans la section 4.4.2 un projet se basant sur l'utilisation des données radar HF pour une configuration emboîtée à HR.

4.2.2 Résolution effective : quel temps fera-t-il dans ma rue ?

Dans la continuité de la section précédente, le problème de l'exploitation de simulations à HR, ou dit autrement de la validité HR de l'information disponible, se doit aussi d'être posée, et on peut l'illustrer via un exemple de mise à disposition grand public. Sur le site MétéoFrance on peut regarder les prévisions pour des milliers de villages en France, mais parfois, ces villages ne sont distants que de quelques kilomètres seulement. La grille raffinée du modèle à HR AROME qui englobe la France a longtemps eu une résolution de 2.5 km, abaissée à 1.3 km depuis peu. Cela ne signifie pas qu'il n'est pas possible de donner ce type d'information, c'est à dire des prévisions pour des villages dont la distance peut être de l'ordre de la taille de discrétisation horizontale de la grille de calcul d'AROME. Par contre, cela signifie que la valeur de ces prévisions affichées est à un autre niveau de qualité que celle calculée par le modèle à sa résolution effective. En effet, seule une idée de la résolution effective du modèle peut permettre de délivrer une réelle validité sur la gamme de processus méso et sub-méso-échelles simulés par le modèle et les gradients associés. En revenant aux modèles océaniques, le groupe COMODO⁵ a travaillé sur cette quantification pour les modèles à HR. Dans [Marchesiello et al., 2011], il est montré que pour des modèles utilisant des schémas d'ordre élevés dissipatifs (tels que ROMS, NEMO pour l'océan ou WRF pour l'atmosphère), la résolution effective peut être estimée entre 5 et 10 fois la taille de la maille sur l'horizontale (on trouve parfois 7 dans la

4. Les données de radar HF courantométrique utilisées sont issues du réseau maintenu au MIO : <http://hfradar.univ-tln.fr/>

5. ANR COMODO, animée par L. Debreux ; www.comodo-ocean.fr/

littérature, ce qui équivaut à une valeur moyenne cohérente). Ce qui veut dire que pour un modèle océanique à résolution kilométrique, la gamme inférieure des processus qu'il peut réellement calculer est plus proche de 5 voire 10 km. Pour une configuration telle que GLAZUR64, cela explique que l'on obtient effectivement une bonne représentation des tourbillons de la région modélisée qui ont en moyenne une taille minimum de 10 km voire plus, par contre, il ne faut pas s'attendre à avoir une description dynamique tout aussi valide de processus à l'échelle kilométrique tels que des filaments ou des circulations très locales. Pour revenir à AROME, cela signifie donc que tout effet à l'échelle du kilomètre, dû par exemple à une orographie très marquée, ne pourra pas être correctement calculé. Ainsi, si les villages sont par exemple distants de 4 km mais séparés par une vallée, le modèle ne pourra pas prendre en compte l'écoulement dû à cette spécificité et pourtant, dans la réalité, le régime atmosphérique pourra effectivement être piloté par cet effet local. Ainsi, l'interpolation avec les points environnants peut donner deux valeurs différentes pour ces deux localisations mais cela ne sera pas vraiment pour les bonnes "raisons", c'est à dire pas à cause du processus dominant. Même si l'exemple de MétéoFrance est plutôt sans conséquence, la conclusion plus générale de tout cela est encore une fois une mise en garde sur la validité de la simulation par rapport à la capacité effective du modèle de calculer le processus souhaité.

4.2.3 Frontières ouvertes et bon voisinage...

Tout d'abord, comme évoqué dans la partie 3.3.1, il faut rappeler qu'on ne peut s'affranchir de la contrainte portée par les forçages extérieurs sur la solution intérieure à HR. Ce problème tend cependant à disparaître avec le fait que les modèles globaux, ou modèles de bassins, ainsi que les modèles atmosphériques tendent eux aussi à aller vers la HR. On peut citer à titre d'exemple la simulation NEMO au $1/60^\circ$ de l'Atlantique Nord effectuée par l'équipe MEOM du LGGE, une première mondiale en terme de simulation : 5 années de simulation forcée de manière réaliste, ayant toutefois nécessité 17 millions d'heures au centre IDRIS. Cette tendance permet d'aller vers une meilleure cohérence entre les "petits" et "grands" modèles. Ainsi, ce problème de saut d'échelle, qui peut parfois considérablement affaiblir l'intérêt d'une simulation à HR réaliste, tend à s'estomper de manière naturelle. Cet aspect reste cependant une réflexion clé à avoir dans tout processus de descente d'échelle : quel degré de cohérence minimum est-il nécessaire d'avoir en terme de physique et de paramétrisation entre ce qui va être donné aux interfaces d'un modèle à HR et la dynamique que l'on souhaite exploiter avec la configuration à HR ? Comme expliqué dans [Treguier, 2006] et [Auclair et al., 2006], il n'y a pas vraiment de réponse unique à cette question, mais certains aspects ont été évoqués dans la partie 3.3.1 et la piste du spectral nudging (nécessitant de l'AD) sera discutée dans la section 4.4.3. Cette difficulté est associée à la contrainte du ratio dans la descente d'échelles aux OBC : un ratio d'environ $1/3$ entre la résolution horizontale parent et enfant se dégage de plusieurs articles [Blayo and Debreu, 2005], bien qu'il n'y ait pas forcément de consensus absolu sur cet aspect, la fréquence temporelle de forçage par exemple pouvant être tout aussi déterminante. Par rapport à la majorité des travaux évoqués dans ce manuscrit, le ratio GLAZUR64 / PSY2V4R4 par exemple est d'environ $1/5$, sans pour autant poser de problèmes d'instabilités ou de fortes discontinuités aux frontières.

La contrainte qui semble émerger de ces réflexions est que toute configuration numérique océanique comportant des frontières ouvertes significatives doit être aussi évaluée en

fonction de la qualité du forçage océanique introduit aux OBC, ce qui n'est pas toujours le cas. Cette qualité de forçage peut s'exprimer, suivant la région concernée, en terme d'introduction de masses d'eaux (l'introduction d'eaux Atlantiques par Gibraltar dans un modèle de bassin de la Méditerranée reste un élément clé par exemple) ou de dynamiques introduites (par exemple pour une configuration telle que GLAZUR64 pour laquelle une introduction correcte du CN à sa frontière Est est cruciale). Le fait de respecter ces aspects garantira que l'exploitation scientifique des simulations effectuées n'est pas initialement biaisée.

En ce sens, dans le cadre de la thèse de C. Mazoyer⁶, une méthode originale est en phase de développement pour permettre de diagnostiquer la dépendance énergétique d'une zone en fonction de son voisinage. Sans rentrer dans les détails, ces calculs se font sur une base de comparaison entre l'énergie cinétique totale de la zone et une quantité énergétique calculée sur les faces du domaine, relative au gradient de pression dynamique. A terme, une des idées développées est de pouvoir quantifier la contrainte nécessaire à imposer à l'OBC pour les flux entrant et sortant. Mais cette démarche pourrait aussi évoluer vers un outil diagnostique permettant de mieux dimensionner et positionner un domaine par rapport à sa propre dynamique et la dynamique environnante.

4.3 Vers la très haute-résolution ?

Quelques perspectives actuelles de travail, relatives au développement de configurations à très HR.

4.3.1 Apport de la très haute-résolution

Dans le cadre de la thèse d'A. Declerck, nous avons l'opportunité de regarder cet aspect via la mise en place d'un zoom AGRIF en mode two-way⁷ dans la zone des îles d'Or et le long du littoral Varois. Ce zoom a été placé à cet endroit car cette zone constitue un point clé dans l'écoulement du CN le long des côtes. En effet, en amont de la zone, le CN en provenance de la mer Ligure longe la côte dépourvue de plateau continental, avec une orientation plutôt Sud-Ouest en terme de direction. Puis, au parage des îles d'Or, le CN va opérer un changement de cap, s'orientant globalement Ouest, dû à la bathymétrie des îles. Il ira ensuite s'appuyer contre le talus du golfe du lion, pour le suivre en direction du cap Creus (cf figure 3.1 pour une vision générale du trajet du CN dans la zone). Le changement de direction au niveau des îles d'Or ainsi que le présence d'une bathymétrie très accidentée favorise la naissance d'instabilités sous forme de méandres et tourbillons. La thèse de K. Guihou (2013) s'est notamment focalisée sur l'étude de cette dynamique instable montrant qu'une résolution d'ordre kilométrique était un prérequis nécessaire pour espérer simuler les méandres et tourbillons de manière réaliste et de façon plus ou moins phasée d'un point de vue spatio-temporel. Cependant, en terme de perspective, on peut légitimement se poser les questions suivantes : (i) si les instabilités du CN semblent correctement simulées à une résolution eddy-resolving pour la zone (i.e. à méso-échelle), la résolution d'échelles encore plus fine pourrait-elle apporter un éclairage nouveau sur

6. Je co-encadre la thèse de C. Mazoyer avec A. Molcard du MIO mais aussi avec C. Galusinski, professeur et directeur du laboratoire IMATH basé à l'université de Toulon (imath.fr).

7. Two-way : la dynamique générée dans la grille "enfant" influence aussi la dynamique de la grille "parent", contrairement au mode one-way pour lequel seule la dynamique "parent" influence le zoom.

la dynamique la région ? (ii) Quel pourrait être l'impact d'une dynamique simulée à sub-méso-échelle sur la dynamique méso-échelle ?

Pour répondre à ces questions, l'option d'une configuration AGRIF two-way a été choisie puisqu'elle permet numériquement non seulement de faire un zoom à très HR sur une zone mais aussi de propager l'information dynamique générée dans le zoom à l'extérieur, c'est à dire dans la configuration parent. La figure 4.1 représente l'emboîtement dynamique opéré dans GLAZUR64. La configuration enfant est appelée NIDOR192 pour Nesting Iles d'OR à $1/192^\circ$.

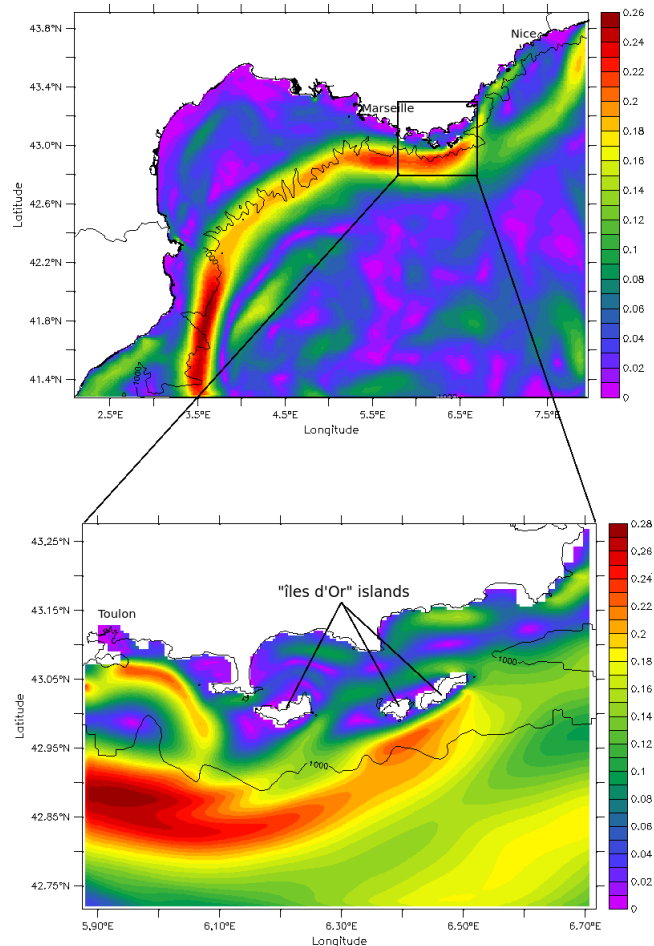


Figure 4.1 – Haut : domaine GLAZUR64. Bas : domaine du Zoom AGRIF NIDOR192.

La thèse n'étant pas soutenue, de nombreux résultats sont encore en phase de validation mais on peut d'ores et déjà donner certains commentaires :

- L'apport de la dynamique à très HR générée sur la petite zone de NIDOR192 ne bouleverse pas fondamentalement l'écoulement aval du CN, dans le domaine GLAZUR64. Cela peut nous conforter dans le fait que les processus d'instabilités du CN sont effectivement à dominante méso-échelle et donc simulés de manière assez satisfaisante par GLAZUR64. En effet, la figure 4.2 montre que le rayon de déformation de Rossby calculé à partir des simulations NIDOR192 pour le CN en hiver est de l'ordre de 7 km (ce qui est cohérent avec celui calculé avec les simulations GLAZUR64, figure 3.2), ce qui fait que GLAZUR64 ayant une résolution effective d'environ 8-9km est déjà bien dimensionné pour simuler correctement l'activité méso-échelle du NC.

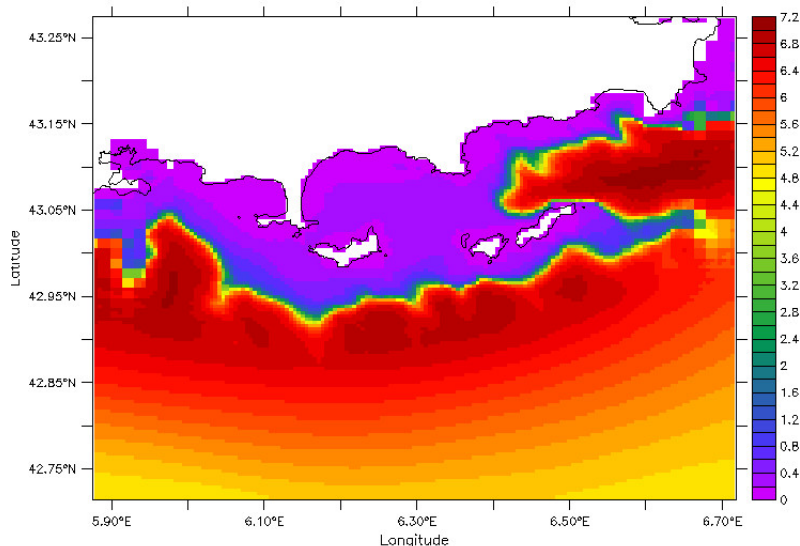


Figure 4.2 – *Rayon de déformation de Rossby (km) calculé sur la zone NIDOR192 pour l’hiver 2014.*

- La circulation côtière se trouve fortement modifiée par la très HR, ce qui n’est pas forcément surprenant, mais cette circulation implique notamment assez régulièrement une contribution du CN, via un détachement de branche secondaire passant entre les îles et la côte (cf. figure 4.3). Cet aspect montre bien combien le CN localement peut avoir une dynamique complexe à petite échelle d’échange avec les eaux côtières.

Un article visant à répondre à ces questions de manière plus précise est en revue actuellement pour *Ocean Dynamics*. Différentes problématiques, portant notamment sur la validité de différentes paramétrisations à HR dans NEMO sont encore à l’étude dans le cadre de la thèse d’A. Declerck qui devrait soutenir ses travaux en décembre 2016.

4.3.2 Apport des modèles non-hydrostatiques

Comme évoqué dans la section 3.3.2, l’utilisation de modèles de circulation en mode non-hydrostatique est une tendance grandissante notamment pour des travaux utilisant des configurations à très HR. A noter que certains modèles non-hydrostatiques ont été développés et sont utilisés depuis de nombreuses années, mais plutôt pour des études de processus et des configurations idéalisées (principalement pour des raisons de coût numérique). Les développements actuels effectués sur les modèles types OGCM à vocation ”applicative” et réaliste sont désormais multiples et visent encore assez souvent à répondre à des questions théoriques via des études de processus [Marshall et al., 1997; Auclair et al., 2011]. Peu de travaux ont actuellement permis d’invalider totalement les modèles hydrostatiques utilisés pour des études à très HR. Cependant on peut citer quelques travaux récents sur des processus identifiés qui montrent l’impact non négligeable de l’utilisation d’un modèle non-hydrostatique. Par exemple pour l’étude du cascading d’eau dense en mer d’Irmingier [Magaldi and Haine, 2015], il est montré que les champs de surface et le spectre d’énergie cinétique ne diffèrent pas significativement entre un modèle hydrostatique et non-hydrostatique (tous deux de résolution kilométrique) pour les processus d’échelles horizontales supérieures à 30 km. Cependant, pour les échelles inférieures à 30 km, il s’avère que le modèle non-hydrostatique sera significativement plus énergétique.

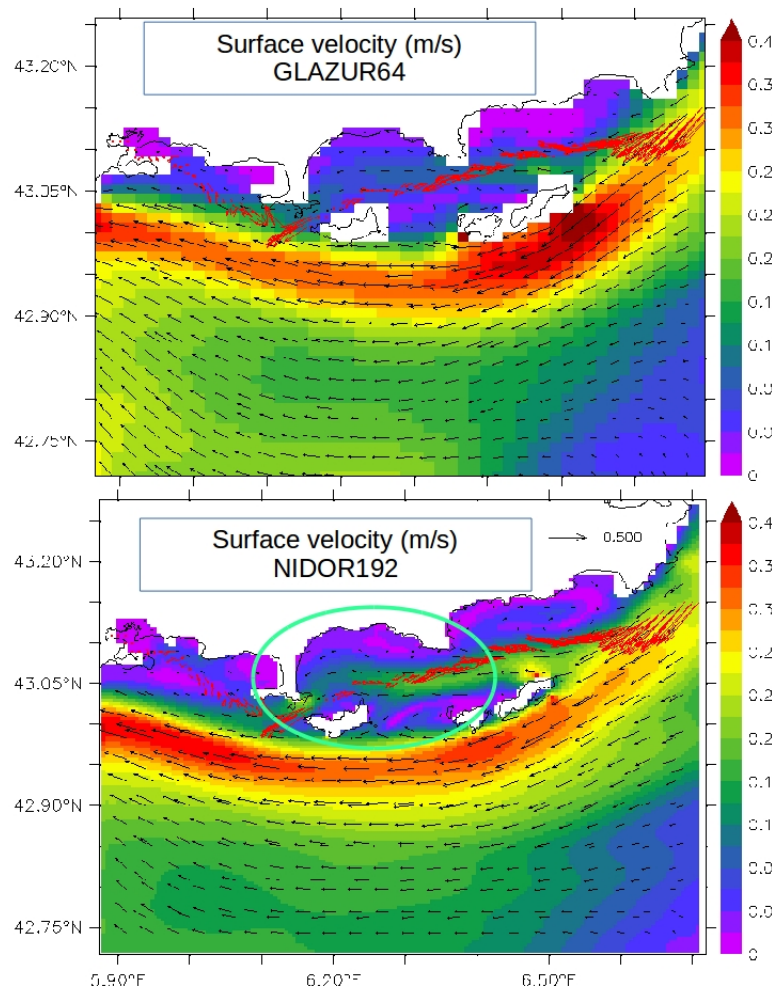


Figure 4.3 – Vitesse de surface simulée (m/s) pour le 24/10/2013. Haut : GLAZUR64 ; bas : NIDOR192. Cercle : intrusion d’une branche secondaire du CN dans la baie de hyères. Flèches rouges : courant de sub-surface mesuré par ADCP de coque (Thétys II R/V CNRS-INSU).

[Magaldi and Haine, 2015] attribuent cela à une modification de l’évolution et de la propagation d’ondes internes de gravité se propageant vers le large. Dans ce cas, les auteurs concluent que cette différence met en évidence une mauvaise représentation de l’énergie cinétique verticale dans le modèle hydrostatique, impliquant notamment un transfert imparfait des composantes géostrophiques turbulentes vers les ondes internes de gravité. Ce type de problématique est actuellement étudié par mes collègues P. Bouruet-Aubertot et Y. Cuypers (LOCEAN), avec lesquels j’ai collaboré pour la production de simulations à HR ad-hoc notamment via le projet LEFE-GMMC WATT(terminé en 2014).

Pour des études de processus côtiers réalistes, il semble que peu de personne ait encore réussi à démontrer le réel intérêt des modèles non-hydrostatiques. A l’heure actuelle, la plupart des OGCM paramétrés à très haute résolution ($< 1\text{km}$) pour des applica-

tions et études réalistes utilisent l'approximation hydrostatique ([Dufresne et al., 2014] par exemple), une des raisons étant le coût de calcul des modèles non-hydrostatiques. Le travail de la thèse en cours de C. Mazoyer cherche notamment à montrer les atouts et limitations de ce type de modèle classique mais à très HR, comparé à un modèle non-hydrostatique ad-hoc. Le modèle choisi ici est le MIT-gcm, qui a la possibilité de s'exécuter soit avec l'approximation hydrostatique soit en mode non-hydrostatique. La thèse de C. Mazoyer s'inscrit dans le projet multi-laboratoire de l'université de Toulon, PREVENT, qui vise pour une partie à mieux comprendre les échanges entre la rade de Toulon et le large, notamment pour l'étude de l'export de polluant chimiques. Pour servir ces aspects applicatifs tout en cherchant à répondre aux questions plus fondamentales évoquées précédemment sur les aspects hydrostatiques, une configuration MIT-gcm à environ 100 voire 50 m de résolution horizontale, en mode hydrostatique et non-hydrostatique sera développée. Ces travaux ayant débuté en novembre 2015, aucun résultat n'est présenté dans ce manuscrit.

Dans un registre connexe, les travaux issus de la thèse de J. Mansui ont montré l'accumulation assez systématique de déchets flottants sur les bords du CN, notamment le bord externe. Ce processus dynamique n'est pas bien résolu par des configurations classiques du type GLAZUR64. On peut ainsi raisonnablement se poser la question du besoin de résoudre et non pas paramétrer la vitesse verticale sur ces zones de dynamique frontale et donc utiliser une configuration non-hydrostatique.

4.3.3 Modèles couplés à l'interface air-mer

Couplage océan-atmosphère

Les modèles couplés océan-atmosphère sont de plus en plus nombreux à être développés dans les centres de recherche et les centres opérationnels. On peut citer parmi ces centres opérationnels européens les structures MétéoFrance, le MetOffice (UK) et l'ECMWF qui développent et utilisent d'ores et déjà avec un certain succès ce type de système, qui n'en reste pas moins assez lourd et complexe. De nombreux centres de recherches développent aussi ces systèmes, dans le cadre de travaux sur le réchauffement climatique notamment et des CMIP⁸.

Une des justifications du développement de modèles couplés réside dans le fait que le niveau de précision et de qualité atteint par certains modèles océaniques et atmosphériques actuels (notamment planétaires) a permis cette dernière décennie de pointer une de leur limitation : l'impossibilité de rétroaction dynamique océan-atmosphère. L'importance primordiale de ce couplage a été montrée pour des aspects relatifs à la variabilité naturelle du climat tels que la NAO⁹, mais aussi pour des phénomènes à moyenne échelle tels que la génération de cyclones dans l'atmosphère, le phénomène de mousson ou la convection océanique. A méso-échelle, les grands systèmes d'upwellings [Oerder et al., 2016] ou des phénomènes extrêmes tels que les épisodes Cévenols [Berthou et al., 2014] sont aussi des processus pour lesquels le couplage est très important notamment via la SST. Bien qu'à l'heure actuelle, les modèles couplés sont plutôt orientés grande et moyenne échelle, on peut imaginer l'intérêt d'un tel couplage pour des configurations côtières : par exemple, sur le littoral méditerranéen, l'orographie étant très marquée et les vents étant violents,

8. CMIP : Coupled Model Intercomparison Project, <http://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip/wgcm-cmip6>

9. NAO : North Atlantic Oscillation,

on peut imaginer que pour des événements de type tempête de mistral déclenchant des upwellings mais aussi provoquant une forte évaporation, une dynamique couplée air-mer pourrait apporter une amélioration des simulations de ce type de processus. Cependant, le travail de [Small et al., 2012] a montré que le couplage apportait principalement une réduction des flux de chaleur et du moment (via une réduction du stress) en surface uniquement, mais que l'impact restait relativement faible.

La réalisation de ce type de système à HR reste toutefois un challenge non-seulement par rapport à la compréhension des interactions océan-atmosphère à cette échelle mais aussi pour leur mise en œuvre numérique. Un exemple innovant de downscaling couplé océan-atmosphère est donné dans [Warner et al., 2010] avec le système COAWST (Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport), même si la validité d'un tel système pour tous ces compartiments reste très discutable.

Pour ma part, j'y vois une opportunité d'évoluer vers des modèles plus complets en terme de résolution de processus, puisque s'affranchissant de nombreuses paramétrisations à l'interface air-mer. Mais, dans le même temps ces systèmes tendent vers encore plus de complexité, de degrés de liberté et donc d'erreurs probables.

Couplage OGCM - modèle de vagues

L'interaction vague-courant, jusqu'à présent réservée à l'échelle littorale commence à être intégrée dans des études côtières et régionales, sous la forme de couplage d'OGCM avec des modèles donnant des états de mer tels que WW3¹⁰ par exemple. Les vagues affectent la couche mélangée océanique via au moins deux mécanismes distincts : (i) la vitesse résiduelle induite par le passage des vagues appelée la dérive de Stokes, (ii) la modification d'énergie cinétique turbulente par le déferlement des vagues dans les premières couches océaniques, modifiant ainsi le mélange vertical.

Le centre européen pour la prévision atmosphérique à moyen terme (ECMWF) est très présent sur cette thématique notamment dans le cadre du projet MyWave¹¹. Un groupe de travail de la communauté NEMO (NEMO-wave coupling group) se penche lui aussi dorénavant sur l'impact de l'état de mer sur les échanges à l'interface, via le couplage de modèle de vague avec NEMO. Leur plan de travail vise d'abord l'impact sur la grande échelle puis dans un deuxième sur la plus petite échelle. A l'échelle kilométrique, des travaux avec le système COAWST [Warner et al., 2010] ont été réalisés, et pour la France, la plateforme SURFEX visant à effectuer un couplage océan-atmosphère-vagues entre autre est en phase de développement. Il n'y a aucun doute de l'intégration de ce couplage de manière systématique pour les futurs modèles à HR. Le projet français CROCO¹² vise notamment à l'intégration de plusieurs compartiments, dont les vagues, dans une configuration côtière, pour l'instant fortement basée sur la version OGCM de ROMS-AGRIF.

Du point de vue de l'OGCM, l'enjeu général de ce type de couplage réside finalement lui aussi une fois de plus dans l'affranchissement d'un maximum de paramétrisation cachant des hypothèses de moins en moins valides au profit d'une véritable résolution via le calcul. Pour la configuration NIDOR192, je pense que ce type de couplage serait très intéressant à étudier, avec des mélanges verticaux et des dynamiques horizontales pouvant être effectivement modifiées par une prescription plus explicite du champ de vague.

10. WW3 : WaveWatch III est un modèle (spectral) de prévision d'état de mer développé par la NOAA.

11. <http://www.ecmwf.int/en/research/projects/mywave>

12. <http://www.romsagrif.org/index.php>

4.4 Méthodes innovantes d'assimilation de données

Quelques pistes intéressantes d'AD, notamment pour les configurations à HR.

4.4.1 Back and Forth Nudging

J'ai eu l'opportunité de co-encadrer la thèse de Giovanni Ruggiero [Ruggiero, 2014] qui a notamment travaillé sur l'application du Back and Forth Nudging pour les modèles d'océan. Une des idées fondatrices de l'application du BFN, avant de parler de son principe, est d'offrir un système d'assimilation plus léger que le variationnel en terme de mise en oeuvre notamment. Le principe est expliqué dans [Ruggiero, 2014] et [Ruggiero et al., 2015]. De manière très synthétique, cette méthode héritée, à la base, de l'approche du nudging a l'avantage par rapport au 4D-VAR, de ne pas nécessiter le codage du modèle adjoint et de posséder des propriétés de convergence relativement efficaces pour des cas académiques. Le principe consiste à ajouter aux équations d'état du système un terme de rappel proportionnel entre les observations et la quantité correspondante calculée par la résolution du système des équations d'état. Le BFN consiste à résoudre le nudging direct standard, puis en repartant de l'état final ainsi obtenu, à résoudre ce modèle de façon rétrograde avec le terme de rappel correspondant aux observations pour obtenir une nouvelle estimation de l'état initial. Ce système est itéré jusqu'à la convergence de l'état initial et ensuite on l'utilise pour effectuer une prévision. Pour l'océanographie, le BFN a pour l'instant été testé principalement pour une configuration NEMO académique mais il semblerait pertinent de réfléchir aux atouts du BFN dans le cadre d'expériences de modélisation réaliste. D'une manière générale en tout cas, le BFN pourrait être un atout quand à l'allègement (relatif) de la mise en oeuvre des systèmes d'AD pour les modèles d'océan.

4.4.2 Et pour les configurations côtières ?

La thèse de J. Marmain [Marmain, 2013] a montré la possibilité de l'optimisation des frontières ouvertes par AD pour des configurations à HR. Dans cette étude, une configuration régionale ROMS de la Méditerranée nord-occidentale a été utilisée et le contrôle par AD s'est effectué via une méthode ensembliste de rang réduit (EnPS). La méthodologie est similaire à celle détaillée par [Barth et al., 2011], qui visait à optimiser le vent pour un OGCM. Un des caractères innovant du projet, outre la méthodologie d'AD était d'utiliser des données courantométriques radar HF, acquises dans la zone du domaine modélisé et de s'en servir comme donnée principale pour optimiser les OBC et ainsi contraindre l'OGCM. Pour diverses raisons, ce travail n'a pas été poursuivi, mais il reste une piste très intéressante en particulier pour les zooms à HR ou le réalisme de la dynamique de surface est souvent un des aspects les plus recherchés, notamment pour les applications de transport de matériel passif.

Cependant, mon ressenti est que dans la course à l'océanographie côtière opérationnelle, l'enjeu relatif à l'AD pourrait ne pas porter nécessairement sur l'assimilation dans les configurations à très HR mais plutôt sur la poursuite de l'amélioration de l'AD pour les configurations régionales ou de bassin forçant celles-ci. Cette remarque vient de la constatation que la dépendance aux OBC pour une petite configuration côtière étant très forte, et que le nombre de processus mal résolus à HR étant encore important, la piste d'amélioration de la modélisation serait plus bénéfique à court-moyen terme que le développement et l'adaptation de techniques d'AD pour la HR ou la très HR. Cela ne signifie

bien sur pas qu'il ne faut pas y réfléchir et encore moins oublier l'énorme importance de la mise en place de systèmes d'observations côtiers actuels pour la validation et donc éventuellement l'assimilation de ces données dans les modèles. Je souhaite soumettre en ce sens le projet ACEED (Assimilation Côtière Et Emboîtement Dynamique) au LEFE-GMMC, pour pouvoir comparer différentes méthodes visant à utiliser l'assimilation de données radar HF courantométriques dans une configuration côtière à très HR. L'idée générale serait de comparer deux systèmes : (i) une configuration à HR avec AD et forcée aux OBC par une configuration régionale sans AD ; (ii) la même configuration à HR mais sans AD et forcée aux OBC par une configuration régionale avec AD utilisant des données de radar HF. La finalité pourrait être de montrer que des observations à l'échelle kilométrique sont plus efficaces pour contrôler un modèle régional qui lui-même forcerait une configuration côtière, plutôt que d'essayer de contrôler directement la configuration côtière et ainsi se placer dans une gamme d'échelle avec plus de processus non maîtrisés qui pourrait considérablement atténuer l'intérêt de l'AD et du système total en lui-même.

4.4.3 Un exemple innovant de technique de contrôle issue de l'AD : le spectral nudging

Le spectral nudging est une technique qui est notamment née des réflexions sur les problématiques avérées de forçage d'une configuration à HR par une configuration à plus BR dont nous avons parlé notamment dans les sections 3.3.1 et 4.2.3 : alors que la confiance accordée aux structures larges échelles forcées par la configuration BR est assez bonne (souvent notamment grâce à l'AD effectuée sur celle-ci), on souhaite aussi dans le même temps laisser la configuration HR la plus libre possible pour qu'elle puisse développer la dynamique de ses propres échelles [Ourmières et al., 2011]. C'est exactement l'idée générale du spectral nudging, qui va créer un incrément généré par les différences de dynamique grande échelle entre la configuration à BR et celle à HR et l'appliquer progressivement, via une fonction de poids dépendant du temps, sur les équations du mouvement et des champs de masse de la configuration à HR pendant le run d'analyse. La mise en oeuvre ici se fait cette fois aussi avec la technique de l'IAU [Ourmières et al., 2006] : une première simulation libre est effectuée pour les 2 configurations, on calcule l'incrément issue de la différence des 2 runs, puis on rejoue une simulation de la configuration à HR, forcée par l'incrément. Cette technique est appliquée à la configuration MARS3D-MENOR rendue opérationnelle dans le cadre du projet Prévimer¹³ et plus d'informations sur le système complet sont disponibles dans [Herbert et al., 2014].

Pour ma part, je pense que cette technique va tout à fait dans le bon sens vis à vis des questions soulevées dans la section précédente : quand il est question de contrôler par AD une configuration à HR, accorder plus de confiance à un forçage grande échelle tout en laissant un maximum de liberté la petite échelle me semble être une piste intéressante. Évidemment, cela implique une paramétrisation adéquate du modèle à HR. Ces réflexions rejoignent logiquement aussi les aspects discutés dans les sections 3.3.1 et 4.2.3, vis à vis de l'impact du forçage et du contrôle aux OBC pour les configurations à HR.

4.5 Les enjeux des applications sociétales

Quelques exemples de projets applicatifs en développement.

13. <http://www.previmer.org/>

4.5.1 Dérive de nappe de polluants

Pour les applications classiques de transport de surface, on peut citer la multitude de travaux effectués autour du développement d’outil pour le suivi de nappe de pétrole. Cette diversité montre aussi que le consensus sur l’approche à utiliser n’existe pas encore vraiment : entre les modèles de type applicatif tels que GNOME (NOAA) ou MOTHY (MétéoFrance / CEDRE) et les modèles recherches de type OSCAR (SINTEF) ou Sea-Track Web¹⁴, les choix de paramétrisation s’affrontent mais rien ne permet à l’heure actuelle de réellement faire émerger une approche plus qu’une autre. En effet, ces modèles sont souvent développés pour des régions océaniques données, pour des conditions et des durées de validité données. Ils intègrent généralement le courant de surface, issu d’un OGCM la plupart du temps, le vent, éventuellement le champ de vagues, et peut prendre en compte le type de produit pour mieux simuler sa dispersion et son mélange sur la verticale.

J’ai commencé une collaboration avec S. Angelliaume de l’ONERA, pour regarder et comparer quelques unes de ces approches pour des cas de dérive en mer Méditerranée et en mer de Norvège, en utilisant des données issues de campagnes commanditées par TOTAL. L’évaluation de la pertinence de chaque ”compartiment” (courant, vague, vent) est au cœur de nos préoccupations, avec un accent mis sur le type de configuration d’OGCM à utiliser pour ce genre d’application. En effet, à l’heure actuelle, les champs de courant utilisés sont souvent ceux récupérés de simulations classiques, qui n’avaient pas forcément vocation à représenter de manière très fine les 20 premiers centimètres de l’océan mais plutôt les premiers mètres, ce qui peut conduire à de fortes différences. Développer une paramétrisation pour les OGCM classiques, propre à ce type de d’application de surface est une de mes perspectives de travail.

Dans le même domaine, on peut encore citer la thèse de C. Mazoyer puisqu’elle vise aussi à mieux comprendre et simuler les exports / imports de matière et notamment de contaminants chimiques dans la grande rade de Toulon. Outre les challenges fondamentaux dans le développement d’une telle configuration (résolution horizontale visée ≈ 50 m), on peut envisager qu’un tel outil sera très pertinent pour simuler et éventuellement prévoir à court / moyen terme la dynamique de transport de matériel passif à petite échelle entre la petite rade de Toulon, la grande rade de Toulon et le large.

4.5.2 Indicateur biologique DCSMM

Dans le cadre d’un travail commandité par le ministère de l’environnement, visant à élaborer un indicateur basé sur les déchets ingérés par les tortues marines (Indicateur de bon état écologique, DCSMM) et d’un indicateur EcoQO (OSPAR), nous travaillons actuellement sur la corrélation entre les trajectoires des tortues marines et les lieux d’accumulation de déchets en mer Méditerranée (collaboration MIO-CEFE-AAMP-IFREMER). La méthode de travail est principalement basée sur de la modélisation numérique simulant l’accumulation de déchets virtuels et de la confrontation avec les données SAMM¹⁵ d’observations de déchets et de tortues. Ce projet est en cours mais un des résultats préliminaires (figure 4.4) permet de montrer que les travaux numériques effectués dans la thèse de J. Mansui semblent cohérents avec les observations en ce qui concerne les dé-

14. <https://stw-helcom.smhi.se/>

15. SAMM : Suivi Aérien de la Mégafaune Marine, observatoire pélagis, CNRS

chets. Il apparaît ainsi que faire le même type de statistique mais avec une configuration kilométrique apporterait sans doute beaucoup plus de précision sur le positionnement des structures à mésoéchelle et possiblement sur le positionnement des déchets. Quand à la corrélation avec la position des tortues, les travaux actuels ne sont pas du tout aboutis et je ne peux pas présenter de résultats sur la dynamique. Je peux cependant montrer un résultat très préliminaire montrant la bonne corrélation entre la SST modélisée par MED12 sur l'hiver 2012 et le positionnement des tortues. On voit que les tortues, originellement présentes en masse sur le Golfe du Lion, le long du CN et dans le centre du bassin, ont migré vers les zones à température minimum de 16 degrés, tout en restant assez proches des fronts. Ces fronts sont propices à l'accumulation de nourritures pour les tortues mais bien souvent aussi à l'accumulation de déchets (cf. section 3.2.4).

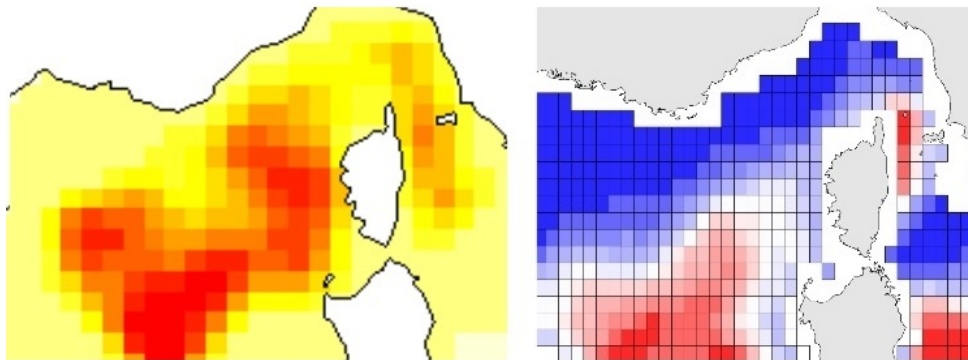


Figure 4.4 – *Comparaison entre la présence de déchets observés (données SAMM) pendant l'été 2012 (gauche) et la densité de déchets potentiellement accumulés (droite) sur la saison été, calculée via les travaux numériques de [Mansui et al., 2015]. Due à la méthode de comptage SAMM, l'échelle pour la figure de gauche n'est que purement qualitative : jaune signifie "pas à peu" de déchets observés et rouge "quelques à beaucoup d'objets". Quand à l'échelle de la figure de droite, rouge signifie accumulation probable, blanc : pas d'accumulation et bleu : les déchets ne résident pas dans cette zone (cf. figure 3.11).*

4.5.3 Besoins spécifiques associatifs, ONG, syndicats mixtes

En général, ce que le monde associatif, certaines ONG, et autres organismes de ce type recherchent en souhaitant travailler avec nous est la caution scientifique apportée par des experts du milieu concerné. J'estime que cette approche est un véritable atout pour le monde de la recherche, car ouvrir sur des perspectives applicatives permet aussi de justifier une partie des développements pour des enjeux à courts termes souvent ignorés dans les laboratoires publics. Certes, on peut à ce stade argumenter sur le rôle ou non des laboratoires publics d'intervenir dans ces domaines. Mais par expérience, je dirais que notre implication, plus ou moins forte, permet de garantir une rigueur scientifique minimum nécessaire à la production de conclusions qui seront utilisées par les décideurs locaux et qui auront donc potentiellement un réel impact à court terme sur l'environnement.

Dans ce cadre, je travaille depuis plusieurs années avec Surfrider Foundation Europe¹⁶ (SFE) qui est une ONG mondiale, chargée de la protection et de la mise en valeur des lacs, des rivières, de l'océan, des vagues et du littoral. Ces thématiques de travail, d'intervention et de sensibilisation portent entre autres sur les déchets aquatiques, l'impact du

16. www.surfrider.eu/

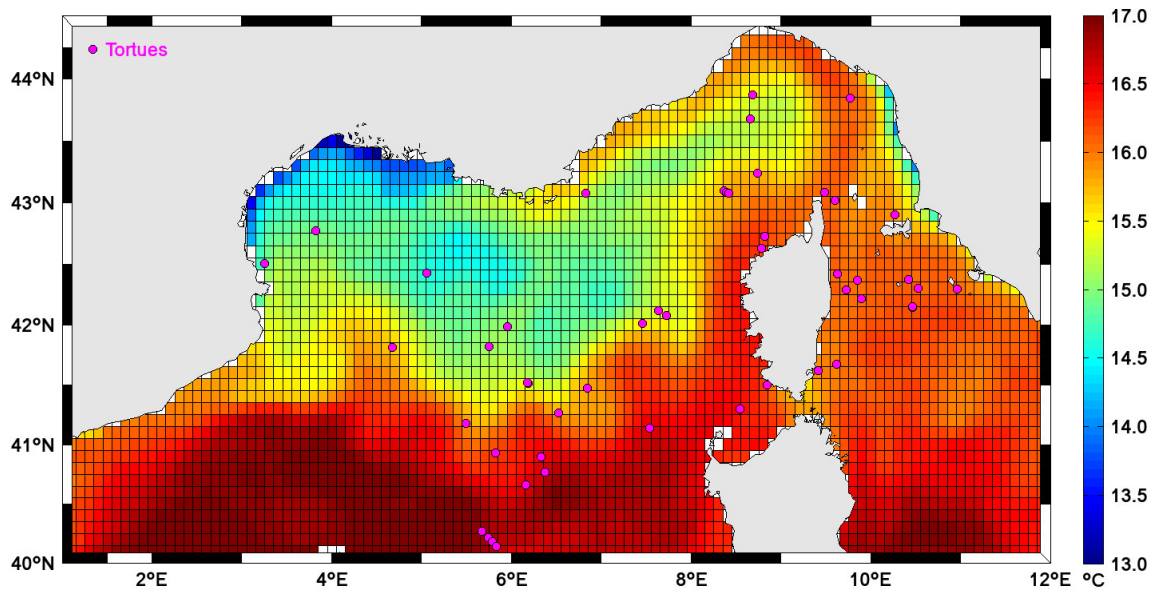


Figure 4.5 – *Points violets : position de tortues repérées pendant la campagne SAMM de l’hiver 2012; carte de fond : SST (°C) simulée par MED12, moyennée pendant la période de la campagne.*

trafic maritime, l’érosion due à l’urbanisation et la qualité de l’eau.

Dans le cadre du trafic maritime, SFE se porte partie civile systématiquement en cas de marée noire avérée dans les eaux territoriales européennes. Leurs juristes ont ainsi permis d’identifier et condamner plusieurs armateurs malgré une législation insuffisamment claire et peu contraignante pour les fautifs. Dans ce cadre, une des juristes m’a proposé d’envisager une collaboration et éventuellement une transmission de compétence pour l’utilisation de logiciel de dérive de type GNOME que nous utilisons. L’idée est de faire du back-tracking pour identifier les bateaux, et d’avoir ainsi un outil de lobbying sans valeur juridique mais démonstratif, rarement utilisé par l’état ou les parties civiles. Dans le cadre des déchets flottants, ils souhaiteraient aussi importer leur projet riverine-input¹⁷ au Var (le fleuve). Le projet actuellement mené dans la pays Basque vise à sensibiliser le public sur le trajet des déchets flottants le long de l’Adour jusqu’à leurs rejets à l’embouchure puis leurs parcours dans l’océan. L’approche combinée flotteurs géo-localisables et modélisation à HR serait envisagée.

Un autre exemple en ce sens est ma participation au conseil scientifique du GIPREB, qui est le syndicat mixte pour la restauration de l’étang de Berre, pour lequel j’occupe en tant qu’expert en modélisation. Les problématiques écologiques de l’étang de Berre sont fortement liées à l’installation de l’usine EDF de Saint-Chamas (au Nord-Est de l’étang), qui rejette de l’eau douce dans l’étang, ayant provoquée une baisse de la salinité de plus de 10 psu depuis la mise en service. Les membres du GIPREB n’ont eu pendant plusieurs années que des données de modélisation issues d’un bureau d’étude payé par EDF. Grâce à nos efforts, le GIPREB est maintenant doté d’un modèle TELEMAC autonome. J’encadre un stagiaire de Master 2 pour faire vivre ce modèle et j’ai participé au recrutement d’un nouveau chargé de mission scientifique, en ayant pris soin qu’il soit pertinent dans le domaine de la modélisation numérique. A terme, cela permettra au GIPREB d’avoir un poids plus fort face aux autres parties prenantes.

17. riverineinput.surfriderer.eu/

Chapitre 5

Enseignement

Ce très court chapitre relatif à mes enseignements mériterait d'être tout aussi long que le reste de ce document traitant de mes activités de recherche, puisque je suis enseignant-chercheur. Je passe donc en théorie la moitié de mon temps à enseigner, préparer mes cours et préparer des projets pédagogiques et encadrer des stages. La vérité est que cela prend parfois bien plus qu'un mi-temps. Cependant, ce document est calqué sur la manière d'évaluer les enseignants-chercheurs, c'est à dire sur leur capacité à faire de la recherche et très rarement, voire jamais sur leur capacité à être un enseignant pertinent. Et pourtant, c'est un travail tout aussi important et pour lequel la responsabilité, via la délivrance de diplômes par exemple, est grande. Je passerais donc rapidement sur ce chapitre en allant à l'essentiel, mais sans dénigrer cet aspect important de mon activité quotidienne.

5.1 Thématiques

Émergeant en section 37 du CNU (Météorologie, océanographie physique de l'environnement), j'estime avoir beaucoup de chance puisque mes enseignements, principalement regroupés en Licence 3, Master 1 et Master 2, sont tous plus ou moins effectivement connectés à la géoscience et à mes activités de recherche. Je donne des cours magistraux, TD et TP sur l'environnement marin d'un point de vue général (**océanographie générale descriptive, introduction à la biologie marine, système Terre-Océan-Atmosphère**), sur l'océanographie physique (**mécanique des fluides, océanographie dynamique, océanographie côtière, hydrodynamique des vagues et de la houle**), sur les outils de l'océanographie moderne (**outils numériques, modélisation océanique, assimilation de données, instrumentation in-situ, océanographie expérimentale**) ainsi que sur les **enjeux environnementaux**.

5.2 Responsabilité pédagogiques

J'ai la responsabilité du master 1 **physique et sciences de l'ingénieur** parcours **Physique et surveillance de l'environnement** à l'université de Toulon depuis 2012. Ce master 1 prépare les étudiants à travailler dans différents domaines de la géosciences avec une spécialisation en océanographie. Je suis par ailleurs référent du parcours Physique de la licence 3 physique-chimie depuis 2010. Ce dernier comporte un module orienté géosciences pour éveiller les étudiants aux sciences environnementales et les aiguiller éventuellement vers le Master. Je travaille en étroite collaboration avec le responsable du

parcours pour l'année Master 2, pour une meilleure coordination entre les 2 années. Ces efforts importants permettent depuis plusieurs années de fournir des étudiants pertinents à différents partenaires privés et publiques, pour les stages et pour des CCD/CDI par la suite. On peut citer notamment Véolia, MERCATOR-Océan, IFREMER, ACRI-St, CLS, Globocean, l'ADEME pour la partie ingénierie et grandes structures publiques, ainsi que différents laboratoires tels que le LOCEAN, LGGE, LSCE pour la partie recherche via des poursuites de thèse. Nous avons aussi un certain nombre d'étudiants qui ont poursuivi en thèse au MIO, ce qui s'avère être une véritable valeur ajoutée car l'équipe encadrante connaît ainsi parfaitement la formation des thésitifs et ces derniers sont déjà très à l'aise avec les outils, les spécialités et l'environnement du laboratoire.

J'encadre par ailleurs un nombre important d'étudiants en stage pour des durées plus ou moins longues. J'ai par exemple dirigé pour l'année scolaire 2014-2015 un projet avec 6 étudiants de Master 1 sur la thématique des déchets flottants : une partie du groupe a travaillé sur la corrélation des arrivées de déchets sur les plages avec les conditions de vent et de vagues, se basant sur une étude menée par eux-mêmes sur le terrain, à l'aide de relevés de plages effectués pendant plusieurs mois ainsi que sur des sorties de modèles MétéoFrance pour l'atmosphère et WW3 pour les vagues. L'autre partie du groupe a travaillé avec la configuration NEMO NIDOR192 paramétrée pour la zone d'étude et un logiciel d'advection de particules (ICHTHYOP) pour simuler les échouages et identifier les sources éventuelles dans la région. J'ai aussi dirigé sur l'année scolaire 2015-2016, un projet avec 5 étudiants de Master 1, visant à dépouiller et exploiter les données acquises pendant les campagnes en mer effectuées dans le cadre de mon projet CADOR et les confronter à des simulations numériques. Leur projet, calqué sur CADOR, visait à cartographier les trajets des déchets flottants dans la baie de Hyères pour différentes conditions météorologiques, en utilisant des flotteurs géolocalisables pour représenter la dérive des déchets. Ces exemples illustrent, je pense, l'importance et la réelle complémentarité que la partie enseignement peut apporter à la partie recherche du métier d'enseignant-chercheur. Cette synergie, nécessitant des efforts constants, est à mon sens un des piliers pouvant garantir un réel transfert du monde de la recherche vers l'université et ainsi une incitation des étudiants à se tourner vers des métiers incluant une part de recherche ou recherche et développement.

5.3 Perspectives

L'époque actuelle permet peu d'optimisme quand aux formations universitaires scientifiques, affaiblies à la fois par la désaffection des jeunes pour la science et par la multiplication des écoles d'ingénieurs. Cependant, il me semble important de continuer à essayer de faire perdurer le type de formation au niveau Master pour 2 raisons : la première est que nous sommes finalement plutôt bien placés, de fait, pour connaître les lacunes des jeunes Master 2 / ingénieurs océanographes arrivant en thèse et aussi dans les entreprises privées puisque nous travaillons aussi avec ces structures dans nos projets. Cela nous permet d'avoir une boucle de rétroaction assez courte aidant à l'amélioration de la pertinence de la formation. La deuxième est que ce type de formation permet d'intégrer rapidement les dernières avancées de la recherche, n'étant pas une grosse machine mais plutôt une formation à taille humaine avec une inertie réduite et, pour l'instant tout du moins, une certaine latitude quand aux contenus des enseignements.

Bibliographie

- Alhammoud, B., Beranger, K., Mortier, L., Crepon, M., and Dekeyser, Y. (2005). Surface circulation of the levantine basin : comparison of model results with observations. *Progress in Oceanography*, 66(2-4) :299–320. pas lu.
- Anderson, D., Sheinbaum, J., and Haines, K. (1996). Data assimilation in ocean models. *Rep. Prog. Phys.*, 59 :1209–1266.
- Auclair, F., Estournel, C., Floor, J., Herrmann, M., Nguyen, C., and Marsaleix, P. (2011). A non-hydrostatic algorithm for free-surface ocean modelling. *Ocean Modelling*, 36(1-2) :49–70.
- Auclair, F., Estournel, C., Marsaleix, P., and Pairaud, I. (2006). On coastal ocean embedded modeling. *Geophys. Res. Lett.*, 33 :L14602.
- Barrier, N., Ourmieres, Y., and Petrenko, A. (2016). Strong intrusions of the northern mediterranean current on the eastern gulf of lion : insights from in-situ observations and high resolution numerical modelling. *Ocean Dyn.*, 66 :313–327.
- Barth, A., Alvera-Azcárate, A., Beckers, J.-M., Staneva, J., Stanev, E. V., and Schulz-Stellenfleth, J. (2011). Correcting surface winds by assimilating high-frequency radar surface currents in the german bight. *Ocean Dynamics*, 61(5) :599–610.
- Benkiran, M. and Greiner, E. (2008). Impact of the incremental analysis updates on a real-time system of the north atlantic ocean. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(11) :2055–2073.
- Beranger, K., Drillet, Y., Houssais, M.-N., Testor, P., Bourdalle-Badie, R., Alhammoud, B., Bozec, A., Mortier, L., Bouruet-Aubertot, P., and Crepon, M. (2010). Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the mediterranean sea. *J. of Geophys. Res.*, 115 :C12041.
- Berline, L., Brankart, J., Brasseur, P., Ourmières, Y., and Verron, J. (2007). Improving the physics of a coupled physical-biogeochemical model of the north atlantic through data assimilation : impact on the ecosystem. *J. Mar. Syst.*, 64(1-4) :153–172.
- Berline, L., Zakardjian, B., Molcard, A., Ourmières, Y., and Guihou, K. (2013). Modeling jellyfish pelagia noctiluca transport and stranding in the ligurian sea. *Mar. Pol. Bul.*, 70 (1-2) :90–99.
- Berthou, S., Mailler, S., Drobinski, P., Arsouze, T., Bastin, S., Béranger, K., and Lebeaupin-Brossier, C. (2014). Sensitivity of an intense rain event between atmosphere-only and atmosphere–ocean regional coupled models : 19 september 1996. *Quart. J. of the Roy. Met. Soc.*

- Beuvier, J., é ranger, K., Brossier, C. L., Somot, S., Sevault, F., Drillet, Y., Bourdalle-Badie, R., Ferry, N., and Lyard, F. (2012). Spreading of the western mediterranean deep water after winter 2005 : Time scales and deep cyclone transport. *Journal of Geophysical Research*, 117 :26.
- Blayo, E. and Debreu, L. (2005). Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables. *Ocean Modelling*, 9(3) :231–252.
- Bloom, S., Takacs, L., DaSilva, A. M., and Levina, D. (1996). Data assimilation using incremental analysis updates. *Monthly Weather Review*, 124 :1256–1271.
- Bourras, D., Branger, H., Reverdin, G., Marié, L., Cambra, R., Baggio, L., Caudoux, C., Caudal, G., Morisset, S., Geyskens, N., Weill, A., and Hauser, D. (2014). A new platform for the determination of air–sea fluxes (ocarina) : Overview and first results. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(5) :1043–1062.
- Béal, D., Brasseur, P., Brankart, J.-M., Ourmières, Y., and Verron, J. (2010). Characterization of mixing errors in a coupled physical biogeochemical model of the north atlantic : implications for nonlinear estimation using gaussian anamorphosis. *Ocean Sci.*, 6 :247–262.
- Cailleau, S., Chanut, J., Lellouche, J.-M., Levier, B., Maraldi, C., Refray, G., and Sotillo, M. (2012). Towards a regional ocean forecasting system for the ibi (iberia-biscay-ireland area) : developments and improvements within the ecoop project framework. *Ocean Sci.*, 8 :143–159. read.
- Doron, M., Brasseur, P., and Brankart, J.-M. (2011). Stochastic estimation of biogeochemical parameters of a 3d ocean coupled physical-biogeochemical model : twin experiments. *Journal of Marine Systems*, 87 :194–207.
- Doron, M., P. Brasseur, J.-M. B., Losa, S. N., and Melet, A. (2013). Stochastic estimation of biogeochemical parameters from globcolour ocean colour satellite data in a north atlantic 3d ocean coupled physical-biogeochemical model. *Journal of Marine Systems*, 117-118 :81–95.
- Duchez, A., Verron, J., Brankart, J.-M., Ourmières, Y., and Fraumié, P. (2012). Monitoring of the northern current in the gulf of lions with an observing system simulation experiment. *Scientia Marina*, 76(3) :441–453.
- Dufresne, C., Duffa, C., and Rey, V. (2014). Wind-forced circulation model and water exchanges through the channel in the bay of toulon. *Ocean Dyn.*, 64 :209–224.
- Echevin, V., Crepon, M., and Mortier, L. (2003). Simulations and analysis of the mesoscale circulation in the northwestern mediterranean sea. *Annales Geophysicae*, 21 :281–297.
- Estournel, C., Auclair, F., Lux, M., Nguyen, C., and Marsaleix, P. (2009). Scale oriented embedded modeling of the north-western mediterranean in the frame of mfstep. *OCEAN SCIENCE*, 5(2) :73–90.
- Ferraris, M., Berline, L., Lombard, F., Guidi, L., Elineau, A., Mendoza-Vera, M., Lilley, M., Taillandier, V., and Gorsky, G. (2012). Distribution of pelagia noctiluca (cnidaria, scyphozoa) in the ligurian sea (nw mediterranean sea). *Journal of Plankton Research*, sous presse.

- Ferry, N., Parent, L., Garric, G., Barnier, B., Jourdain, N. C., and the Mercator Ocean team. (2010). Mercator global eddy permitting ocean reanalysis glorys1v1 : Description and results. *Mercator Ocean Quaterly Newsletter*, 36 :15–27.
- Fontana, C., Brasseur, P., and Brankart, J.-M. (2013). Toward a multivariate reanalysis of the north atlantic ocean biogeochemistry during 1998-2006 based on the assimilation of seawifs chlorophyll data. *ocean science*, 9 :37–56.
- Gatti, J. (2008). *Intrusions du Courant Nord Mediterranéen sur la partie Est du plateau continental du Golfe du Lion*. PhD thesis, Laboratoire d’Oceanologie Physique et Biogeochimique (LOPB), France.
- Guihou, K. (2013). *Etude de la dynamique du Courant Nord au large de Toulon, à l’aide de modèle, observations in-situ et données Satellites*. PhD thesis, Université de Toulon.
- Guihou, K., J.Marmain, Y.Ourmières, A.Molcard, B.Zakardjian, and P.Forget (2013). A case study of the mesoscale dynamics in the north-western mediterranean sea : a combined data–model approach. *Ocean Dyn.*, 63 :793–808.
- Herbert, G., Garreau, P., Garnier, P., Dumas, F., Cailleau, S., Chanut, J., Levier, B., and Aznar, R. (2014). Downscaling from oceanic global circulation model towards regional and coastal model using spectral nudging techniques : application to the mediterranean sea and ibi area models. *Mercator Ocean - Quaterly Newsletter*, 49 :44–58.
- Juza, M., Mourre, B., Lellouche, J.-M., Tonani, M., and Tintore, J. (2015). From basin to sub-basin scale assessment and intercomparison of numerical simulations in the western mediterranean sea. *Journal of Marine Systems*, 149 :36–49.
- Langlais, C. (2007). *Etude de la variabilite interannuelle des echanges cote-large : simulation haute resolution de la dynamique du Golfe du Lion*. PhD thesis, Laboratoire de Sondages Electromagnetiques de l’Environnement Terrestre.
- Langlais, C., Barnier, B., Molines, J., Fraunié, P., Jacob, D., and Kotlarski, S. (2009). Evaluation of a dynamically downscaled atmospheric reanalyse in the prospect of forcing long term simulations of the ocean circulation in the gulf of lions. *Ocean Modelling*, 30(4) :270 – 286.
- Lazar, A., Madec, G., and Delecluse, P. (1999). The deep interior downwelling, the veronis effect, and mesoscale tracer transport parameterizations in an ogcm. *Journal Of Physical Oceanography*, 29(11) :2945–2961.
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Deltel, C., and Drobinski, P. (2011). The mediterranean response to different space-time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modelling*, 36(1-2) :1–25.
- Lebeaupin-Brossier, C., Béranger, K., and Drobinski, P. (2012). Sensitivity of the northwestern mediterranean sea coastal and thermohaline circulations simulated by the 1/12-resolution ocean model nemo-med12 to the spatial and temporal resolution of atmospheric forcing. *Ocean Modelling*, 43-44 :94–107.
- Lebeaupin-Brossier, C., Ducrocq, V., and Giordani, H. (2009). Effects of the air-sea coupling time frequency on the ocean response during Mediterranean intense events. *OCEAN DYNAMICS*, 59(4) :539–549.

- Lellouche, J.-M., Le Galloudec, O., Drevillon, M., Regnier, C., Greiner, E., Garric, G., Ferry, N., Desportes, C., Testut, C.-E., Bricaud, C., Bourdalle-Badie, R., Tranchant, B., Benkiran, M. Drillet, Y., Daudin, A., and De Nicola, C. (2013). Evaluation of global monitoring and forecasting systems at mercator océan. *ocean Science*, 9 :57–81.
- Lett, C., Verley, P., Mullon, C., Parada, C., Brochier, T., Penven, P., and Blanke, B. (2008). A lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics. *Environmental Modelling & Software*, 23(9) :1210 – 1214.
- Lévy, M., Krémur, A. S., and Mémerly, L. (2005). Description of the lobster biogeochemical model implemented in the opa system. Technical report, IPSL/LOCEAN.
- Magaldi, M. and Haine, T. (2015). Hydrostatic and non-hydrostatic simulations of dense waters cascading off a shelf : The east greenland case. *Deep Sea Research I*, 96 :89–104.
- Mansui, J., Molcard, A., and Ourmieres, Y. (2015). Modeling the transport and accumulation of floating marine debris in the mediterranean basin. *Marine Pollution Bulletin*, 91(1) :249–257.
- Marchesiello, P., Capet, X., Menkes, C., and Kennan, S. (2011). submesoscale dynamics in tropical instability waves. *Ocean Modelling*, 39 :31–46.
- Marmain, J. (2013). *Circulation côtière en Méditerranée Nord Occidentale : courantométrie par radar HF et couplage avec un modèle numérique*. PhD thesis, Université de Toulon.
- Marmain, J., Molcard, A., Forget, P., Barth, A., and Ourmières, Y. (2014). Assimilation of hf radar surface currents to optimize forcing in the northwestern mediterranean sea. *Nonlin. Processes Geophys.*, 21 :659–675.
- Marshall, J., Hill, C., Perelman, L., and Adcroft, A. (1997). Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling. *J. of Geophys. Res.*, 102(C03) :5733–5752.
- Oerder, V., Colas, F., Echevin, V., Masson, S., Hourdin, C., Jullien, S., Madec, G., and Lemarié, F. (2016). Mesoscale sst–wind stress coupling in the peru–chile current system : Which mechanisms drive its seasonal variability? *Climate Dynamics*, pages 1–22.
- Ourmières, Y., Brankart, J., Berline, L., Brasseur, P., and Verron, J. (2006). Incremental analysis update implementation into a sequential ocean data assimilation system. *J. of Atmospheric and Oceanic Technologies*, 23(12) :1729–1744.
- Ourmières, Y., Brasseur, P., Levy, M., Brankart, J.-M., and Verron, J. (2009). On the key role of nutrient data to constrain a coupled physical-biogeochemical assimilative model of the north atlantic ocean, journal of marine systems. *J. Mar. Syst.*, 5(1-2) :100–115.
- Ourmières, Y. and Chaplin, J. (2004). Visualizations of the wave-induced boundary layer flow above a rippled bed. *Experiments in Fluids*, 36(6) :908–918.
- Ourmières, Y. and Mouazé, D. (2007). Wave-induced boundary layer flows over a flat and rippled bed. *Journal of Hydraulics Research*, 45(2).

- Ourmières, Y., Zakardjian, B., Béranger, K., and Langlais, C. (2011). Assessment of a nemo-based downscaling experiment for the north western mediterranean region : impacts on the northern current and comparison with adcp data and altimetry products. *Ocean Modelling*, 39 :386–404.
- Peng, S., Li, Y., and Xie, L. (2013). Adjusting the wind stress drag coefficient in storm surge forecasting using an adjoint technique. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30 :590–608.
- Petrenko, A., Dufau, C., and Estournel, C. (2008). Barotropic eastward currents in the western gulf of lion, north-western mediterranean sea, during stratified conditions. *Journal Of Marine Systems*, 74 :406–428.
- Pham, D. T., Verron, J., and Roubaud, M. C. (1998). A singular evolutive extended kalman filter for data assimilation in oceanography. *Journal Of Marine Systems*, 16 :323–340.
- Polavarapu, S., Ren, S., Clayton, A. M., Sankey, D., and Rochon, Y. (2004). On the relationship between incremental analysis updating and incremental digital filtering. *Monthly Weather Review*, 132 :2495–2502.
- Ruggiero, G. (2014). *Une étude comparative de méthodes d’assimilation de données pour les modèles océaniques*. PhD thesis, ED SFA, Université de Nice Sophia Antipolis.
- Ruggiero, G., Ourmieres, Y., Cosme, E., Blum, J., Auroux, D., and Verron, J. (2015). Data assimilation experiments using the diffusive back and forth nudging for the nemo ocean model. *Nonlin. Processes Geophys.*, 22 :233–248.
- Schaeffer, A., Garreau, P., Molcard, A., Fraunié, P., and Seity, Y. (2011). Influence of high-resolution wind forcing on hydrodynamic modeling of the gulf of lions. *Ocean Dyn.*, 61(11) :1823–1844.
- Small, R., Carniel, S., Campbell, T., Teixeira, J., and Allard, R. (2012). The response of the ligurian and tyrrhenian seas to a summer mistral event : A coupled atmosphere–ocean approach. *Ocean Modelling*, 48 :30–44.
- Taillandier, V., Echevin, V., Mortier, L., and Devenon, J.-L. (2009). Controlling the open ocean forcing of baroclinic coastal jets with a 4d-var method. *Dynamics Of Atmospheres And Oceans*, 48 :155–174.
- Treguier, A.-M. (2006). *Ocean Weather Forecasting. Models of the ocean : which ocean ?*, chapter 3. Springer. pas lu.
- Warner, J., Armstrong, B., Huoying, H., and J., Z. (2010). Development of a coupled ocean–atmosphere–wave–sediment transport (coawst) modeling system. *Ocean Modelling*, 35(3) :230–244.

Annexe A

Résumé des configurations principales

Les 4 configurations résumées sur la page suivante sont des configurations utilisées de manière récurrente dans mes travaux et donc logiquement évoquées très souvent dans ce manuscrit. Ces configurations sont toutes basées sur le code NEMO, mais pas forcément sur la même version du code. Loin de donner une vision complète de chaque configuration, j'ai simplement repris dans le tableau ci-dessous, les points importants permettant de mieux appréhender ce manuscrit.

Configuration	MED12	PSY2V4R4	GLAZUR64	NIDOR192
Résolution horizontale (degré)	1/12	1/12	1/64	1/192
Nb de niveaux verticaux (Z)	50 ou 75 suivant version	75	130	130
Forçages atmosphériques	ECMWF (50 km / 3h)	ECMWF	ARPEGE (MétéoFrance, 9x9km, 3h)	ARPEGE
OBC	Gibraltar : Climatology	PSY3V3R3	PSY2V4R4	GLAZUR64
Assimilation de données	non	oui	non	non
Emprise	Bassin Méditerranéen	Atlantique Nord et bassin Méditerranéen	Méditerranée Nord-Occidentale	Littoral varois
Référence	[Beuvier et al., 2012]	[Lellouche et al., 2013]	[Ourmières et al., 2011]	Declerck et al., soumis à Ocean Modelling

Annexe B

Liste des publications

1. Ourmieres Y., Mansui J., Declerck A. and Molcard A. On the challenging combination of in-situ and modeling data for understanding the fate of coastal floating debris : the case of the iles d'or islands area. *In prep for Mar. Pol. Bull.*
2. Declerck A., Ourmieres Y. and Molcard A. Assessment of the coastal dynamics in a nested zoom and feedback on the boundary current : the North-Western Mediterranean case. *Ocean Dynamics*, *en révision*.
3. Langlais C., Barnier B., Ourmieres Y. and Molines J.-M. Impact of intra-diurnal variations of air-sea fluxes on the ocean stratification simulated by a high-resolution ocean model in the Gulf of Lions. *Ocean Modelling*, *en révision*.
4. Mansui J. , Molcard A., Ourmières Y., Galgani F. and Poitou I. Transport of floating marine litter along the French Riviera. *Journal of Oceanography*, *soumis*.
5. Barrier N, Ourmieres Y. and Petrenko A. Intrusions of the Northern Mediterranean Current on the eastern Gulf of Lion : insights from in-situ observations and high resolution numerical modelling. *Ocean Dynamics*, 66(3), p 313-327, 2016.
6. Mansui, J., Molcard, A., Ourmieres, Y. Modeling the transport and accumulation of floating marine debris in the Mediterranean basin. *Mar. Pol. Bull*, 91(1), 249-257, 2015.
7. Ruggiero, G.A., Ourmieres, Y., Cosme, E., Blum, J., Auroux, D. and Verron, J. Data Assimilation Experiments using the Diffusive Back and Forth Nudging for the NEMO ocean model. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 22, p 233-248, 2015.
8. J. Marmain, A. Molcard, P. Forget, A. Barth, and Y. Ourmières. Assimilation of HF radar surface currents to optimize forcing in the northwestern Mediterranean Sea. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 21, 659–675, 2014.
9. K. Guihou, J.Marmain, Y.Ourmières, A.Molcard, B.Zakardjian and P.Forget. A case study of the mesoscale dynamics in the North-Western Mediterranean Sea : a combined data–model approach. *Ocean Dynamics*, 63, 793-808, 2013.
10. L. Berline, B. Zakardjian, A. Molcard, Y. Ourmières and K. Guihou. Modeling jellyfish *Pelagia noctiluca* transport and stranding in the Ligurian Sea. *Mar. Pol. Bul.*, 70 (1-2), 90-99, 2013.
11. A. Duchez, J. Verron, J.-M. Brankart, Y. Ourmières, P. Fraunié. Monitoring of the Northern Current in the Gulf of Lions with an observing system simulation experiment. *Scientia Marina*, 76(3), 441-453, 2012.

12. Ourmières Y., Zakardjian B., Béranger K., Langlais C. Assessment of a NEMO-based downscaling experiment for the North Western Mediterranean region : impacts on the Northern Current and comparison with ADCP data and altimetry products. *Ocean Modelling*, 39, 386-404, 2011.
13. Béal D., Brasseur P., Brankart J.-M., Ourmières Y., and Verron J. Characterization of mixing errors in a coupled physical biogeochemical model of the North Atlantic : implications for nonlinear estimation using Gaussian anamorphosis. *Ocean Sci.*, 6, 247-262, 2010.
14. Y. Ourmières, P. Brasseur, M. Levy, J-M. Brankart and J. Verron. On the key role of nutrient data to constrain a coupled physical-biogeochemical assimilative model of the North Atlantic Ocean. *Journal of Marine Systems*, 75(1-2), 100-115, 2009.
15. Y. Ourmières and D. Mouazé. Wave-induced boundary layer flows over a flat and rippled bed. *Journal of Hydraulics Research*, Vol. 45(2), 239-253, 2007.
16. L. Berline, J.M. Brankart, P. Brasseur, Y. Ourmières and J. Verron. Improving the physics of a coupled physical-biogeochemical model of the North Atlantic through data assimilation : impact on the ecosystem. *Journal of Marine Systems*, special issue for the AMEMR symposium, 64(1-4), 153-172, 2007.
17. Y. Ourmières, J.M. Brankart, L. Berline, P. Brasseur and J. Verron : Incremental Analysis Update implementation into a sequential ocean data assimilation system. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies*, Vol. 23(12), 1729-1744, 2006.
18. Y. Ourmières and J. Chaplin : Visualizations of the wave-induced boundary layer flow above a rippled bed. *Experiments in Fluids*, Vol. 36(6), 908-918, 2004.

Annexe C

Liste des encadrements de thèse

Thèses soutenues

1. *Contrôle du courant Nord Méditerranéen dans le Golfe du Lion : une approche par simulation du système d'observation*, par **Aurélie Duchez**. Thèse Université de Toulon, soutenue en janvier 2011. Co-encadrement : **J. Verron / Y. Ourmieres**.
2. *Étude de la dynamique du Courant Nord au large de Toulon, à l'aide de modèle, observations in-situ et données satellites*, par **Karen Guihou**. Thèse Université de Toulon, soutenue en septembre 2013. Co-encadrement : **B. Zakardjian / Y. Ourmieres**.
3. *Une étude comparative de méthodes d'assimilation de données pour des modèles océaniques*, par **Giovanni Ruggiero**. Thèse Université de Nice, soutenue en mars 2014. Co-encadrement : **J. Blum / Y. Ourmieres**.
4. *Observation et modélisation des macro-déchets en mer Méditerranée, de la large échelle aux échelles côtière et littorale*, par **Jérémy Mansui**. Thèse Université de Toulon, soutenue en décembre 2015. Co-encadrement : **A. Molcard / Y. Ourmieres**.

Thèses en cours

5. *Approche numérique et expérimentale pour une meilleure description physique des processus de sub-méso-échelle : application à la mer Méditerranée nord-occidentale*, par **Amandine Declerck**. Thèse Université de Toulon, soutenance prévue en décembre 2016. Co-encadrement : **A. Molcard / Y. Ourmieres**.
6. *Modélisation des flux et du transport des polluants dans la rade de Toulon*, par **Camille Mazoyer**. Thèse Université de Toulon, soutenance prévue en octobre 2018. Co-encadrement : **A. Molcard (MIO) / Y. Ourmieres (MIO) - C. Galusinski (IMATH) / S. Meradji (IMATH)**.

Annexe D

Projets et responsabilités scientifiques

Projets en cours

1. Responsable des activités de modélisation numérique océanique NEMO - porteur du projet inter-annuel « **ressources numériques pour NEMO** » à l'**IDRIS** (Grand Effort National de Calcul Intensif - GENCI). Projet renouvelé et évalué annuellement (*enveloppe annuelle moyenne $\approx 120\ 000$ h CPU*). Ce projet permet à l'ensemble de l'équipe modélisation-NEMO du MIO, environ 6 à 8 personnes, de mener à bien annuellement les travaux de simulations numériques nécessaires aux différents projets listés par ailleurs (TOSCA, MAREMED, JELLYWATCH, ANR ASICS-MED etc...)
2. Porteur du projet **LEFE-GMMC MAREMED** (Modélisation Avancée Réaliste En MEDiterranée) 2015-2016 (enveloppe : 6.5 k€) . Implication de 3 personnes dont 1 thésard.
3. Participation au projet **PREVENT** 2015-2018 (financement axe stratégique MEDD de l'université de Toulon ; enveloppe annuelle ≈ 10 k€). Responsabilité : co-responsable du WP1 : Évaluation / modélisation de circulation et de transport permettant d'évaluer les apports, le transfert et l'export de polluants dans la Rade de Toulon. (Projet rattaché à la thèse de C. Mazoyer)
4. Participation au projet **LEFE-GMMC : NUMEROFIX** (2016-2017). Responsabilité : modélisation haute résolution et test de différentes hypothèses de fermeture turbulente.
5. Participation au projet **Élaboration d'un indicateur de Déchets ingérés par les tortues marines GES et d'un indicateur EcoQO (OSPAR)**, (financement par le ministère de l'environnement, 2016-2017). Responsabilité : évaluation des corrélations entre les trajectoires des tortues marines et les lieux d'accumulation de déchets en mer Méditerranée (+ encadrement de J. Mansui, post-doctorant).
6. Participation à l'**ANR ASICS-MED** (2013-2016) : Air-Sea Interaction and Coupling with Submesoscale structures in the MEDiterranean. Responsabilité / Tâches : coordinateur de la Task 3A (Modeling the ocean at sub-mesoscale), modélisation/animation pour la Task 3B (Mesoscale atmospheric and oceanic forcing), modélisation pour la Task 4B (Dynamics of mesoscale and sub-mesoscale ocean structures).

Projets récemment terminés

7. Porteur du projet **CADOR** : CARTographie des Déchets sur les îles d'OR, 2014-2015 (financement TPM, enveloppe : 10 k€).
8. Porteur des Projets d'Actions Ciblées **LEFE-GMMC** (Groupe Mission Mercator Coriolis) : **Interactions dynamiques dans le Golfe du Lion et le long du littoral Cote d'Azur entre le Courant Nord et la circulation côtière**, pour 2010-2011, 2012, puis 2013-2014 (enveloppe annuelle : 3 à 6 k€). Implication de 5 personnes dont 2 thésards.
9. Participation au projet **LEFE-IMAGO : Interactions d'ondes et cascade d'énergie en milieu côtier**. (2013-2014) Responsabilité : modélisation haute résolution.
10. Participation au projet **JELLYWATCH** (PACA) : prévision d'échouage de méduses en région PACA. Responsabilité / Tâches : Encadrement, modélisation NEMO. (2011-2013).
11. Participation au projet **HYMEX Med-CORDEX (MISTRALS INSU)** : Hydrological cycle in Mediterranean experiment. Responsabilité / Tâches : Modélisation à haute -résolution ; validation modèle de bassin.
12. Participation au projet **SiMED-2 (PPR LEFE-GMMC)** : Modelling of circulation and marine ecosystems of the Mediterranean Sea with NEMO-MED12. Responsabilité / Tâches : Modélisation à haute -résolution ; intercomparaison modèles ; validation modèle de bassin.
13. Participation au projet européen **TOSCA (projet MED)** : Tracking oil spills and coastal awareness. Responsabilité / Tâches : modélisation NEMO opérationnelle pour les campagnes en mer. (projet terminé en 2013)

Annexe E

Éléments complémentaires de Curriculum Vitae

E.1 Rayonnement / Responsabilités administratives

1. Co-organisateur de l'école d'été COASTAL DYNAMICS MODELING **2011** (La Londe Les Maures, septembre 2011).
2. Reviewer pour : Monthly Weather Review ; Ocean Dynamics ; Ocean science.
3. Membre du conseil scientifique du **GIPREB** (Gestion intégrée, prospective et restauration de l'étang de Berre), référent modélisation.
4. Membre élu de la Commission Recherche (CoRe) et du Conseil Académique de l'université de Toulon.

E.2 Encadrements significatifs hors thèse

Post-doctorats

- L. Berline pour le Projet JELLYWATCH, co-encadrement avec B. zakardjian
- J. Marmain pour l'ANR ASICS-MED, co-encadrement avec B. Zakardjian
- J. Mansui pour le projet *tortues marines* (cf annexe D).

Stages recherche de Master 2

- C. Sauvage, "Simulations numériques de la circulation autour des îles d'Or" pour le Projet PREVENT, co-encadrement avec A. Molcard (printemps-été 2015)
- A. Boutet "Cartographie des déchets autour des îles d'Or", projet CADOR, co-encadrement avec A. Molcard (printemps-été 2015).
- L. Jarry "Étude courantologique par simulation numérique de l'étang de Berre" , dans la cadre de mon implication au conseil scientifique du GIPREB (printemps-automne 2016).

E.3 Récapitulatif carrière

- depuis 2007 : Enseignant chercheur à l'Université de Toulon / MIO
- 2005-2006 : Post-doctorat CNRS au LEGI (Grenoble), équipe MEOM (responsable : P. Brasseur / J. Verron). Sujet : Développement et implémentation d'une méthode d'assimilation de données pour un modèle couplé physique-biogéochimique (OPA9-LOBSTER). Partenariat avec le LOCEAN (M. Lévy)

- 2004 : Post-doctorat CNRS/MERCATOR au LEGI (Grenoble), équipe MEOM (responsable : P. Brasseur). Sujet : Étude de nouvelles solutions visant à limiter les discontinuités temporelles d'un schéma d'assimilation de données de type SEEK avec le modèle OPA : Implémentation d'un schéma IAU.
- 2000-2003 : Ph.D à l'Université de Southampton (UK) sous la direction de J. Chaplin. *Sujet* : Oscillatory wave-induced boundary layer flow over a rippled bed. (Bourse NERC).

Annexe F

Sélection d'articles

Trois articles représentatifs de mes activités récentes sont insérés ci-dessous : [Ourmières et al., 2011] tout d'abord pour la thématique générale de modélisation à HR, [Guihou et al., 2013] pour l'aspect d'étude de processus et d'approche combinée modélisation-observations, puis [Mansui et al., 2015] pour illustrer nos travaux applicatifs, ici sur le transport de déchets flottants.



Assessment of a NEMO-based downscaling experiment for the North-Western Mediterranean region: Impacts on the Northern Current and comparison with ADCP data and altimetry products

Y. Ourmières^{a,*}, B. Zakardjian^a, K. Béranger^b, C. Langlais^c

^aLSEET, Université du Sud Toulon Var, 83957 La Garde Cedex, France

^bUME, ENSTA-ParisTech, Chemin de la Hunière, 91761 Palaiseau Cedex, France

^cCSIRO-UTAS, Marine and Atmospheric Research, Castray Esplanade, Hobart, 7000 TAS, Australia

ARTICLE INFO

Article history:

Received 9 March 2011

Received in revised form 31 May 2011

Accepted 3 June 2011

Available online 12 June 2011

Keywords:

High-resolution modelling

North-Western Mediterranean Sea

Comparison with observed data

ABSTRACT

The aim of this paper is to assess the impact of numerical resolution on the simulation of the circulation in the North-Western Mediterranean Sea by comparing two realistic model configurations of 1/64° and 1/16°, the low resolution configuration (LRC) being also used at the high resolution configuration (HRC) open boundaries. The study mainly focuses on the Northern Current (NC), the major feature of the regional circulation in the area, influencing important processes such as meanders giving birth to eddies and NC intrusions on the shelf, strongly conditioning the interactions between coastal and off-shore waters. Both configurations use the NEMO code with the LRC covering the entire Mediterranean basin and the HRC being restricted to the North-Western Mediterranean Sea. The two numerical configurations are assessed by using hull-mounted ADCP data and geostrophic velocities derived from AVISO altimetry at key locations along the NC path. The two configurations develop a different solution regarding the current dynamics but both indicate an important variability of the NC position along its general path. The LRC simulations systematically exhibit a NC shifted too far off the coast and also spuriously displaced seaward along the Gulf of Lions shelf edge while high resolution simulations better fit the remote and in situ observations. In addition, the HRC is able to simulate more realistic coastal features such as a confined coastal jet in good agreement with the ADCP measurements. As satisfactory agreement is reached with the various observations used at different space and time scales, the development of this NEMO high resolution configuration stands as a promising experiment for various process studies or operational oriented applications.

© 2011 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

High resolution configurations (hereinafter HRC) for realistic ocean modelling are increasingly used for various studies and aims. In terms of process studies, one major HRC asset is its ability to provide relevant dynamical information that are not fully resolved with lower resolution configurations. The mechanisms of eddy generation, frontal dynamics and filaments, deep convection and current interactions with the bathymetry can be cited among the numerous processes studied with HRCs. For the Mediterranean area itself, numerous studies have been conducted focusing for instance on deep convection in North-Western Mediterranean area (e.g. Herrmann et al., 2008a,c; Béranger et al., 2010) and on eddy generation in local areas such as the Black Sea (Enriquez et al., 2005), the Gulf of Lions (Hu et al., 2009; Rubio et al., 2009;

Schaeffer et al., submitted for publication) or the Adriatic sea (Burrage et al., 2009). All these previous works have shown that realistic simulation of such processes become possible owing to a sufficiently high resolution of the configuration, regarding both the ocean model resolution itself than the atmospheric forcing used. Another relevant asset of high resolution modelling has been shown for coupled physical–biogeochemical configurations, for which the enhanced mesoscale activity (e.g. eddies and filaments) was proven to have a strong impact on the biological fluxes (Lévy et al., 2001, 2009). HRCs using data assimilation have been also recently developed for operational forecasting on dedicated areas (Walstad and McGillicuddy, 2000; Prandle, 2000), serving various applications such as search and rescue operations, oil spill and contaminant dispersion and other tasks needing forecast simulations. Integrated projects such as ECOOP gather efforts from the scientific community to provide operational HRCs for various coastal and regional ocean domains. For example, operational forecasting at high resolution is routinely performed for the Mediterranean Sea (MFSTEP project, Pinardi et al., 2003), or even smaller zones such

* Corresponding author.

E-mail address: yann.ourmieres@seet.univ-tln.fr (Y. Ourmières).

as the North-Western part of the Mediterranean Sea (Estournel et al., 2009) or the Adriatic Sea (Zavatarelli and Pinardi, 2003).

The very possibility of setting up such HRCs is partly due to the significant increase of computer power and availability, as these configurations usually require considerable numerical means. However, on a scientific point of view, high resolution modelling also faces the problem of the resolution choice combined to sub-grid parametrization, as these characteristics will strongly determine the physical features simulated by the configuration of the chosen ocean circulation model (Tréguier, 2006). Another strong limitation lies in the HRC need for external lateral forcing usually provided by a basin-scale model at lower resolution. Indeed, setting up properly the open boundary conditions using simulations from a low resolution configuration (LRC hereinafter) and controlling its impact within the HRC domain is far from being trivial (Cailleau et al., 2008; Blayo and Debreu, 2005; Auclair et al., 2001). Therefore, depending on the aim of the conducted study, several choices can be made regarding the HRC and the scientific approach may not be similar when setting up a HRC for a dedicated process study (e.g. eddy generation, deep convection) or for an operational system devoted to ocean fields forecasting. However, in both cases the confrontation of model results with independent observations is an essential step for the continuous improvement of these numerical tools. In the case of operational systems, this compulsory task cannot be disconnected from the assimilation system ability to correct the raw model simulations towards the observations, making difficult to discuss the exclusive impact of the high spatial resolution in such cases. On the other hand, operational systems evidently benefit from academic HRC improvements, as the data assimilation procedures performed in these complex systems are generally more efficient if the differences between the observations and the model are initially reduced and free of significant incompatibility.

The present work is devoted to the assessment of a NEMO based HRC of $1/64^\circ$ spatial resolution (about 1.25 km) and 130 vertical levels, configured for the North-West Mediterranean area (Fig. 1) with a special focus on the NC, the major current of the area (Millot, 1999; Millot and Taupier-Letage, 2005). At the eastern part of the studied region (the Côte d'Azur area) the continental shelf is very narrow with a steep continental slope close to the coast. This shelf remains narrow until the western part of the Var coast, off the Porquerolles Island, and considerably widens afterwards over the Gulf of Lions (GOL hereinafter) which has a depth of about 100 m and features numerous steep canyons along its edge (Fig. 1). The NC behaviour along the Côte d'Azur area (easternmost of the domain) where the shelf is narrow, is well known both in terms of trajectory, magnitude and depth (Béthoux et al., 1988; Albérola and Millot, 1995) and spatio-temporal variability (Crépon et al., 1982; Sammari et al., 1995). As for the GOL area, the NC path tends to be guided downstream along the shelf edge (e.g. Echevin et al., 2003; Flexas et al., 2005; André et al., 2009), occasionally intruding on the shelf at various locations and hence interacting with the shelf circulation (e.g. Albérola and Millot, 2003; Petrenko et al., 2005; Estournel et al., 2003; Allou et al., 2010). In comparison, fewer field campaigns and numerical studies have been conducted for the intermediate Var coast zone, standing as the transition area between the Côte d'Azur narrow shelf and the wide GOL shelf where meanders and eddies appear frequently (Albérola and Millot, 2003; André et al., 2009; Petrenko, 2003; Auclair et al., 2001). The positioning and dynamics of the NC before its entrance over the GOL area, which is largely preconditioned by its mesoscale variability, remain critical issues for determining its behaviour along the shelf edge and hence cross-shore exchanges over the GOL, driven by NC intrusions and interactions with coastal eddies and/or upwelling events (Petrenko et al., 2005).

Based on these general knowledge, the question asked here is: does this NEMO-based HRC allow a significant improvement of the typical circulation patterns in the area with regard to the basin-scale model (a NEMO-based $1/16^\circ$ configuration; Béranger et al., 2010) providing the open boundary conditions? In order to answer this question AVISO altimetry products (mostly geostrophic currents derived from SSH data) and hull-mounted ADCP data are compared to both the HRC and the LRC simulated currents at different locations along the NC path. The paper is organized as follows. Section 2 details the ocean model configurations and the inventory of AVISO altimetric and ADCP data sets used for the study. Section 3 presents the results obtained by analysing and combining the simulated velocity fields with the remotely sensed and in situ data. Section 4 discusses the limitations of this validation experiment and the HRC main strength as well as potential flaws limiting the model ability to accurately simulate the NC variability and its interactions with the coastal circulation. Finally, Section 5 draws conclusions and perspectives highlighted by this work.

2. Numerical tools and data

2.1. The NEMO configurations

Both configurations used in this work are based on the primitive equation ocean circulation model NEMO (Madec, 2008) and their general characteristics are described in the following subsections.

2.1.1. LRC main characteristics

The LRC is a NEMO configuration at $1/16^\circ$ (grid spacing of about 5 km) of the entire Mediterranean basin, called MED16 (Béranger et al., 2010). This LRC has 43 vertical z-levels with a stretched grid from 6 m at the surface to 200 m at the bottom. It uses ECMWF atmospheric forcing fields from the ECMWF analyses with a spatial resolution of 50 by 50 km and daily outputs. The LRC produces the usual oceanic fields and for the present work, the simulations used are averaged over 5 days. Further relevant details concerning the configuration can be found in Béranger et al. (2010). The choice of this basin scale configuration for comparison with the HRC as well as data for the open boundary conditions (OBC) has been motivated by the fact that this LRC has been previously assessed in terms of dynamics through several works. For instance, one can refer to Béranger et al. (2010) for a study on deep water formation in the North-Western Mediterranean Sea, to Alhammoud et al. (2005) for a circulation study in the Levantine basin or to the work of Béranger et al. (2005) on the seasonal variability of water transport through the major Western Mediterranean straits. For the present paper, it is considered that the LRC large-scale circulation has been significantly studied and evaluated in previous works. In consequence, no further assessment will be conducted regarding the general behaviour of the LRC, assuming that its simulations present the suitable assets for being used as initial conditions and OBCs for the HRC as well as being appropriate for comparisons. The LRC simulation has started in 1989 and the fields used for the HRC OBC forcing (1998–2001) as well as the data used for comparisons (2001) correspond to a period far enough from its dynamical spin-up.

2.1.2. HRC main characteristics

The present regional configuration is inherited from a configuration originally restricted to the GOL as detailed in Langlais et al. (2009) and extended eastward to include the côte d'AZUR and Var coast areas (Fig. 1), hence the acronym GLAZUR64 for Gulf of Lions – côte d'AZUR. It has an horizontal resolution of $1/64^\circ$ on a regular mesh (about 1.25 by 1.25 km) and 130 vertical z-levels,

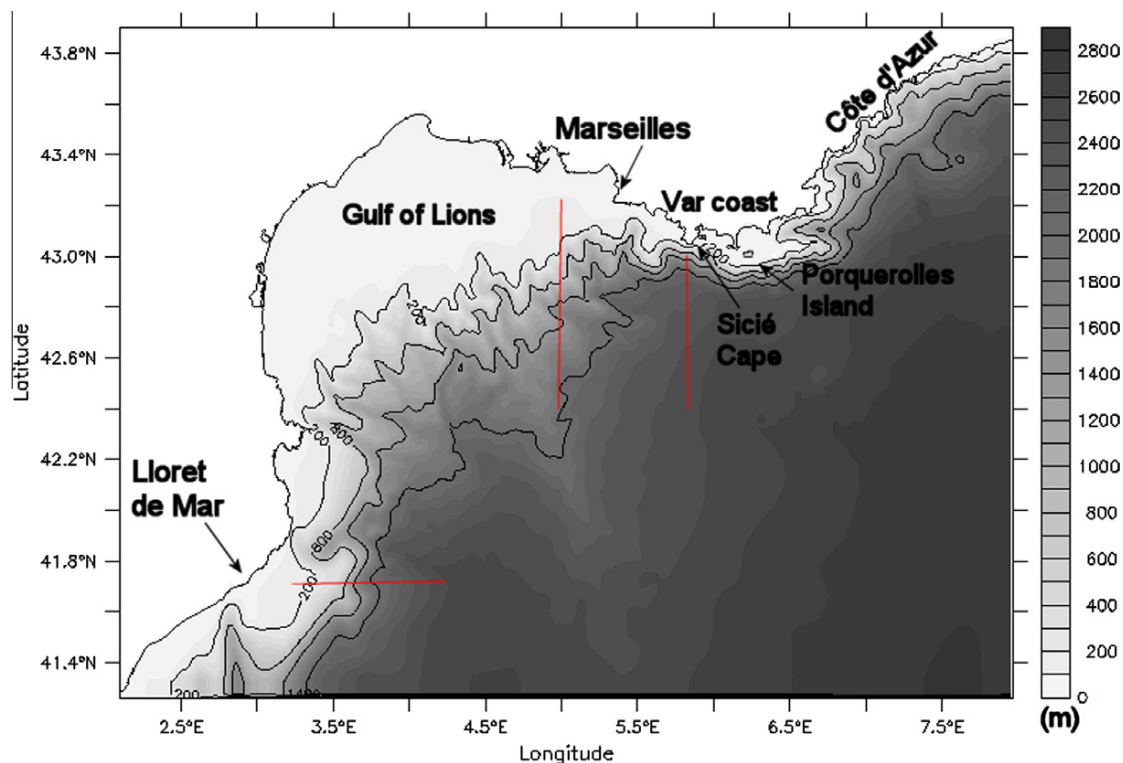


Fig. 1. Bathymetry and area names for the studied domain. This region also corresponds to the domain computed with the HRC (GLAZUR64). Red lines: locations of three studied sections (cf. 3.2). East to west: longitudinal section at 5°E, longitudinal section at 5.8°E, zonal section at 41.7°N. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

with a vertical resolution of 1 m for the first 30 m and increasing through depth with a maximum spacing of 30 m near the sea bed. The simulations used for the present study are the usual oceanic fields averaged over 2 days. It is worth noting that using the NEMO code for such a HRC constitutes by itself an original approach, as very few realistic high-resolution studies have been performed so far using NEMO. Indeed, NEMO is more widely used for basin-scale or global ocean studies, for which it was originally designed. Most regional NEMO configurations have a resolution of about $1/16$ – $1/20^\circ$ (e.g. Béranger et al., 2005; Cailleau et al., 2008), higher resolution being used mostly for idealized process studies (e.g. Levy et al., 2001; Bouruet-Aubertot and Echevin, 2002).

A detailed description of the atmospheric forcing used with this HRC is presented in Langlais et al. (2009) and only briefly summarized here. The HRC uses the bulk forcing approach to provide the surface fluxes, applying the formulations proposed by Large and Yeager (2004), and using atmospheric data from the REMO regional climate model (Jacob et al., 2001) that has both a high spatial (18 km) and temporal (1 h) resolution. Concerning the river runoff, only the Rhone river is prescribed as it is the major river of the area.

The oceanic boundary conditions use radiative type OBC (Cailleau et al., 2008) with boundary data extracted from the NEMO LRC called MED16 detailed in the previous subsection. The OBC algorithm is detailed in Treguier et al. (2001) and Madec (2008). Such an algorithm allows to give different weights to the in or out coming flow at the boundaries. In the present configuration, the typical damping coefficient is 1 for the flow coming into the HRC domain and 10^{-3} for the outflow. It can be noted that as the OBC are derived from a configuration using the same ocean model, the parametrization of the physics can be considered as very

similar between the LRC and the HRC which stands as a valuable asset with regard to the inherent downscaling problem of such embedded configurations (Auclair et al., 2001).

The initial conditions for the HRC is interpolated from the LRC ocean fields at the chosen date. The HRC has been run from July 1998 to December 2001 but only the last year results (2001) are used for the present study, as it is the only year for which both AVISO and ADCP data are available. On the other hand, this allows the HRC analysed fields to be as far as possible (2 years and a half) from any spin-up effect.

2.2. ADCP and AVISO data

Altimetric data used in the present study are Ssalto/Duacs multimission altimeter products extracted from the AVISO website (<http://www.aviso.oceanobs.com>) for year 2001 over the Mediterranean Sea. The data used are gridded maps of absolute geostrophic velocities calculated from sea surface heights above geoid. The data set used correspond to the regional AVISO delayed time products, providing a homogeneous and inter-calibrated long time series with the highest available accuracy of the AVISO product range. The spatial resolution of the gridded product is $1/8^\circ$ and the temporal resolution is 7 days. Accuracy of these geostrophic velocities has been estimated to be ± 3 – 5 cm s^{-1} in the studied area (Rio et al., 2007).

ADCP data to be compared with the numerical results are extracted from the SAVED data base, a French INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) project (<http://saved.dt.insu.cnrs.fr/>) of treatment and archiving of currents data from a hull-mounted ADCP (RDI BroadBand at 150 kHz) on the INSU Tethys II ship. Each cruise or transit survey uses the same ADCP configuration (60 cells of 4 m depth, an ensemble average of 1 min, bottom tracking and

Table 1
Inventory of the four ADCP session used.

Session name	Campaign/transit	Date	Area
s_01_032	GEOBREST	12 March, 2001	Easternmost
s_01_001	Toulon/Nice transit	19 January, 2001	Intermediate Var coast
s_01_044	GEODIS	29 May, 2001	East of GOL
s_01_087	Port-Vendres/Toulon transit	11–12 October, 2001	Across GOL

DGPS positioning). Part of this ADCP dataset has already been used in a few model – in situ data comparisons (Gatti et al., 2006; Gatti, 2008; André et al., 2009), demonstrating the interest and the quality of these datasets despite some rather usual problems when using in situ instruments, such as poor signal to noise ratios during rough sea conditions for example. As the typical expected accuracy for this instrument is $\pm 5 \text{ cm s}^{-1}$, the studied structures (mostly the NC) can be considered of a sufficient order of magnitude (typically 40–100 cm/s) compared to the measurement error. The inventory of the available ADCP data over the area in the SAVED database for the 2001 year shows 32 dataset (one per campaign) among which 2/3 are localized in the easternmost model domain (Côte d'Azur area), 9 over the GOL area, the rest being transit journeys or near-shore campaigns (less than 20 km from the coast). Four sessions of ADCP data have been selected for the present study (Table 1) upon the following criteria:

- i. The sessions are regularly distributed along the shore, from the Côte d'Azur to the GOL area.
- ii. They evidence unambiguous spatial patterns, hence whenever possible, straight transects across the NC were selected.
- iii. They are of short duration (less than one day) in order to ensure no significant time evolution of the main spatial mesoscale patterns, assuming that the typical time-scale of the NC mesoscale variability is about 3–6 days to 10–20 days for the cross- and along-flow directions respectively (Crépon et al., 1982; Albérola and Millot, 1995; Sammari et al., 1995).

Concerning the four sessions used, two are from specific campaigns and two from transit surveys (opportunity data). Three sessions are complete transects across the NC. The only exception (cf. 3.3.2: Toulon to Nice) is indeed the only data set available in the intermediate Var coast for the 2001 year. Simulated velocity fields (zonal, meridian and total velocities) were extracted from the archived LRC and HRC simulations at dates corresponding to the observations and linearly interpolated along the ADCP session ship tracks.

3. Results

It has to be noted that a previous configuration (Langlais et al., 2009) technically similar to the present HRC except for the domain size, has already been run for 10 years (1990–2000). The study of this long simulation period has allowed to evidence that the configuration set-up was not presenting any major problem and that the general circulation patterns were coherent with the expected large-scale dynamics. Consequently, a general assessment of the present HRC stability and consistency in terms of large-scale circulation will not be presented here, assuming that on the basis of the work from Langlais et al. (2009), this stage can be omitted in the present paper.

3.1. Regional downscaling assessment

The resolution ratio between the LRC and the HRC being $\frac{1}{4}$, this part confirms first that no major problem can be pointed out due to

the resolution step at the open boundaries and second that specific circulation features come out of the comparison between these two configurations. Fig. 2 illustrates the surface currents at four dates: the left column shows the LRC simulations for the North-Western Mediterranean region (Fig. 2, left panels) while the right column shows the HRC surface currents superposed on the LRC simulations for this selected region (right panels). Dates from Fig. 2 have also been chosen as ADCP measurements are available and will be used in the Section 3.3.

The NC simulated by the LRC and flowing into the HRC domain by the eastern boundary does not present any major incoherence at the open boundary for the selected dates, despite a difference in resolution, that is also evidenced by the distinct shift between the HRC and LRC coast line positions. Fig. 2 shows the good overall coherence of the HRC and LRC currents at both open boundaries. The NC flowing out of the HRC domain by its southern boundary is in relative good agreement with the LRC dynamic features at the boundary. However, it is not expected to systematically get similar patterns at the southern boundary as the OBC used are set for allowing the NC current simulated by the HRC to flow out from its domain with reduced constraint from the forcing boundary (derived from the LRC simulations). On the opposite, it is expected to get a greater coherence between the two configurations at the eastern boundary as the OBC are set for allowing the NC as simulated by the LRC to flow into the HRC domain with a reduced control. Indeed, these radiative conditions allow different weights to be given to the outer domain flow prescribed at the HRC open boundaries, depending on the direction of the flow at the inner domain limits (Cailleau et al., 2008; Madec, 2008). In addition, eddy like patterns overlapping the southern boundary are in overall good agreement between the LRC and the HRC despite their various directions (in and out flowing).

Concerning the differences in dynamics between the two configurations, a few points can be raised. First, it appears that the trajectory of the NC is generally closer to the coast (Côte d'Azur and Var coasts) in the HRC than in the LRC simulations. Second, if the NC path is considered along the Var coast and the GOL shelf, it clearly appears that both configurations can develop different solutions. Indeed Fig. 2 shows that, despite being constrained by the LRC, the HRC can simulate significantly different dynamics. For the 12/03/2001 and 31/05/2001 (Fig. 2, second and third lines), the LRC simulates a NC with large meanders along the GOL shelf break while in comparison the HRC gives a NC path with meanders of reduced amplitude. As for the 13/10/2001 (Fig. 2, bottom line), the LRC simulates a NC current flowing quite far southward off the Var coasts and then turning towards the west north-west after the Porquerolles Islands (at 6.2°E), while the HRC gives a NC sticking to the coast, leading to a trajectory with reduced bends. And finally, Fig. 2 clearly highlights the resolution impact on mesoscale structures, where a global enhancement of such structures is systematically seen for the HRC simulations. The eddy structures present for the 21/01/2001 (Fig. 2, top line) or the 12/03/2001 (second line) are significantly enhanced in the HRC simulations but also placed differently when compared to the LRC simulations. Likewise, the coastal jet present in the HRC simulations for the 13/10/2001 (Fig. 2, bottom line) is very weakly represented with the

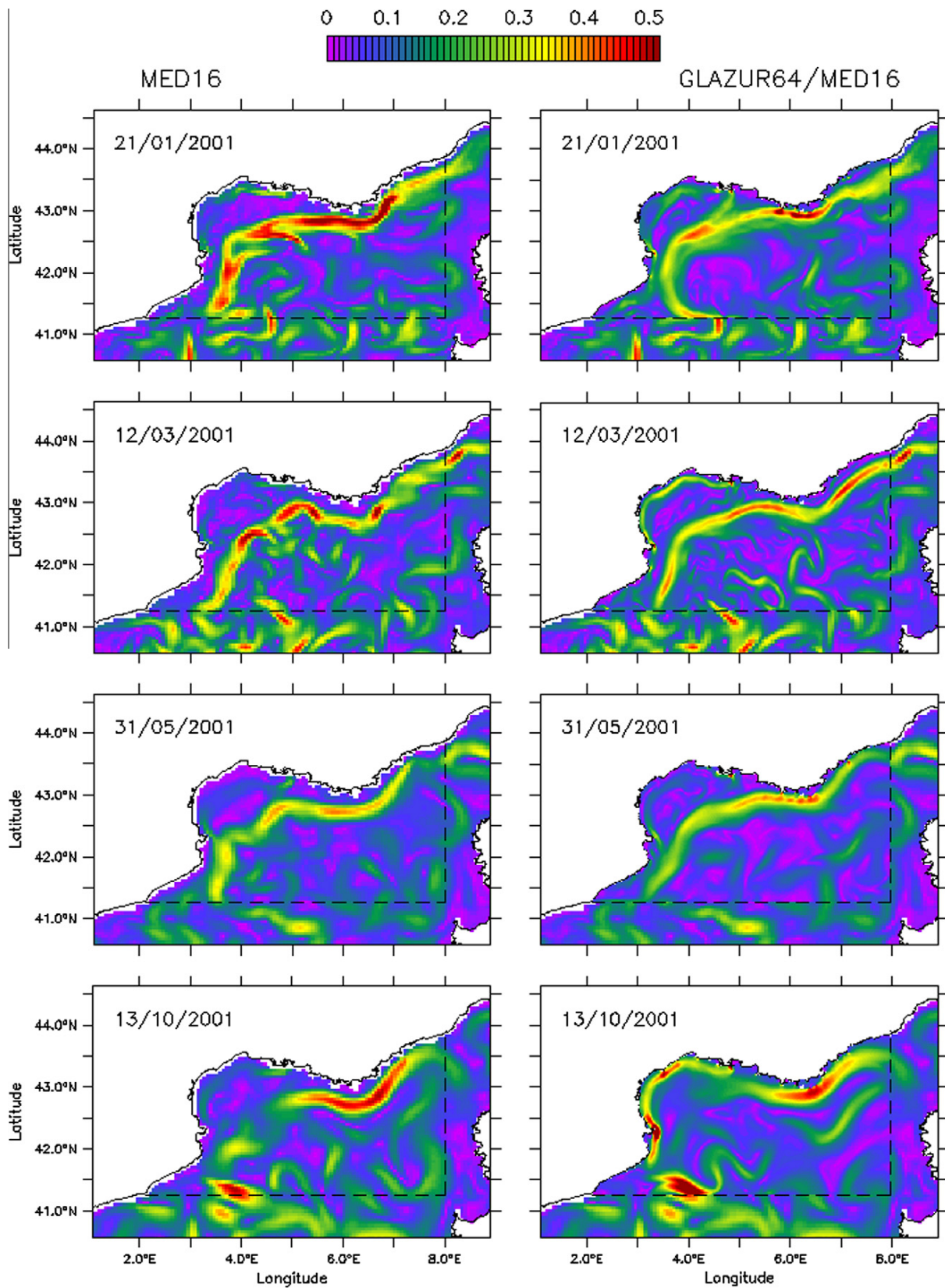


Fig. 2. surface current magnitude (m/s) for four dates (day/month/year): 21/01/2001 (Top line), 12/03/2001 (second line) and 13/10/2001 (bottom line). Left panels: LRC (MED16) simulations. Right panels: HRC (GLAZUR64) simulations superposed over LRC simulations for the corresponding date. For all panels, the dash lines underline the position of the HRC open boundaries.

LRC. However, it is reminded that the difference in the spatio-temporal resolution of the atmospheric forcing used for each configuration (18 km and 1 h for the HRC; 50 km and daily for the LRC) will also have a strong impact on the model simulations when surface features are considered.

Therefore, in order to better assess the pertinence of both configurations and evaluate the impact of high resolution on the NC behaviour, the following sections aim at comparing the numerical simulations with some available observations.

3.2. NC trajectory and variability: comparison with AVISO data

Vertically averaged (0–200 m) horizontal current magnitudes are plotted versus time for the HRC and LRC simulations and compared to AVISO geostrophic velocities for 2001 at two meridian sections (Fig. 3) and one zonal section (Fig. 4). The chosen sections constitute key zones of the NC path (Fig. 1): the Var coasts with its narrow shelf where the NC course remains more or less close to the coast (Fig. 3, left column), the Marseilles area where the NC starts interacting with the shelf as it flows along the GOL shelf slope

(Fig. 3, right column) and the Lloret del mar area where the NC leaves the GOL shelf slope, flowing southward and after having potentially been accelerated along the Creus cape (Fig. 4).

A preliminary remark can be made regarding Figs. 3 and 4: on both figures, the NC core variability can be quite high for the HRC and LRC with a difference in the extreme positions of about 0.5° (i.e. about 40–55 km), but not so much with AVISO geostrophic velocities. The difference in the data temporal resolution, 7 days for AVISO and 5 days (averaged) for the HRC and LRC partly explains this contrast. Moreover, it is expected that the processing of the remotely sensed data for the production of merged maps leads to an unavoidable smoothing of the AVISO data.

Fig. 3 shows that for the 5.8°E section (left panels), the HRC simulates a current located approximately between 42.8° and 43°N throughout the year and is in good agreement with the AVISO data, while the LRC simulates a NC systematically shifted south (i.e. away from the coast) of about 0.1–0.2°. Further west (i.e. downstream for the NC), the 5°E section (Fig. 3, right panels) displays similar results as the HRC simulates a NC located between 42.7° to 43°N in good agreement with the AVISO data, while the LRC

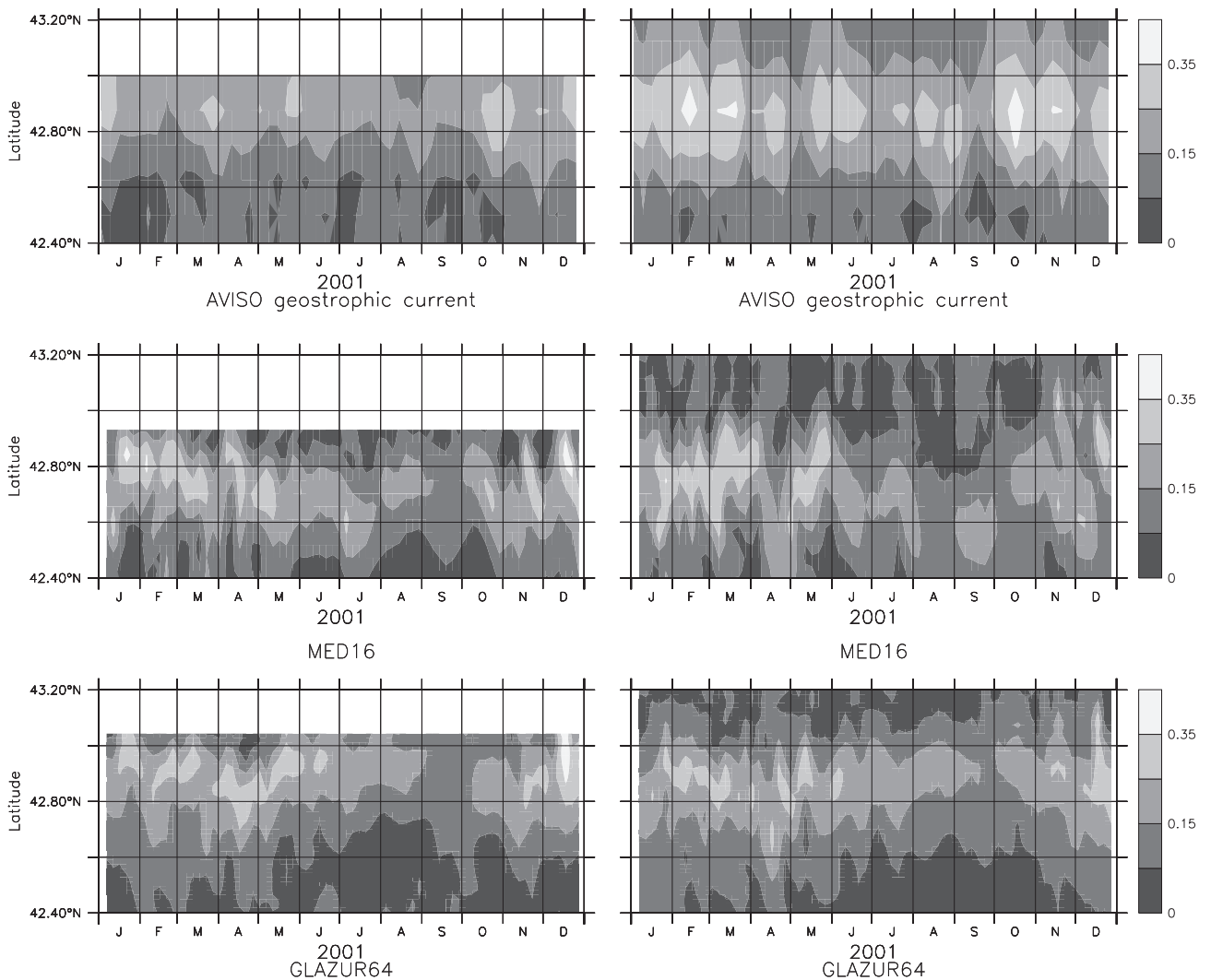


Fig. 3. Temporal evolution of the horizontal current magnitude (m/s) for 2001 at section 5.8°E (left column) and 5°E (right column). Top line: AVISO geostrophic currents; middle line: LRC currents (0–200 m vertically averaged); bottom line: HRC currents (0–200 m vertically averaged).

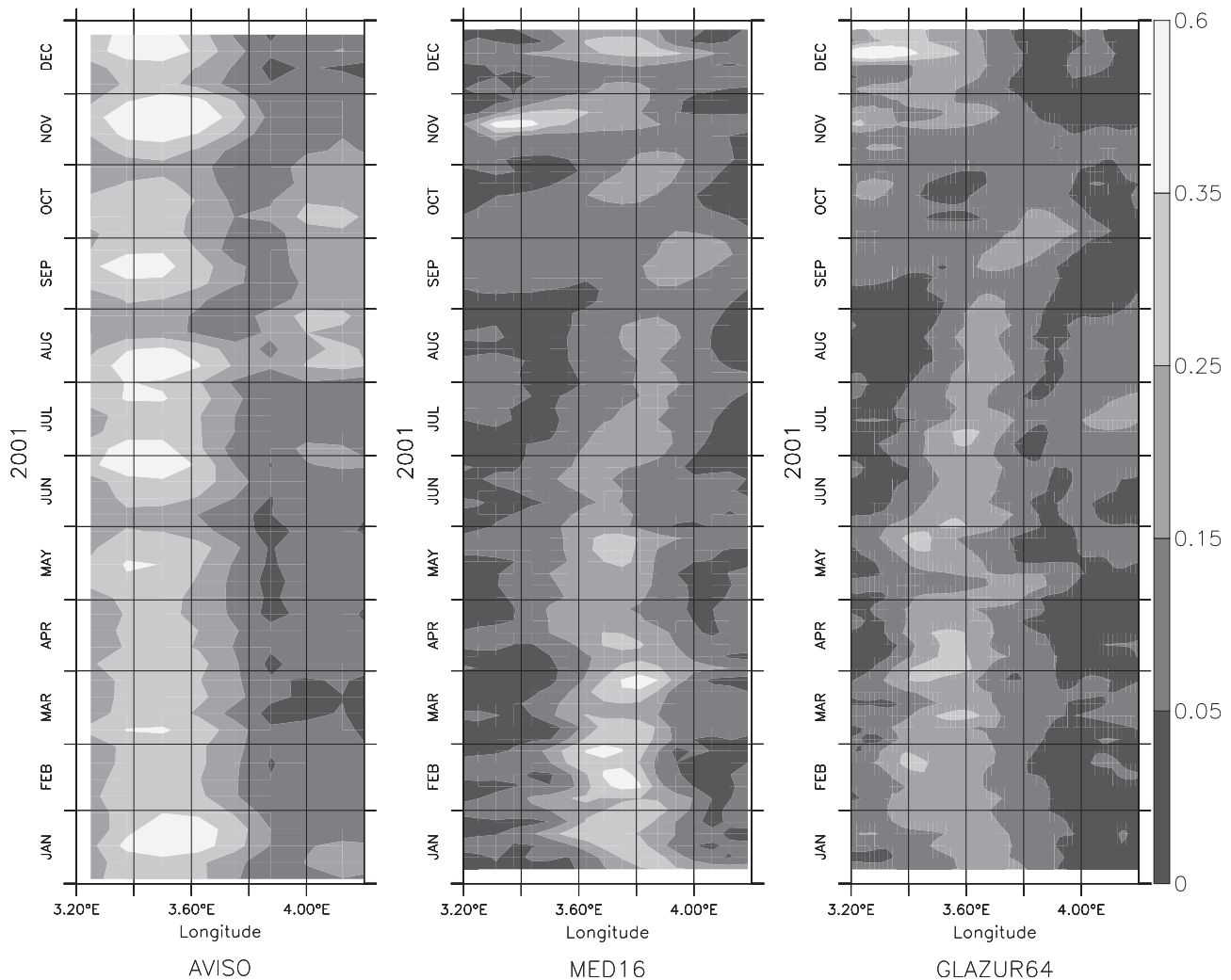


Fig. 4. Temporal evolution of the horizontal current magnitude (m/s) for 2001 at section 41.7°N. Left panel: AVISO geostrophic currents; middle panel: LRC currents (0–200 m vertically averaged); right panel: HRC currents (0–200 m vertically averaged).

produces a NC systematically shifted south of again 0.1–0.2°. Fig. 4 confirms these facts, with a NC located between 3.4° and 3.7°E for AVISO and the HRC and again with a clear shift eastward (away from the coast) of about 0.2° for the LRC simulations. As these sections are located all along the NC path in the considered region, it can then be assumed that the NC trajectory is systematically spuriously shifted away from the coast in the LRC simulations. The different bathymetry resolution between the two configurations does not explain directly this shift as the NC simulated by the LRC can sometimes be even closer to the coast than with the HRC for a few periods. However, it seems clear that the shift of the LRC coast lines due to a lower resolution compared to the HRC also partly influences this difference. Finally, it can be supposed that this identified flaw probably prevents the LRC to realistically simulate the NC spatio-temporal variability as this current is substantially constrained by its interaction with the bathymetry (Echevin et al., 2003). More precisely, if NC meanders simulated by the LRC are considered, it can be expected that their generation along the shelf edge might not occur at coherent periods compared to the observations, some NC characteristics being not correctly pre-conditioned. In order to verify these assumptions, next section aims at comparing the LRC and the HRC with high resolution observations derived from a hull-mounted ADCP.

3.3. NC position along the coast: comparison with ADCP data

3.3.1. ADCP section: HRC eastern boundary

This first section is part of a transect from Nice to the north of Corsica conducted in March 2001. This session is used to illustrate the numerical adjustment of the NC prescribed by the LRC at the boundary into the HRC. Comparisons with the ADCP data (Fig. 5) show that both model configurations underestimate the NC intensity by a factor of two, the maximum velocity in the current core being 0.6 m/s for the ADCP while it is 0.35 and 0.28 m/s for the HRC and LRC respectively. The position of the current core (measured here as the distance between the coast and the position of the maximum velocity) appears to be better located in the HRC than in the LRC simulations, but this LRC deficiency seems here to be mainly due to a bathymetry of insufficient resolution. The increased vertical and horizontal resolutions of the HRC also improves the NC typology, i.e. its spatial features (width, structure through depth) and also in a limited way, the observed asymmetry of the current. The surface velocity fields show that the simulated NC rapidly accelerates in the HRC, showing core values up to 0.5 m/s less than 50 km downstream, suggesting that the NC numerical adjustment is not completed in the area of the ADCP section.

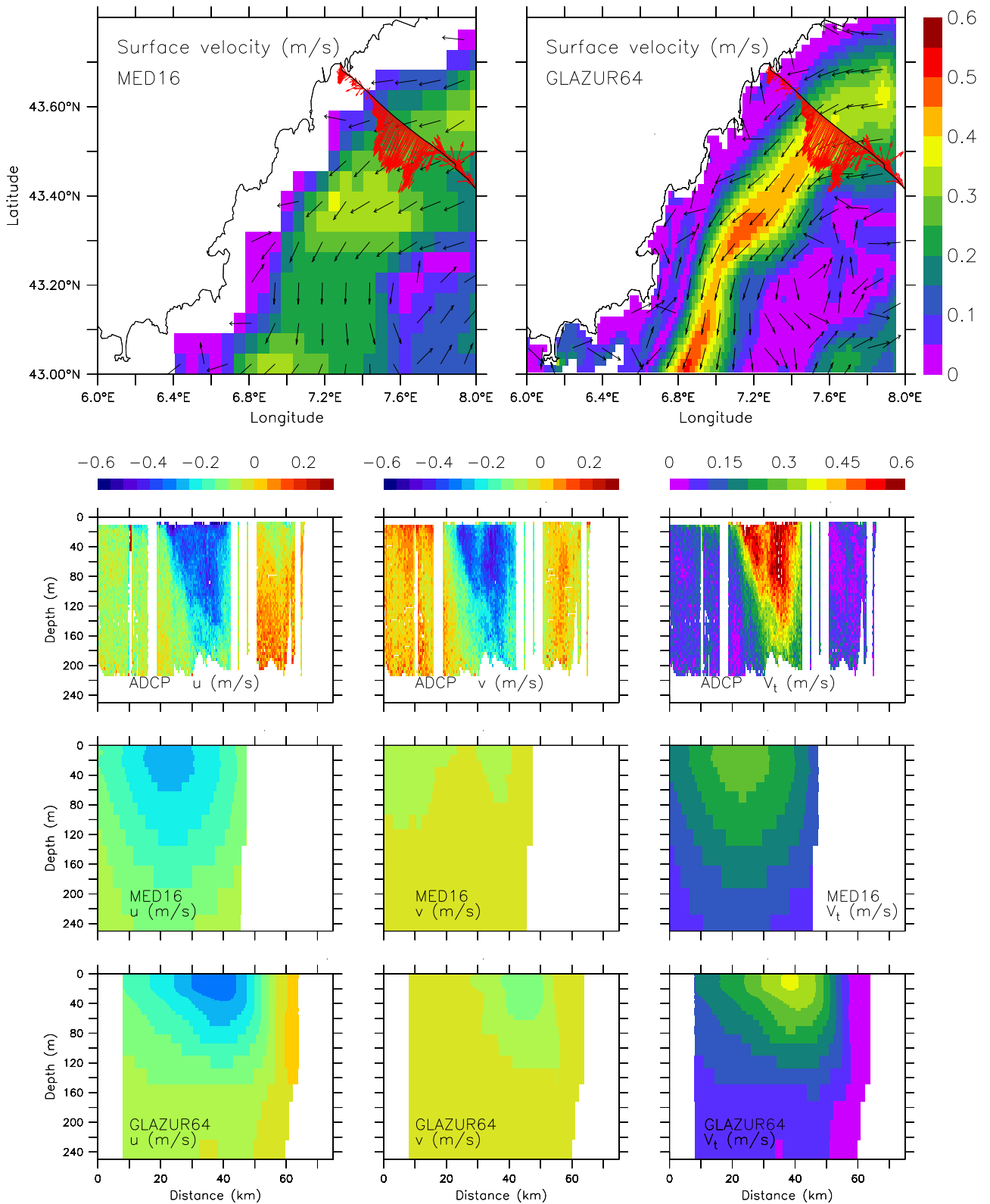


Fig. 5. Current Comparison between the HRC (GLAZUR64), the LRC (MED16) and ADCP data. Date: 12/03/2001. Top line: LRC (left) and HRC (right) surface current magnitudes, with superposed ADCP velocity (red vectors). Second line to bottom line: zonal velocity (left columns), meridional velocity (middle columns) and velocity magnitude (right columns) through depth. Second line: ADCP data, third line: LRC simulations, bottom line: HRC simulations. The X-axis origin is offshore, the section being from offshore toward the coast. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

This is confirmed in Fig. 6, showing extracted cross-current sections regularly spaced from the eastern boundary to 120 km downstream. The NC typology in the HRC significantly evolves from the eastern boundary (LRC like) to section T3, very close downstream to the ADCP section, showing higher core velocities, deeper extends and thinner widths, hence looking closer to the ADCP data. The isopycnal lines on Fig. 6 confirms this tendency as the associated density field evolves from slightly tilted and greatly spaced isolines at the eastern boundary to much more tilted (on the vertical plane) and confined isolines on the cyclonic side of the jet in subsequent sections for the HRC. Sections T3 and T4 (Fig. 6) being very similar, this “numerical” adjustment seems to require about 60 km (averaged distance between T1 at the eastern boundary and T3). By contrast, isopycnal tilting in the LRC is clearly limited by the lower vertical and horizontal resolution and the NC vertical structure and the associated density field does not evolve significantly from section T1 to T3.

The calculated transport across the ADCP section gives -1.22 Sv for the ADCP measurements, -0.9 Sv for the HRC and -0.92 Sv for the LRC. These weaker simulated transports are mainly due to the fact that the simulated currents are oriented with a slightly different direction, while measured currents are nearly perpendicular to the section. The calculated transport across each sections showed in Fig. 6 (being perpendicular to the mean current direction) are -1.2 Sv for both configurations, giving better agreement with the measured flux across the ADCP section. Lower simulated velocities in the LRC are compensated by a wider current leading to an equivalent transport with regard to the ADCP estimate. This effect is similar in the HRC near the eastern boundary while the numerical adjustment over the subsequent sections clearly changes the CN typology toward a more realistic one, but in a flux conserving way.

3.3.2. ADCP section: from Toulon to Nice

This second section (Fig. 7a and 7b) is a transit from Toulon to Nice accomplished in mid-January 2001 with ADCP currents showing a NC close to the coast but with an unstable trajectory, particularly for an onshore branch (near 7.10°E – 43.5°N) and several acceleration/deceleration patterns downstream. The lower resolution of the LRC bathymetry clearly restrains the reproduction of such near coastal features as too many collocated grid cells are land points. In comparison, the HRC simulated velocities seem qualitatively closer to the ADCP observations but with a lower NC intensity (the HRC maximum velocity being 0.6 m/s and 1.1 m/s for the ADCP data) and a misplaced position of the main instability (the onshore branch being shifted south of about 20 km). The area being close to the eastern boundary, the NC intensity underestimation obviously comes from the LRC forcing that never exceeds 0.5 m/s at the eastern boundary of the HRC, while it is known to seasonally fluctuate from around 0.3 m/s in summer and up to 0.8 – 1 m/s in winter (Petrenko, 2003). NC accelerations can be generated by the refinement of the HRC grid, as shown in the previous section (Fig. 6) due to the better spatial resolution of the geostrophic frontal structure, but obviously this cannot solve such a critical underestimation of the winter NC as delivered by the LRC forcing. Transport calculation being of poor significance for such a transit section of varying orientation have not been calculated.

On the other hand, Fig. 7a and b confirm the ability of the HRC to rapidly develop its own solution, this being illustrated here by a NC instability taking place in the restricted adjustment zone and the subsequent small-scale patterns created downstream. This main NC instability and its corresponding onshore velocity patterns seen in the HRC simulated fields seem to come from a strong and sheared eastward wind event starting the 13th of January and culminating on the 15th (Fig. 8) as produced by the REMO forcing. This wind event is present in the atmospheric forcing used by the

LRC but with lower intensity and its spatial resolution (around 50 by 50 km) does not allow to simulate the strong wind shear present in the REMO forcing. Fig. 8 clearly shows the growing and westward migration of the main instability, with the onshore current pattern coinciding with the ADCP data recorded the 17th of January, slightly shifted south the 19th and disappearing two days later. The wind being aligned with the current, its strong shear should affect the NC stability through vorticity changes on the cyclonic side of the jet interacting with Ekman transport in the upper layer. How such processes interact and generate the simulated instability is still under question and is beyond the scope of this paper as focus is kept on the HRC assessment.

3.3.3. ADCP section: entering the Gulf of Lions

This third section illustrates the NC behaviour just upstream of the shelf in the eastern part of the GOL (Fig. 9). This south-westward section was made the 28th of May 2001 starting from Toulon to about 156 km offshore and crossed the NC close to the coast, around 40 km from the current core. The LRC shows a misplaced and rapidly turning south-westward NC, crossing twice the current along the ADCP section, while the width and depth extend of the simulated current are still poorly reproduced due to the insufficient resolution. By contrast, the HRC simulated NC shows only one crossing over the transect with velocities in better agreement with the observations in terms of width and depth extend, but with a slightly asymmetric shape on the vertical not present in the ADCP data and a positioning too close to the shore (current core at 20 km for the HRC and 40 km for the observations). As in the previous sections, both the LRC and the HRC show maximum velocities weaker than the ADCP records (0.3 , 0.45 and 0.6 m/s, respectively) but again with stronger velocity magnitudes for the HRC compared to the LRC. This section again points out the insufficient LRC bathymetry resolution as a critical issue for an accurate positioning of the NC, even if its position with regard to the LRC coast, i.e. the distance from the first land grid cell, is closer to the observation (40 km) than for the HRC (20 km). Indeed, both the LRC and HRC simulated NC are misplaced by 20 km (too South and too North, respectively), but the NC general behaviour is significantly improved in the HRC, in particular concerning the too large meandering simulated by the LRC, leading to a double spurious intersection of the current along the ADCP transect. The calculated transport across the ADCP section gives 1.9 Sv for the ADCP measurements and 0.95 Sv for the HRC. This low agreement is mainly due to the shift in direction of the HRC simulated current compared to the measured ones (cf. Section 3.3.1), but also confirms the general underestimation of the simulated currents. For the LRC, the transport is definitively different (-0.175 Sv) due to the prevalence of a southward outflow generated by the large simulated meander.

3.3.4. ADCP section: passing the shelf break

This last ADCP section (Fig. 10), made the 12th of October 2001, is similarly oriented compared to the previous one, but located further inside the shelf and across the entire gulf. Along this transect, the gulf depth is mostly less than 100 m, except over some canyon heads in the south-western part (around 60 – 80 km from the beginning of the section). This transect illustrates the NC interactions with the shelf circulation. Observed velocity fields show a main north-west current close to the transect centre, with a velocity around 0.35 – 0.4 m/s that may correspond to a depth-limited (0 – 100 m) intrusion of the NC waters over the shelf, as already observed in previous studies (Alberola and Millot, 2003; Petrenko et al., 2005; Estournel et al., 2003). Alternating meridian and zonal velocity patterns in the north-eastern part of the transect suggest the possible presence of a coastal anticyclonic eddy near Marseilles, similarly to the one observed in 2006–2007 by high-frequency radar current measurements (Allou et al., 2010; Schaeffer

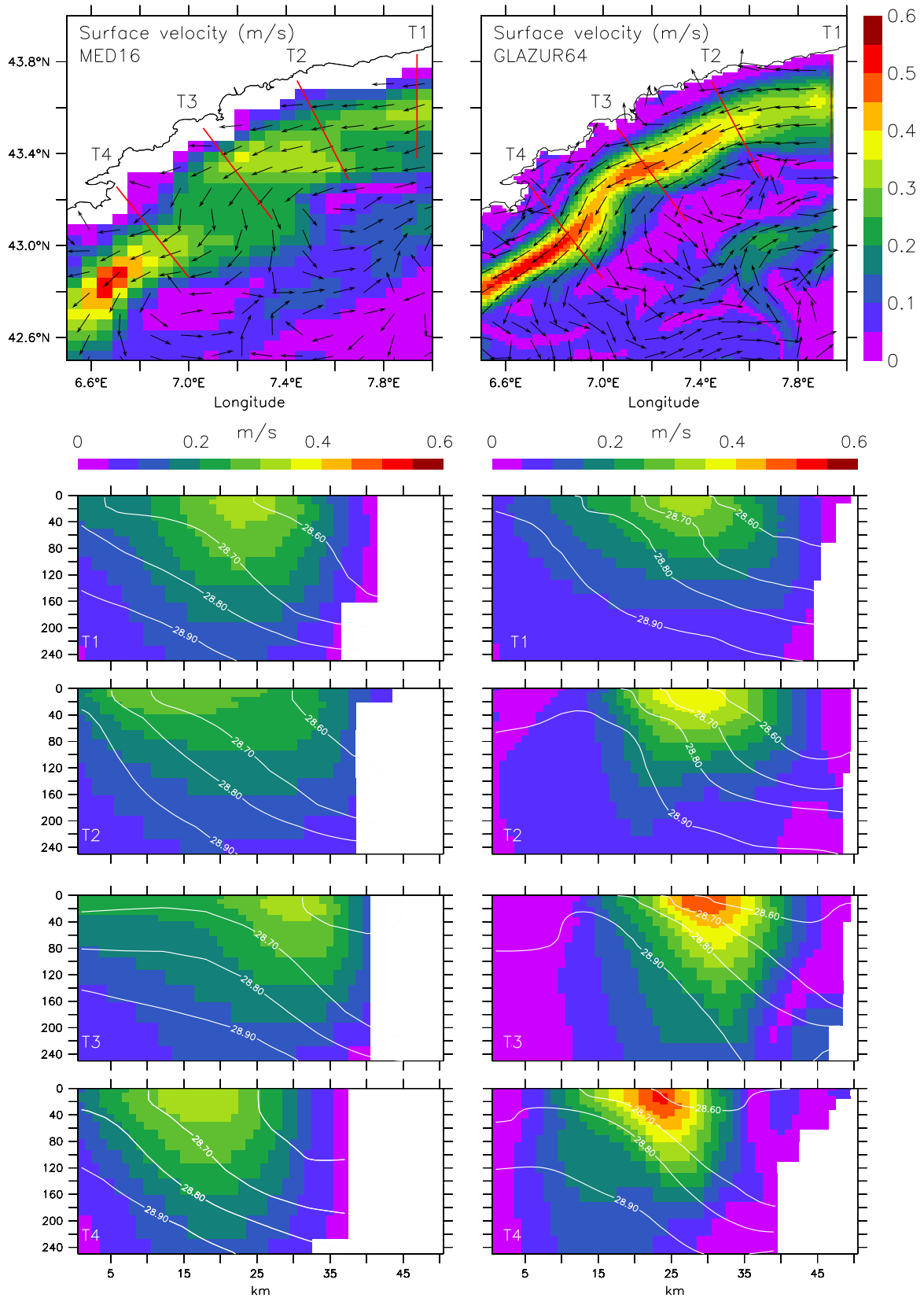


Fig. 6. NC adjustment corresponding to the 12/03/2001 section. Top line: surface current magnitudes from the LRC (left) and the HRC (right) simulations (zoom at the north-eastern HRC boundary). The red lines correspond to the vertical sections illustrated in the captions below the first line. Second, third, fourth and fifth lines: vertical current sections for LRC (left) and HRC (right) at section T1, T2, T3 and T4 respectively. White lines are isopycnals. The X-axis is oriented as in Fig. 5. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

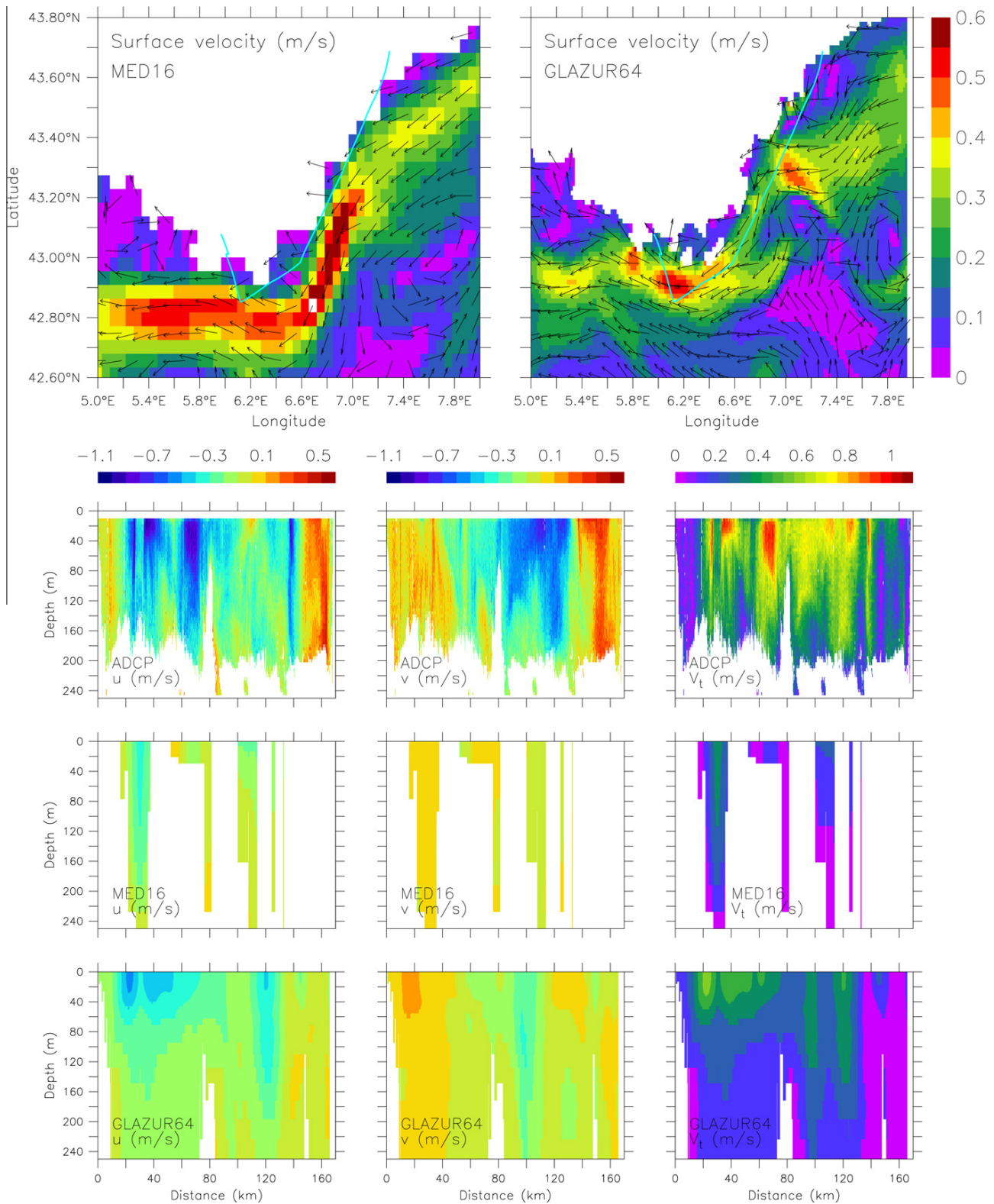


Fig. 7. (a) Current Comparison between the HRC (GLAZUR64), the LRC (MED16) and ADCP data. Date: 19/01/2001. Top line: LRC (left) and HRC (right) surface currents superposed velocity directions (black vectors) and ADCP section (cyan line). Second line to bottom line: zonal velocity (left columns), meridional velocity (middle columns) and velocity magnitude (right columns) through depth. Second line: ADCP data, third line: LRC simulations, bottom line: HRC simulations. The X-axis origin is the Toulon Harbour, the section being from Toulon to Nice. (b) Current Comparison between the HRC (GLAZUR64) and ADCP data along the ADCP section trajectory. Date: 19/01/2001. Left: ADCP trajectory (red line) and surface measured currents (black arrows). Right: ADCP trajectory (red line) and GLAZUR64 surface simulated currents (black ticks). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

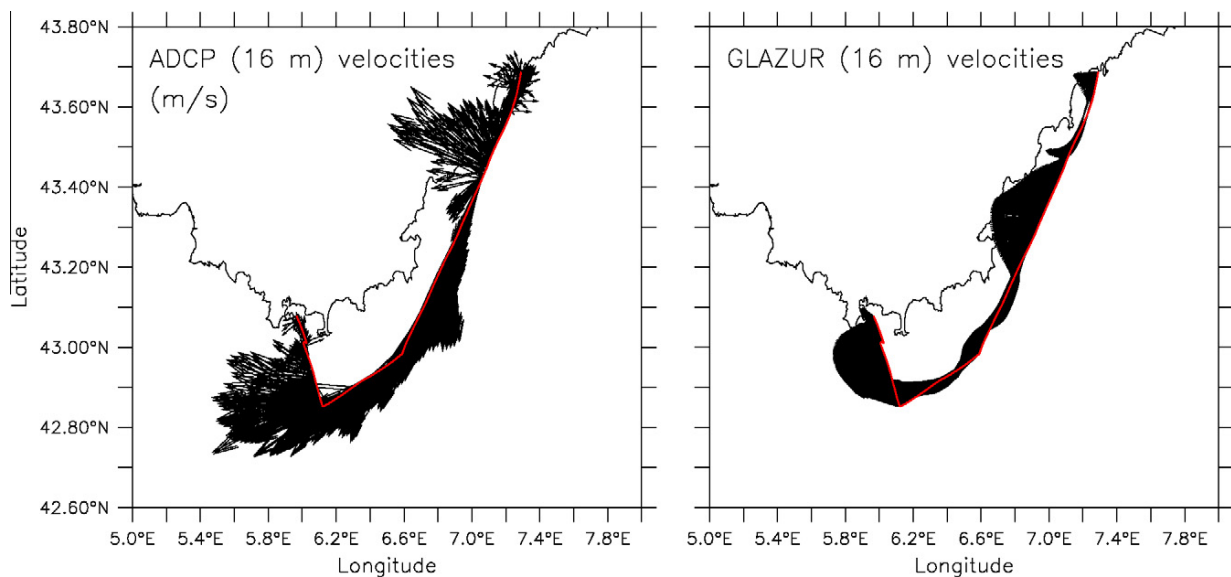


Fig. 7 (continued)

et al., submitted for publication). In addition, a coastal current of about 0.5 m/s has been measured by the ADCP in the near shore westernmost part of the transect, a recurrent feature of the GOL general circulation that is known to be driven by buoyancy forcing of the Rhône plume jointly with south or south-easterly winds events (Millot, 1990). These distinct spatial patterns are almost absent in the LRC simulated fields, for which the NC turns sharply southward approaching the shelf well ahead of the ADCP transect and only a faded trace of the coastal jet is rendered. The HRC exhibits more distinct spatial patterns than the LRC, particularly the coastal jet that clearly agrees with the observations, while the coastal anticyclonic eddy is lacking. Regarding the NC behaviour, the intrusion is of limited amplitude with a velocity of about 0.2 m/s compared to 0.35 m/s for the observations and slightly shifted 20 km eastward. It originates from a northward deviation of the NC surface waters likely in response to a south-easterly wind forcing, but also following a favourable preconditioning of the NC upstream which is again, by comparison to the LRC simulated NC, closer to the coast and thinner when passing the Sicié Cape and approaching the shelf edge near Marseilles. The calculated transports for this section give low values (± 0.01 Sv) due to nearly equivalent in- and out-flows, i.e. the NC intrusion being compensated by the coastal jet and, for the ADCP data only, a southward flow in the easternmost part of the transect.

4. Discussion

The Northern Current can be classified as a boundary current, partly guided by the bathymetry and subjected to mesoscale instabilities such as meanders and detaching eddies. Many currents around the world feature similar characteristics in terms of dynamics and interaction with the topography, even with large differences in thermohaline properties and transport magnitude. One can cite for instance, the Gaspé current (less than 0.5 Sv) in the Gulf of St Lawrence, driven by the buoyancy forcing of the St. Lawrence freshwater (e.g. Sheng, 2001), the West Greenland Current (3 Sv; Chanut et al., 2008) or the Leeuwin current in the North-Western Australia (5–6 Sv; Batteen et al., 2007). This type of current is known to condition the water exchanges between coastal and off-shore areas, by acting as a barrier, more or less permeable

depending on its instabilities (Huthnance, 1995). Such currents have been the object of numerous studies and modelling efforts but there is still a need for better representation of their dynamics in OGCMs and regional circulation models. Indeed, many modelling studies on such currents used more or less idealized configurations and performed process sensitivity experiments, while the gain in term of realism, i.e. implying unambiguous and valuable comparisons with observations remains challenging.

The known strong NC spatio-temporal variability, satisfyingly evidenced in the HRC simulations, highlights this difficulty to compare high resolution observations and numerical simulations as they clearly need to have a maximum coherence in time and space. Respecting this criteria remains difficult as each observation dataset has its own spatio-temporal characteristics mainly driven by technological constraints. In the present study, AVISO and ADCP data are far from being of similar significance. AVISO data are derived from a complex process (merged altimetry data from several sensors, atmospheric and barometric corrections, spatio-temporal gridding) resulting in a similar theoretical accuracy than the ADCP (about 4–5 cm s^{-1}) but with a considerably lower spatio-temporal resolution. Other constraints exist for the two configurations: the LRC velocities are archived five-days averaged fields while the HRC velocities are two-days averaged, this being mainly due to computer memory restrictions. Hence, for the comparisons with AVISO data, HRC five-days averaged fields have been specifically used in order to be as close as possible to the LRC and AVISO output frequencies. Regarding the comparisons with the ADCP data, the analysis has focused on the main NC structures and recalling that those may not significantly evolved at time scales lower than 2 days (see Section 2.2) the comparison should be robust enough, at least for the HRC results.

Nevertheless, the possible presence of inertial motions in the ADCP measurements has to be discussed as it could lead to significant differences with the simulated fields for which the 2-days or 5-days averaging definitively filters any inertial type variability. Inertial oscillations are a common feature in the whole ocean and can be of particular importance on shelf waters like the GOL where inertial currents as high as 20 cm/s have been reported (e.g. Petrenko, 2003). The detection and quantification of inertial oscillations need a specific sampling strategy based on long term (several inertial periods) high resolution time series from moorings

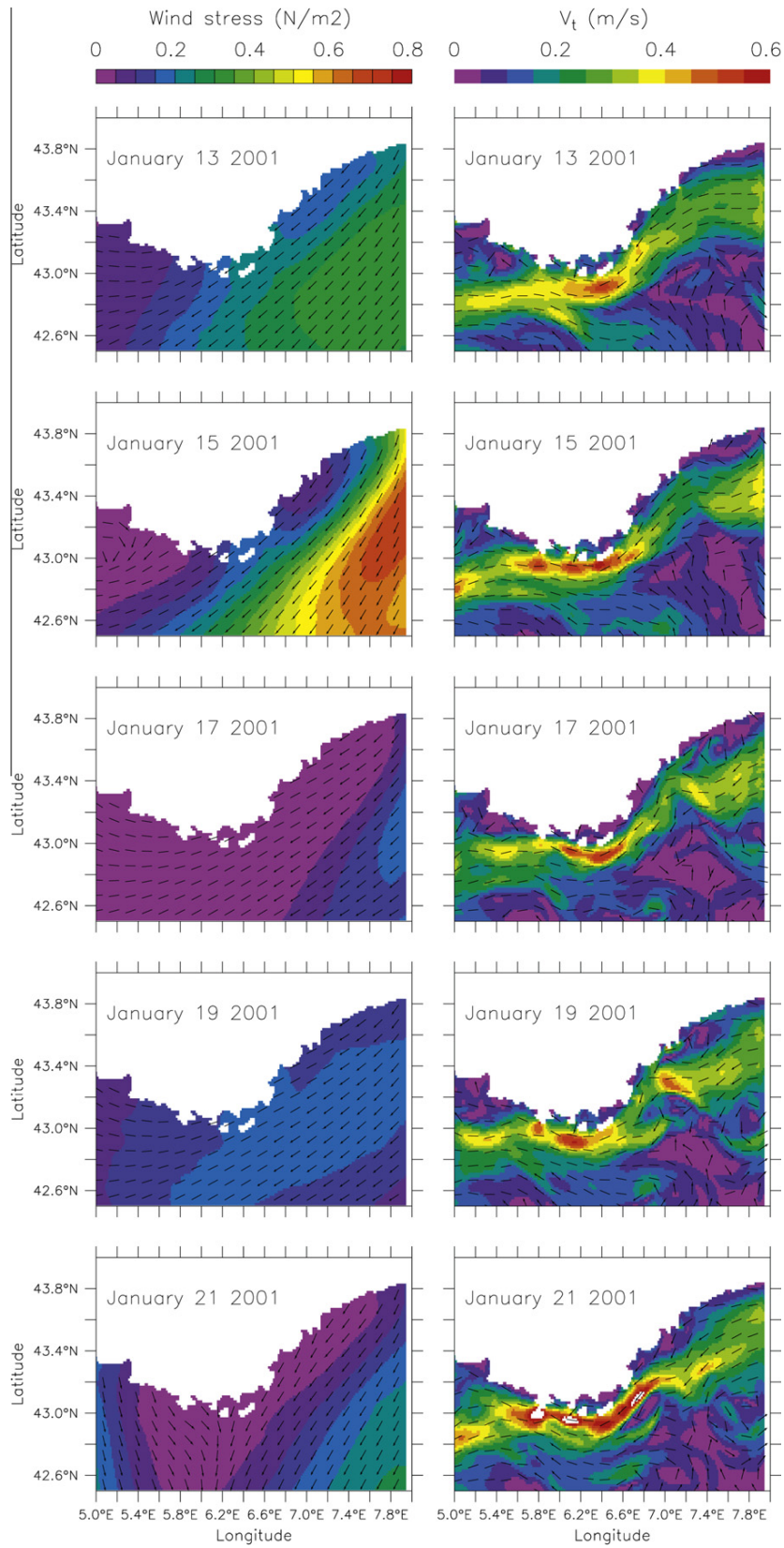


Fig. 8. Wind stress (left column) and HRC surface current evolutions (right column) from the 13th to the 21th of January, 2001.

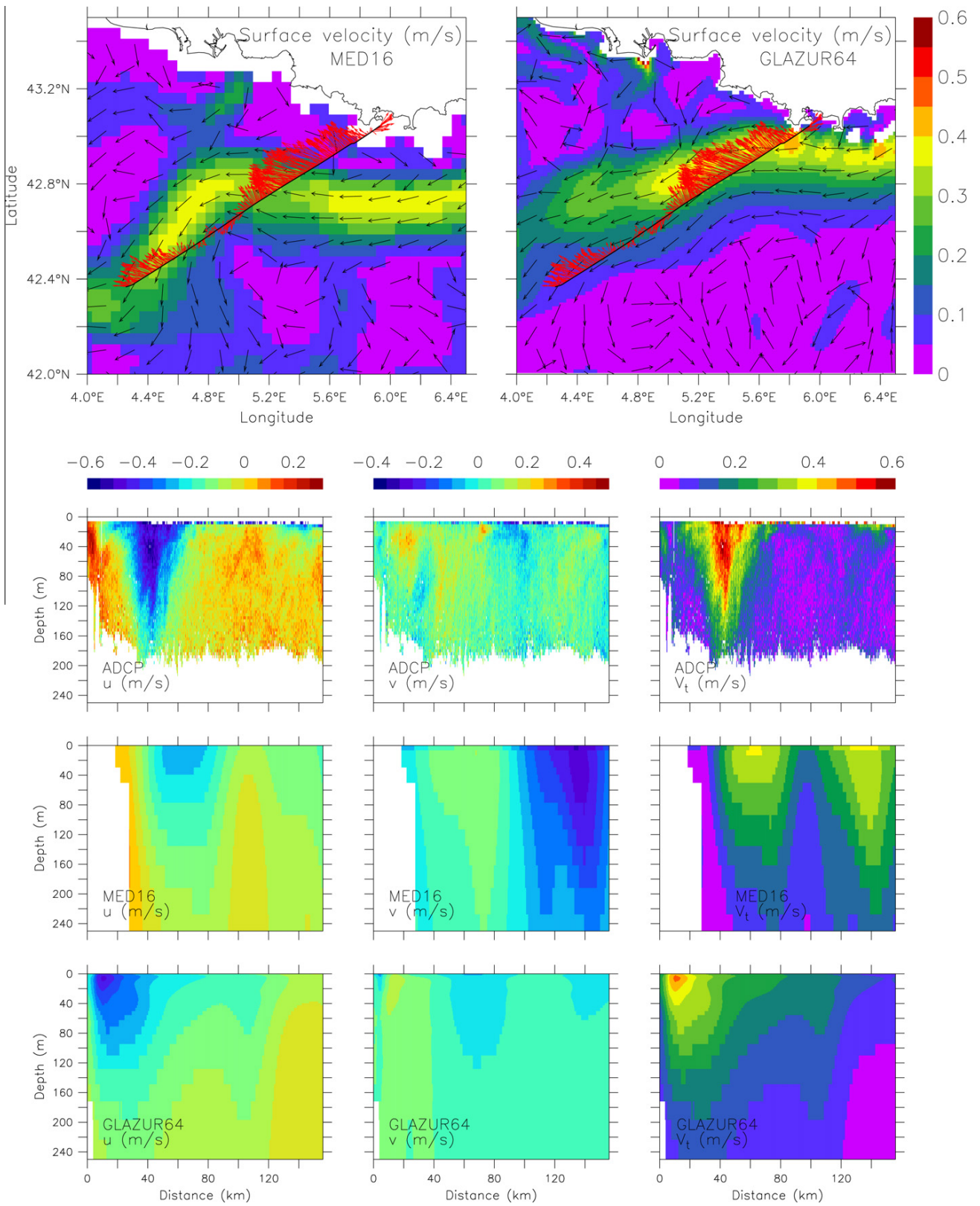


Fig. 9. Current Comparison between the HRC (GLAZUR64), the LRC (MED16) and ADCP data. Date: 29/05/2001. Top line: LRC (left) and HRC (right) surface currents, with superposed ADCP velocity (red vectors). Second line to bottom line: zonal velocity (left columns), meridional velocity (middle columns) and velocity magnitude (right columns) through depth. Second line: ADCP data, third line: LRC simulations, bottom line: HRC simulations. The X-axis origin is the coast. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

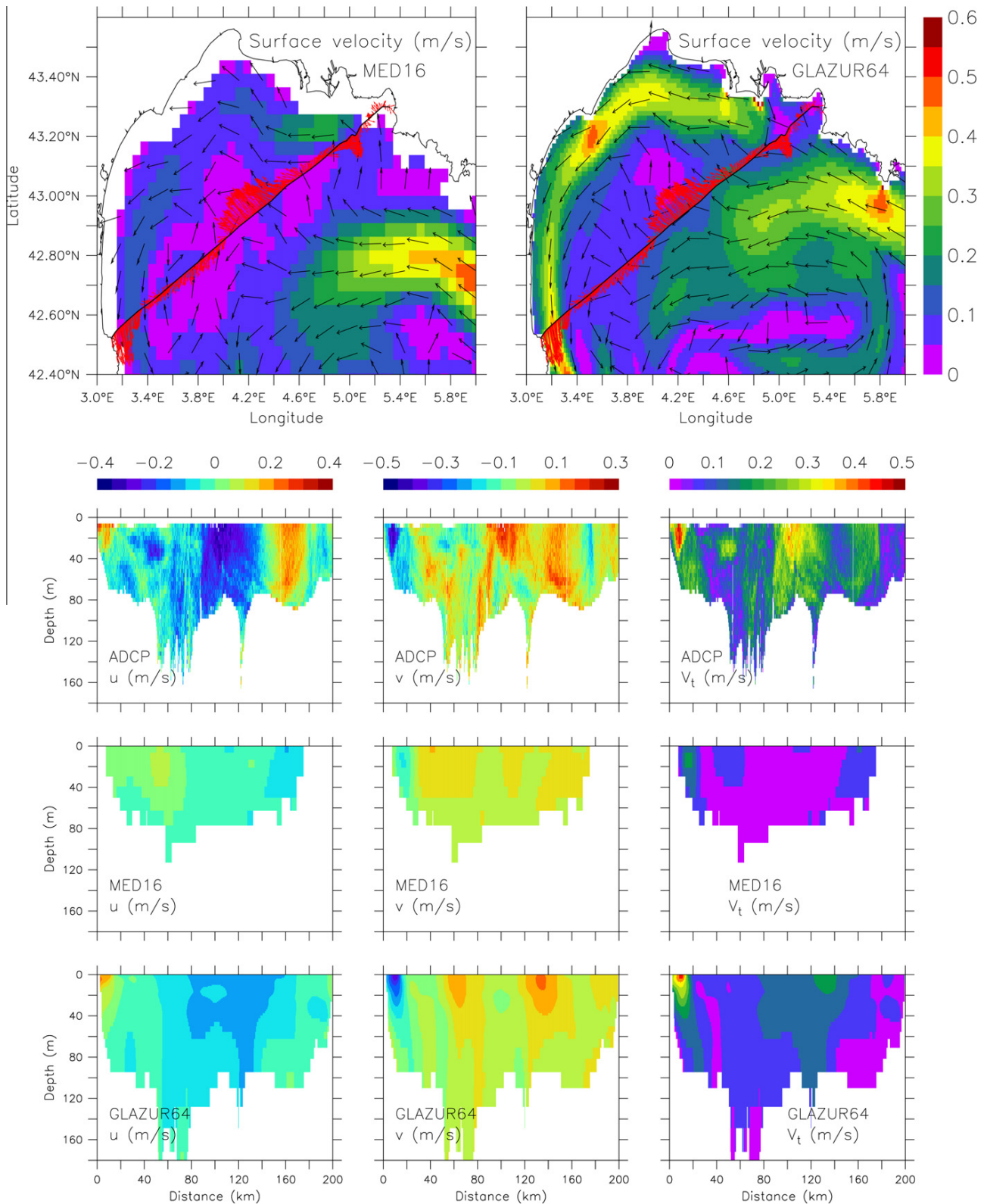


Fig. 10. Current Comparison between the HRC (GLAZUR64), the LRC (MED16) and ADCP data. Date: 12/10/2001. Top line: LRC (left) and HRC (right) surface currents, with superposed ADCP velocity (red vectors). Second line to bottom line: zonal velocity (left columns) and meridional velocity (middle columns) and velocity magnitude (right columns) through depth. Second line: ADCP data, third line: LRC simulations, bottom line: HRC simulations. The X axis origin is the south-western coast (Cape Creus area), the section being from the Cape Creus area toward the Marseilles area. The arrows represent the velocity direction. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

and a subsequent data treatment (spectral analysis with rotary FFT). Such data are not available for the periods of the ADCP used here. Some attempts can be made on ship-mounted ADCP data of sufficient times of deployment but under the strong assumption of spatial homogeneity of the inertial movements and with carefully corrected data in terms of ship velocity, pitch and roll, particularly in the case of rough seas. The ADCP data used here are of too short duration to allow an unambiguous detection (even less any quantification) of inertial currents. Some attempts have been made however to diagnose if the ADCP periods could have been subjected to inertial oscillations. First, by looking at the wind conditions up to two weeks before each section (data not shown), it appears that only the ADCP sections in January and March 2001 showed prior wind conditions needed for the onset of marked inertial oscillations, i.e. mainly strong winds and rapid shifts in direction. But it is also worth noting that the winter situation is the least favourable season to evidence the internal oscillation contribution as the stratification is usually insufficient. For the May and October sections, the season is more favourable in terms of stratification but the wind appeared to be quite weak for both periods. Second, the analyse through depth of possible current direction rotations due to the inertial contribution has not evidenced any clear pattern in the ADCP sections. As a result, the four sections used in the present work can be considered free of significant internal oscillation contributions especially regarding the strong values of the main current structure evidenced in the data, i.e. the NC (0.6–1.0 m/s) and associated on-shelf intrusions (0.4–0.5 m/s) or the coastal jets. Yet, inertial oscillations can be simulated by the HRC in response to the high frequency atmospheric forcing (hourly) and a sufficient vertical resolution (1 m) in the near-surface layer (Langlais, unpublished data). It would however be illusory to expect a precise phase matching of the simulated and real inertial oscillations, but an on-line sampling performed during the model integration and following the spatio-temporal details of the observations may allow to estimate the possible contribution of inertial motions present in the velocity fields. More generally, a future effort should then focus on an improved spatio-temporal model-observations collocation especially when high resolution data such as ADCP measurements are used.

One major result emerging from the present work is then that using a regional high resolution configuration significantly improves the realism of geostrophic along-slope currents, through changes in their mesoscale structures, as well as coastal mesoscale features. In fact, this effect was expected on a general point of view, as well as a significant increase in the overall mesoscale activity over the simulated area. This second point is not always clearly evidenced on the presented figures (see for example Fig. 4) that rather suggests that the HRC mainly acts by re-arranging much of the mesoscale activity already existing in the LRC. In order to confirm these statements, the surface Eddy Kinetic Energy (EKE)

calculated over 2001 is considered for the HRC, the LRC and the AVISO data (Fig. 11). For both simulations, the order of magnitude is coherent with the AVISO derived EKE (Fig. 11, right panel) as well as other altimeter data derived EKE (e.g. Pujol and Larnicol, 2005) and with surface EKE calculated over the Mediterranean basin by models of coarser resolution (e.g. Jordi and Wang, 2009). As expected, the AVISO EKE is weaker than the HRC and LRC EKE: this lack of variability associated with the data smoothness can be explained by the low spatio-temporal resolution of the AVISO data compared to the numerical configurations. In a similar way, the mesoscale activity along the coast and more generally on the GOL shelf appears to be strongly enhanced with the increased resolution of the HRC compared to the LRC and the AVISO data. On the other hand, the NC variability path is clearly more emphasised by the EKE diagnostics for the LRC than for the HRC. This result may be interpreted as meanders of larger extent along the main path when simulated by the LRC than by the HRC. But it can also be interpreted as a lack of mesoscale activity for the LRC where the energy brought by the NC remains canalised within the NC path swathe, preventing a large part of this energy to be distributed elsewhere, for example by detaching eddies, secondary branches of the NC intruding onto the GOL shelf or even coastal jet development. Indeed, the NC intrusion onto the shelf and the coastal jet measured by the ADCP for the 12/10/2001 transect (see Section 3.3.4), well reproduced by the HRC but missing in the LRC simulations confirms this suggestion.

The gain in term of realism for simulating geostrophic current using a regional HRC does not depend exclusively on the resolution ratio between the LRC and the HRC. First, the increased horizontal resolution must be scaled according to the first baroclinic Rossby radius of deformation (R_d) that defines the typical geostrophy space-scale and is about 8–10 km in the North-Western Mediterranean Sea (Crépon et al., 1982; Béthoux et al., 1988). Moreover, one may verify that the simulated density fields remain coherent with the known R_d for the studied area. Test calculations have been made using an idealized two-layers model of the simulated density, that showed R_d values of 8–12 km for the CN waters and offshore, and 3–6 km on the shelf, with marked seasonal variations toward lower values in winter and spring. Hence, the ratio of the horizontal resolution versus the R_d in the CN and offshore waters varies from about $2/3$ to $1/2$ for the LRC and $1/6$ – $1/10$ for the HRC, i.e. from an eddy permitting to an eddy resolving horizontal resolution. On the GOL shelf waters, such ratios are dramatically increased, from $1/1$ and more for the LRC and $1/2$ or $1/4$ for the HRC. Obviously, the LRC loses its eddy permitting capacity on the shelf and cannot capture typical coastal circulation processes, such as eddies and coastal jets. While also of degraded capacity on the shelf, the HRC resolution remains between an eddy permitting and an eddy resolving type resolution, allowing to reasonably simulate coastal circulation features, at least in the upper range of the

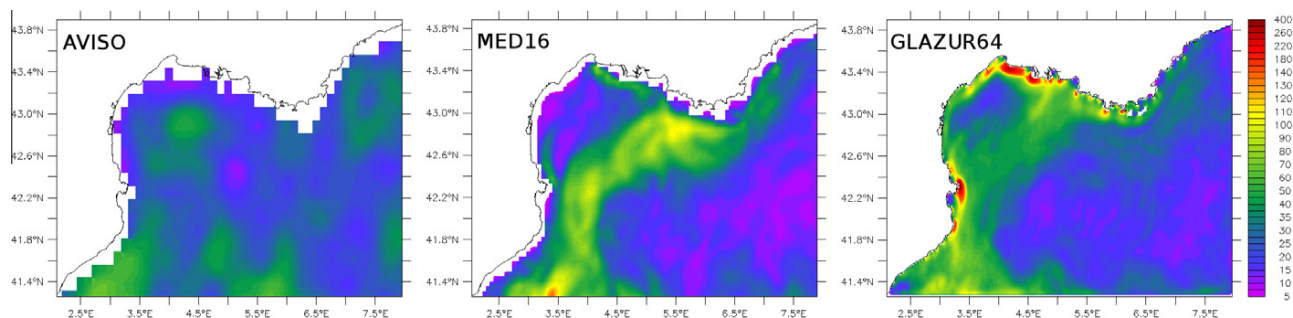


Fig. 11. Surface Eddy Kinetic Energy (in cm^2/s^2) calculated for 2001 from the AVISO data (left), LRC simulations (middle) and HRC simulations (right).

typical time and space scales of coastal dynamics. If reaching a horizontal resolution with grid cells lower than the first baroclinic Rossby radius of deformation appears as a prerequisite, the vertical resolution also plays a major role, as illustrated in Fig. 6 showing the numerical adjustment of the NC in the HRC with consequent change in the cross-current isopycnal slopes jointly with changes in the current vertical structure. Indeed, a lack of vertical resolution can strongly impact the current simulation by restraining the isopycnal sloping, hence its dynamical adjustment in response to shelf slope constrain, Ekman effect or other perturbing forces. These issues play a significant role in the current ability to develop meanders and detaching eddies, more generally baroclinic/barotropic instabilities in response to external forcing, and is therefore of primal importance to better control water exchanges between coastal and off-shore areas.

In complement, the resolution impact discussed here cannot be disconnected from the atmospheric forcing used and in particular its spatio-temporal resolution (Lebeauvin Brossier et al., 2011). Langlais et al. (2009) showed that using appropriate atmospheric forcing, i.e. data sets of sufficiently high spatial and temporal resolution, remains a determining condition for obtaining realistic simulations with a HRC. Indeed, a HRC using atmospheric forcing derived from a low resolution atmospheric model configuration will inevitably suffer from a lack of surface mesoscale activity regarding the fluxes and wind driven processes when compared to in situ data. For instance, Herrmann and Somot (2008b) studied deep convection in the North-Western Mediterranean Sea with a HRC. They conducted twin experiments using either high or low resolution atmospheric forcings. For the studied period, they showed that the expected deep convection mechanism was not triggered with the low resolution forcing but was correctly reproduced when using the high resolution forcing. Similarly, Langlais et al. (2009) showed that convective events were enhanced when the resolution of the atmospheric forcing was increased. Schaeffer et al. (in revision) have also shown that mesoscale structures such as coastal eddies were enhanced when high resolution atmospheric forcing were used (for their oceanic grid of $1/64^\circ$, the atmospheric fields used were hourly data with an horizontal resolution of 2.5 by 2.5 km). Taking these facts into account, it clearly appears that some of the improvements brought by a HRC regarding the ocean circulation simulation might be lost when using forcing data from an atmospheric model of insufficient resolution. As for the present study, it confirms that the LRC being forced by atmospheric forcing of resolution 50 by 50 km with a daily period cannot pretend to reproduce wind driven coastal patterns (see Section 3.3.4) nor marked NC variability in response to strong wind conditions (see Section 3.3.2) in similar way than the HRC does as the latter uses hourly forcing of 18 by 18 km horizontal resolution.

The last issue is that HRCs have to prescribe OBC for their lateral forcing: special care must then also be taken on the OBC spatial and temporal resolutions, as the HRC benefits might be lost when using inappropriate lateral forcing, significantly impacting the HRC inner circulation (Mounier et al., 2005; Marsaleix et al., 2006; Auclair et al., 2006). Hence, similarly to an inappropriate use of low resolution atmospheric forcing, OBC of poor quality, mainly in terms of spatio-temporal resolution, can significantly reduce the HRC ability to develop a solution featuring some of the expected realistic high-resolution patterns (Auclair et al., 2001). In the present case, the HRC GLAZUR64 encouraging results are substantially due to the use of adequate boundary conditions derived from the NEMO type LRC MED16 configuration, helping to avoid possible contradicting physics between the two configurations. But the present analysis also stressed some LRC flaws, mainly regarding the NC structure and positioning that clearly impacts the HRC results, particularly in the most-eastern part of the domain. Results showed that the induced structural defaults may be rapidly

corrected through numerical adjustment to the increased resolution grid over a 60 km wide area. It is noteworthy that this distance also corresponds to the typical space-scale of the largest CN instabilities (Crépon et al., 1982; Albérola and Millot, 1995; Sammari et al., 1995). The implicit time and space-scales of this numerical adjustment is therefore in good agreement with the dynamical ones. On the other hand, results presented in Section 3.3.2 show that the HRC may still suffer from the inherent kinetic energy underestimation of the NC by the LRC configuration. In other world, the HRC cannot resolve by itself all flaws deriving from the lower resolution configuration. On a general point of view, it has to be stressed out that the LRC potential flaws highlighted in this work do not aim to criticise its overall properties but rather to show that the simulation of some of the typical regional and coastal processes can be substantially improved (even if not fully), given a sufficiently higher resolution. Fortunately, this last issue regarding the quality of the LRC derived OBC tends to be minimized, as basin-scale configurations also benefit from continuous progresses in ocean modelling. In addition, ocean re-analysis systems (i.e. including data assimilation from altimetry and ARGO floats for instance) may help to prescribe less biased OBCs and their use would certainly be generalized, particularly for operational oriented HRCs.

5. Conclusion and perspectives

A realistic high resolution ($1/64^\circ$) configuration of the ocean model NEMO, named GLAZUR64, has been set for the North-Western part of the Mediterranean Sea and compared to a NEMO configuration ($1/16^\circ$) of the entire Mediterranean Sea, named MED16, the latter being also used at the open boundaries of the HRC. The resolution impact on the behaviour of the major regional current, the Northern Current, has been studied with a specific focus on the spatio-temporal variability of its path and its position along the coast and the Gulf of Lions shelf edge. Both configurations have also been assessed by comparing the simulations to hull-mounted ADCP data and geostrophic velocities derived from the AVISO altimeter products. The relevant results from this study are listed below.

Concerning the regional downscaling necessary to force the HRC at its boundaries by the LRC: besides having a satisfying agreement at the boundaries, it appears that both configurations can develop different solutions. More precisely, the NC trajectory and velocity magnitude differ significantly when simulated by the LRC or the HRC.

The temporal evolution over 2001 of the horizontal velocities vertically averaged (0–200 m) at three different sections along the NC path demonstrates that the HRC gives good agreement with the AVISO derived geostrophic velocities while the LRC exhibits a mean NC path systematically shifted off the coast or shifted seaward along the GOL shelf edge (of about 0.1 – 0.2° in both cases).

Consequently, it is showed that the HRC can improve the NC positioning compared to the LRC simulations, this being illustrated for given dates by comparing the simulations to ADCP measurements. The results emerging from the ADCP comparisons can be summarized as: first, the HRC presents a flaw similar to the LRC at its eastern boundary, i.e. an underestimated current magnitude. This problem can hardly be fixed without a prior enhancement of the LRC velocity magnitude. However, the current tends to accelerate westward (downstream) through the HRC domain, this effect being diagnosed as a beneficial adjustment of the dynamics to the high-resolution. Second, some typical NC meandering and intrusions onto the GOL shelf are better represented with the HRC than with the LRC for which the spatial shift of the NC previously evoked repeatedly prevents the LRC simulations to be coherent with the ADCP data. Third, as expected, the mesoscale

structures are better represented with the HRC but it also appears that part of the LRC mesoscale activity (e.g. NC meanders) can be spurious.

The calculated surface Eddy Kinetic Energy for both configurations confirms the improved mesoscale activity on the GOL shelf with the HRC, allowing the simulation of processes such as meanders intrusions onto the shelf and coastal jets.

As for the perspectives, the GLAZUR64 ability to match in situ data stands as a promising experiment in the framework of NEMO HRC developments for various purposes, ranging from operational intentions to dedicated coastal process studies. Among some of the future work that will be conducted, the extended ADCP data base is to be used to get a statistical approach of the NC position along the studied area. In addition, some work will be conducted to further study the problems related to the vertical resolution impact on the NC, focusing in particular along the Côte d'Azur and the Var coasts. Statistical comparisons with CTD measurements are currently conducted as well to assess the HRC ability to reproduce typical Mediterranean water masses. Inter-annual experiments over a long period (2001–2010) will also be performed to further analyse the NC variability, coordinated with field campaigns using high-frequency radars providing the surface currents in the studied area.

Acknowledgements

The calculations were performed using NEC-SX8 from GENCI-IDRIS resources (Grants 2010011707 and 2008010227). The altimeter products were produced by Ssalto/Duacs and distributed by Aviso with support from CNES. ADCP data are distributed by the French INSU within the SAVED project. The MED16 simulations have been performed with the financial support of MERCATOR-OCEAN. The authors wish to thank the two anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions that greatly helped to improve the manuscript.

References

- Albérola, C., Millot, C., 1995. On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta* 18 (2), 136–192.
- Alberola, C., Millot, C., 2003. Circulation in the French Mediterranean coastal zone near Marseilles: influence of wind and the Northern Current. *Cont. Shelf Res.* 23, 587–610.
- Alhammad, B., Béranger, K., Mortier, L., Crépon, M., Dekeyser, Y., 2005. Surface circulation of the Levantine Basin: comparison of model results with observations. *PiO* 66 (2–4), 299–320.
- Allou, A., Forget, P., Devenon, J.-L., 2010. Submesoscale vortex structures at the entrance of the Gulf of Lions in the Northwestern Mediterranean Sea. *Cont. Shelf Res.* 30 (7), 724–732.
- André, G., Garreau, P., Fraunié, P., 2009. Mesoscale slope current variability in the Gulf of Lions. Interpretation of in situ measurements using a three-dimensional model. *Cont. Shelf Res.* 29 (2), 407–423.
- Auclair, F., Marsaleix, P., Estournel, C., 2001. The penetration of the Northern Current over the Gulf of Lions (Mediterranean) as a downscaling problem. *Oceanol. Acta* 24, 529–544.
- Auclair, F., Estournel, C., Marsaleix, P., Pairaud, I., 2006. On coastal ocean embedded modeling. *Geophys. Res. Lett.* 33, L14602. doi:10.1029/2006GL026099.
- Batteen, M.L., Kennedy Jr., R.A., Miller, H.A., 2007. A process-oriented numerical study of currents, eddies and meanders in the Leeuwin current system. *Deep Sea Res. Part II* 54, 859–883.
- Béranger, K., Mortier, L., Crépon, M., 2005. Seasonal variability of water transports through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high resolution model of the Mediterranean circulation. *Progr. Oceanogr.* 66 (2–4), 341–364.
- Béranger, K., Drillet, Y., Houssais, M.-N., Testor, P., Bourdallé-Badie, R., Alhammad, B., Bozec, A., Mortier, L., Bouruet-Aubertot, P., Crépon, M., 2010. Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.* 115, C12041. doi:10.1029/2009JC005648.
- Béthoux, J.-P., Prieur, L., Bong, J.-H., 1988. La courant Ligure au large de Nice. In: Minas, H.J., Nival, P. (Eds.), *Oceanologica Acta, océanographie pélagique méditerranéenne*, pp. 59–67.
- Blayo, E., Debreu, L., 2005. Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables. *Ocean Modell.* 9, 231–252.
- Bouruet-Aubertot, P., Echevin, V., 2002. The influence of the coast on the dynamics of upwelling fronts. Part II. Numerical simulations. *Dyn. Atmos. Oceans* 36, 175–200.
- Burrage, D.M., Book, J.W., Martin, P.J., 2009. Eddies and filaments of the Western Adriatic Current near Cape Gargano: analysis and prediction. *J. Mar. Syst.* 78, 205–226.
- Cailleau, S., Fedorenko, V., Barnier, B., Blayo, E., Debreu, L., 2008. Comparison of different numerical methods used to handle the open boundary of a regional ocean circulation model of the Bay of Biscay. *Ocean Modell.* 25, 1–16.
- Chanut, J., Barnier, B., Large, W., Debreu, L., Penduff, T., Molines, J.-M., Mathiot, P., 2008. Mesoscale Eddies in the Labrador Sea and Their Contribution to Convection and Restratification, 38, 1617–1643.
- Crépon, M., Wald, L., Monget, J., 1982. Low-frequency waves in the Ligurian Sea during december 1977. *J. Geophys. Res.* 87 (C1), 595–600.
- Echevin, V., Crépon, C., Mortier, L., 2003. Interaction of a Coastal Current with a Gulf: Application to the Shelf Circulation of the Gulf of Lions in the Mediterranean Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 188–206.
- Enriquez, C.E., Shapiro, G.I., Souza, A.J., Zatsepin, A.G., 2005. Hydrodynamic modelling of mesoscale eddies in the Black Sea. *Ocean Dyn.* 55, 476–489.
- Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliant, C., Vehil, R., 2003. Observation and modelisation of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lions under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *J. Geophys. Res.* 108 (C3), 8059.
- Estournel, C., Auclair, F., Lux, M., Nguyen, C., Marsaleix, P., 2009. “Scale oriented” embedded modeling of the North-Western Mediterranean in the frame of MFSTEP. *Ocean Sci.* 5, 73–90.
- Flexas, M.M., Van Heijst, G.J.F., Trieling, R.R., 2005. The behavior of jet currents over a continental slope topography with a possible application to the Northern Current. *J. Phys. Oceanogr.* 35, 790–810.
- Gatti, J., Petrenko, A., Devenon, J.L., Leredde, Y., Ulses, C., 2006. The Rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the Gulf of Lion in December 2003. *Cont. Shelf Res.* 26, 1794–1805. doi:10.1016/j.csr.2006.05.012.
- Gatti, J., 2008. Intrusions du Courant Nord Méditerranéen sur la partie Est du plateau continental du Golfe du Lion. Ph.D. Thesis, LOPB, Marseille, France.
- Herrmann, M., Somot, S., Sevault, F., Estournel, C., Deque, M., 2008a. Modeling the deep convection in the northwestern Mediterranean Sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model: case study of winter 1986–1987. *J. Geophys. Res.* 113, C04011. doi:10.1029/2006JC003991.
- Herrmann, M., Somot, S., 2008b. Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 35, L04607. doi:10.1029/2007GL032442.
- Herrmann, M., Estournel, C., Deque, M., Marsaleix, P., Sevault, F., Somot, S., 2008c. Dense water formation in the Gulf of Lions shelf: Impact of atmospheric interannual variability and climate change. *Cont. Shelf Res.* 28, 2092–2112.
- Hu, Z.Y., Doglioli, A.M., Petrenko, A.A., Marsaleix, P., Dekeyser, I., 2009. Numerical simulations of eddies in the Gulf of Lion. *Ocean Modell.* 28, 203–208.
- Huthnance, J.M., 1995. Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge. *Prog. Oceanogr.* 35, 353–431.
- Jacob, D., Andrae, U., Elgered, G., Fortelius, C., Graham, L.P., Jackson, S.D., Karstens, U., Koepfen, C., Lindau, R., Podzun, R., Rockel, B., Rubel, F., Sass, H.B., Smith, R.N.D., Van den Hurk, B.J.J.M., Yang, X., 2001. A comprehensive model intercomparison study investigating the water budget during the BALTEXPIDCAP period. *Meteorol. Atmos. Phys.* 77 (1–4), 19–43.
- Jordi, A., Wang, D.P., 2009. Mean dynamic topography and eddy kinetic energy in the Mediterranean Sea: comparison between altimetry and a 1/16° ocean circulation model. *Ocean Modell.* 29, 137–146.
- Langlais, C., Barnier, B., Molines, J.-M., Fraunié, P., Jacob, D., Kotlarski, S., 2009. Evaluation of a dynamically downscaled atmospheric reanalyse in the prospect of forcing long term simulations of the ocean circulation in the Gulf of Lions. *Ocean Modell.* 30, 270–286.
- Large, W.G., Yeager, S.G., 2004. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies. NCAR technical note, Climate and Global Dynamics Division, Colorado.
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Deltel, C., Dobrinski, P., 2011. The Mediterranean response to different space-time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modell.* 36 (1–2), 1–25.
- Lévy, M., Klein, P., Tréguier, A.-M., 2001. Impacts of sub-mesoscale physics on phytoplankton production and subduction. *J. Mar. Res.* 59, 535–565.
- Lévy, M., Klein, P., Ben Jelloul, M., 2009. New production stimulated by high-frequency winds in a turbulent mesoscale eddy field. *Geophys. Res. Lett.* 36 (16), L16603.
- Madec, G., 2008. NEMO Ocean General Circulation Model Reference Manuel. Internal Report, LOCEAN/IPSL, Paris.
- Marsaleix, P., Auclair, F., Estournel, C., 2006. Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models. *J. Atmos. Ocean. Tech.* 23, 1604–1613.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lion's hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.* 10 (9–11), 885–894.
- Millot, C., 1999. Circulation in the western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 20, 423–442.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea. The Handbook of Environmental Chemistry, (The Natural Environment and the Biological Cycles), 5(K), 29–66, Springer-Verlag Editor. doi: 10.1007/b107143.

- Mounier, F., Echevin, V., Mortier, L., Crépon, M., 2005. Analysis of the mesoscale circulation in the occidental Mediterranean Sea during winter 1999–2000 given by a regional circulation model. *Progr. Oceanogr.* 66, 251–269.
- Petrenko, A., 2003. Variability of circulation features in the Gulf of Lions NW Mediterranean Sea: importance of inertial currents. *Oceanol. Acta* 26, 323–338.
- Petrenko, A., Leredde, Y., Marsaleix, P., 2005. Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea: in situ and modeling data. *Cont. Shelf Res.* 5, 5–27.
- Pinardi, N., Allen, I., Demirov, E., De Mey, P., Korres, G., Lascaratos, A., Le Traon, P.-Y., Maillard, C., Manzella, G., Tziavos, C., 2003. The Mediterranean ocean forecasting system: first phase of implementation (1998–2001). *Ann. Geophys.* 21, 3–20.
- Prandle, D., 2000. Introduction Operational oceanography in coastal waters. *Coastal Eng.* 41, 3–12.
- Pujol, L.-I., Larnicol, G., 2005. Mediterranean sea eddy kinetic energy variability from 11 years of altimetric data. *J. Mar. Syst.* 58, 121–142.
- Rio, M.H., Poulain, P.-M., Pascual, A., Mauri, E., Larnicol, G., Santoleri, R., 2007. A mean dynamic topography of the Mediterranean Sea computed from altimetric data, in situ measurements and a general circulation model. *J. Mar. Syst.* 65, 484–508.
- Rubio, A., Barnier, B., Jorda, G., Espino, M., Marsaleix, P., 2009. Origin and dynamics of mesoscale eddies in the Catalan Sea (NW Mediterranean): insight from a numerical model study. *J. Geophys. Res. Ocean.* 114, C06009. doi:10.1029/2007JC004245.
- Sammari, C., Millot, C., Prieur, L., 1995. Aspects of the seasonal and mesoscale variability of the Northern Current in the Western Mediterranean Sea inferred from PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep Sea Res.* 42 (6), 893–917.
- Schaeffer, A., Molcard, A., Forget, P., Fraunié, P., Garreau, P., in revision. Generation mechanism of mesoscale eddy in the Gulf of Lions: radar observation and modelling. *Ocean. Dyn.*, in revision, 2011.
- Sheng, J., 2001. Dynamics of a buoyancy-driven coastal jet: the Gaspé current. *J. Phys. Ocean.* 31, 3146–3162.
- Tréguier, A.-M., 2006. In: Chassignet, E.P., Verron, J. (Eds.), *Ocean Weather Forecasting. Part II, Chapter 3 – Models of the Ocean: Which Ocean?* Springer.
- Treguier, A.-M., Barnier, B., De Miranda, A.P., Molines, J.-M., Grima, N., Imbard, M., Madec, G., Messenger, C., Reynaud, T., Michel, S., 2001. An eddy-permitting model of the Atlantic circulation: evaluating open boundary conditions. *J. Geophys. Res. Ocean* 106 (C10), 22115–22129.
- Walstad, L.J., McGillicuddy, D.J., 2000. Data assimilation for coastal observing systems. *Oceanography* 13 (1), 47–53.
- Zavatarelli, M., Pinardi, N., 2003. The Adriatic Sea modeling system: a nested approach. *Ann. Geophys.* 21, 345–364.

A case study of the mesoscale dynamics in the North-Western Mediterranean Sea: a combined data–model approach

Karen Guihou · Julien Marmain · Yann Ourmières ·
Anne Molcard · Bruno Zakardjian · Philippe Forget

Received: 30 October 2012 / Accepted: 22 April 2013
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013

Abstract The Northern current is the main circulation feature of the North-Western Mediterranean Sea. While the large-scale to mesoscale variability of the northern current (NC) is well known and widely documented for the Ligurian region, off Nice or along the Gulf of Lions shelf, few is known about the current instabilities and its associated mesoscale dynamics in the intermediate area, off Toulon. Here, we took advantage of an oceanographic cruise of opportunity, the start of a HF radar monitoring programme in the Toulon area and the availability of regular satellite sea surface temperature and chlorophyll *a* data, to evaluate the realism of a NEMO-based regional high-resolution model and the added value brought by HF radar. The combined analysis of a 1/64° configuration, named GLAZUR64, and of all data sets revealed the occurrence of an anticyclonic coastal trapped eddy, generated inside a NC meander and passing the Toulon area during the field campaign. We show that this anticyclonic eddy is advected downstream along the French Riviera up to the study region and disturbs the Northern current flow. This study aims to show the importance of combining observations and modelling when dealing with mesoscale processes, as well as the importance of high-resolution modelling.

Keywords North-Western Mediterranean Sea · Northern current · Meander · HF radar · in situ measurements · Eddy

1 Introduction

The Northern current (hereafter NC) is the main circulation feature of the North-Western (NW) Mediterranean Sea, as part of the general cyclonic circulation of Atlantic Waters (AW) in the occidental Mediterranean basin. Issued from the merging of the Eastern and Western Corsican currents (ECC and WCC hereafter) in the Ligurian basin, it flows along the NW shelf, from the French coast down to the Spanish one (Fig. 1). The NC is *stricto-sensu* defined as a geostrophic current resulting from the isopycnal adjustment between the AW vein flowing along the coast and the older, more saline surface to intermediate waters of the central part of the basin that result from partial mixing of AW originated waters and Mediterranean Intermediate Waters during winter. It presents a strong seasonal variability, mainly depending on the ECC seasonal variability, as the seasonal and inter-annual variability of the WCC is known to be weaker (Astraldi and Gasparini 1992).

In summer, the NC is wide (around 40 km) and shallow (250 m) (e.g. Alberola et al. 1995; Petrenko 2003; Conan and Millot 1995) with quite a steady and weak flow (< 0.5 m/s). In winter, the increased transport in the eastern Corsican channel reinforces the ECC contribution to the NC, leading to a tightening and an acceleration of the NC vein (Taupier-Letage and Millot 1986; La Violette 1994): the NC gets narrower (about 25 km), deeper (450 m) and flows closer to the coast. Its transport is then maximum, reaching 1.6 Sv for the first 300 m (Alberola et al. 1995) with surface velocities up to 1 m/s (Millot 1990; Petrenko 2003). The NC is known to be a topographically guided

Responsible Editor: Pierre Garreau

This article is part of the Topical Collection on the 16th biennial workshop of the Joint Numerical Sea Modelling Group (JONSMOD) in Brest, France 21-23 May 2012

K. Guihou (✉) · J. Marmain · Y. Ourmières · A. Molcard ·
B. Zakardjian · P. Forget
Mediterranean Institute of Oceanography (MIO),
CNRS/INSU, AMU/USTV, UM 110, USTV,
Batiment F, BP 20132, 83957 La Garde Cedex, France
e-mail: karen.guihou@univ-tln.fr

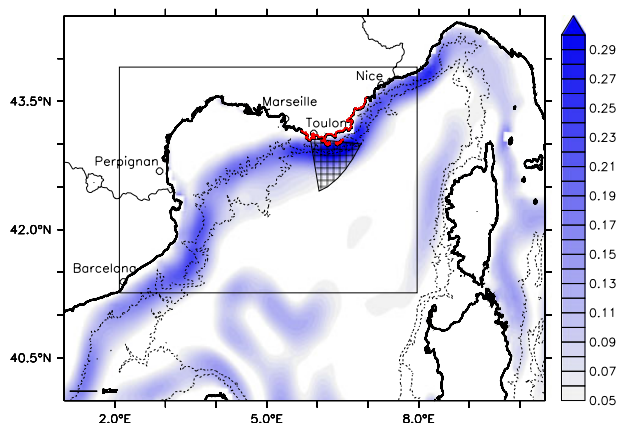


Fig. 1 Map of the North-Western Mediterranean Sea. The *black rectangle* shows the GLAZUR64 domain and the *gridded triangle-like shape* corresponds to the radar coverage area. The French Var coast is in *red*. The mean dynamics of the area, averaged from inter-annual MERCATOR simulations, appears in *blue*

current, closely following the 1,000-m isobath. It is subjected to baroclinic and barotropic instabilities (Crépon et al. 1982; Sammari et al. 1995; Petrenko 2003; Flexas et al. 2002), leading to the generation of meanders of 10–100 km in amplitude and wavelength (Conan and Millot 1995). These meanders and associated eddy activity are mesoscale processes, that is in the order of the Rossby radius of deformation (Thomas et al. 2008; Capet et al. 2008), which is 10–20 km in the Mediterranean Sea. Their phase speeds vary from 10 to 20 km/day (Crépon et al. 1982; Millot 1991, 1999; Flexas et al. 2002), and their thermal signature remains visible from 10 to 20 days (Alberola et al. 1995).

While the large-scale to mesoscale NC variability is well known and widely documented for the Ligurian region, off Nice (Taupier-Letage and Millot 1986; Alberola et al. 1995; Sammari et al. 1995; Béthoux et al. 1982, 1988), at the entrance of the Gulf of Lions, off Marseille (Alberola and Millot 2003; Conan and Millot 1995; Forget et al. 2008; Flexas et al. 2002) and along the Gulf of Lions shelf break (André et al. 2009; Petrenko 2003; Lapouyade and Durrieu de Madron 2001; Rubio et al. 2009), only few is known about the current instabilities and its associated mesoscale dynamics in the intermediate area, i.e. the Var coast that stands as the transition area between the French Riviera narrow shelf and the wide Gulf of Lions shelf. Major changes in the topography and the coastline orientation in this area (Fig. 1) are generally associated with an acceleration and a change of the NC orientation, as usually simulated by basin-scale or regional ocean models (Ourmières et al. 2011). Moreover, it has been shown that sharp bathymetry variations may deviate the NC from its path by conservation of potential vorticity (Flexas et al. 2002) and then induce

local baroclinic instabilities. These facts clearly make the Var coast an area of high interest which has however not been largely documented.

A three-dimensional high-resolution modelling approach (i.e. with a grid spacing of the order of a kilometre) is needed to resolve the relevant dynamics of such processes. Indeed, neither can basin-scale models fully resolve these processes nor could observational networks completely monitor the spatio-temporal variability of such processes over relatively large areas. However, modelling realistic mesoscale processes at high resolution remains a challenge in terms of quality of the oceanic and atmospheric forcing, choices for sub-grid parametrization and the need for ad hoc observations for the model validation (Schaeffer et al. 2011a; Ourmières et al. 2011; Lebeaupin Brossier et al. 2012). This last point is critical as the confrontation of model results with independent observations is an essential step for the continuous improvement of high-resolution ocean modelling. Indeed, most high-resolution models generate meaningful mesoscale variability that generally compare well with observations on average, i.e. statistically considering the typical spatio-temporal scales of the circulation patterns (e.g. Rubio et al. 2009; Casella et al. 2011 for the NW Mediterranean Sea). Spatio-temporal validation with co-localised data and with a sufficient synoptic coverage are less often achieved as it needs consequent and heavy observational efforts (e.g. Petrenko 2003; Mémerly 2005). For the present study, we took advantage of an oceanographic cruise of opportunity, as well as the start of a HF radar monitoring programme in the Toulon area and the availability of regular satellite sea surface temperature (SST) and chlorophyll *a* from global ocean monitoring programmes (MyOcean, Medspiration) to evaluate the ability of a Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO)-based regional high-resolution model named GLAZUR64 (Ourmières et al. 2011), to realistically simulate the NC mesoscale variability at regional scale. The combined analysis of the model results and the available data sets revealed the occurrence of a coastal trapped anticyclonic eddy, generated inside a NC meander and passing the Toulon area during the field campaign. The paper is organised as follows: Section 2 introduces the material and methods, i.e. the different available data sets and model configurations. Section 3.1 provides the description of the field campaign data followed by a first model-assisted interpretation (Section 3.2), and Section 3.3 gives a comparison with HF radar and remote sensing (SST and Chla) data. Section 4 discusses the model results and the perspectives offered by the increasing development of HF radar monitoring in the framework of global ocean monitoring programmes to improve the model ability to realistically generate and simulate this type of mesoscale pattern.

2 Material and methods

2.1 The PHYOCE field campaign

The PHYsique de l'Océan (PHYOCE) campaign is a scholar cruise, repeated every year in the Var coast region off the Hyères islands (south of Toulon), in the North-Western Mediterranean Sea, giving the opportunity to aspiring oceanographers to manipulate traditional oceanographic instruments. The 2011 experiment was undertaken during 4 days, from the 30th of March to the 3rd of April 2011 on board the R/V *Thetys II* from DT-INSU. The cruise was focused on the NC observation and the mission plan initially included cross-current transects designed to observe its structure in terms of meridional size, depth and intensity as well as its hydrological characteristics. The on-board instrumentation features a downward looking 150 kHz Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) mounted on the hull of the ship providing real-time current, a Seabird 9/11 Conductivity, Temperature, Depth (CTD) probe and a Valeport Monitor CTD Profiler measuring hydrological parameters (conductivity, temperature, pressure) of the water column (from surface to 600 m deep), and small robust surface drifters (Albatros marine technology) equipped with GPS and GSM transmission.

Due to the presence of the most important French Navy base in the Toulon harbour, the final sampling plan was constrained to daily authorization to navigate and conduct CTD casts in the area depending on the military activities. Figure 2 (left) shows the location of the CTD casts for all legs. Days 1 and 2 (legs 1 and 2 of CTD casts, respectively) were done in a restricted area south of the Hyères islands, where depth is over than 1,000 m. Drifters were launched during these two legs (D1, D2 and D3 stations, Fig. 2, bottom left) and experienced short journeys from 1 to 2.5 h. For days 3 and 4, we were allowed to sample the entrance of the Toulon Harbour. Legs 3 and 4 of CTD casts then consisted on two North–South transects down to 42.8°N and 42.9°N, respectively. On day 4, a twin drifter deployment (4-h duration) was made during the outward journey to 42.95°N (drifters station D4, Fig. 2).

CTD data treatment consisted of a prior quality control, in order to eliminate data outside typical climatological values. The SeaBird data were filtered using a low-pass filter and a 1-m averaging using the SeaBird data processing software. The Valeport CTD data were treated with equivalent Matlab routines, but after a re-processing of raw temperature, pressure and conductivity data using the UNESCO-based CSIRO seawater library. The CTD casts were used to evaluate the cross-section geostrophic velocity using a 650-m reference level that was the maximum depth common to all profiles and showing negligible horizontal density gradient, hence a reasonable nil baroclinic component to be

used as boundary condition for the upward geostrophic calculation. Such mass field-derived estimate also implies that any barotropic component of the NC is neglected. Albatros drifters positions were recovered by GSM communication and saved every 15 min and controlled for transmission errors. Lagrangian velocities were estimated using North–South and East–West drifts for each time interval between two consecutive and validated positions. The hull-mounted ADCP (60 cells, 4-m-deep bins, with a 1 min ensemble average) was used during the whole cruise. Data have been treated and saved in the framework of the SAVED database, a French Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) project (<http://saved.dt.insu.cnrs.fr/>). Some holes in the ADCP fields of the PHYOCE campaign were due to poorly resolved vessel cape from the DGPS during deep (over 300 m) CTD stations (unstable rotation of the vessel), hence eliminated by ad hoc filtering of the SAVED generic data treatment software (Heyndrickx, personal communication).

2.2 NEMO high-resolution configuration: GLAZUR64

The configuration used in this work is based on the primitive equation ocean circulation model NEMO (Madec 2008). The domain covers the NW Mediterranean Sea (Fig. 1), hence features an Eastern and a Southern open boundary. The resolution on the horizontal is 1/64° on a regular mesh (about 1.25 by 1.73 km) and it features 130 vertical z-levels with a vertical resolution of 1 m for the first 30 m and increasing through depth with a maximum spacing of 30 m near the sea bed. The present configuration is inherited from a configuration originally restricted to the Gulf of Lions as detailed in Langlais et al. (2009b) and extended eastward to include the French Riviera and Var coastal areas (Fig. 1), then named GLAZUR64 (Ourmières et al. 2011).

Most of the general parametrization used in GLAZUR64 is standard parametrization referring to a sufficiently up-to-date version of the NEMO model. Among these numerous features, one can cite standard but key elements such as the free surface formulation (Roullet and Madec 2000), the turbulent closure model TKE (Blanke and Delecluse 1993), the bulk formulation for the atmospheric forcing (Large and Yeager 2004) or the adaptative boundary conditions (Treguier et al. 2001; Cailleau et al. 2008). Some more slightly specific parameterizations are applied: the partial steps (Barnier et al. 2006; Penduff et al. 2007) that make the depth of the bottom cell adjustable to the real depth of the ocean leading to a better representation of small topographic slopes, and a bottom boundary layer diffusion term on the tracers, improving diffusion along the bottom slopes to better represent gravity-driven downslope flows (Beckmann and Doscher 1998). These two elements appeared to be valuable when dealing with a bathymetric constrained current such as the NC.

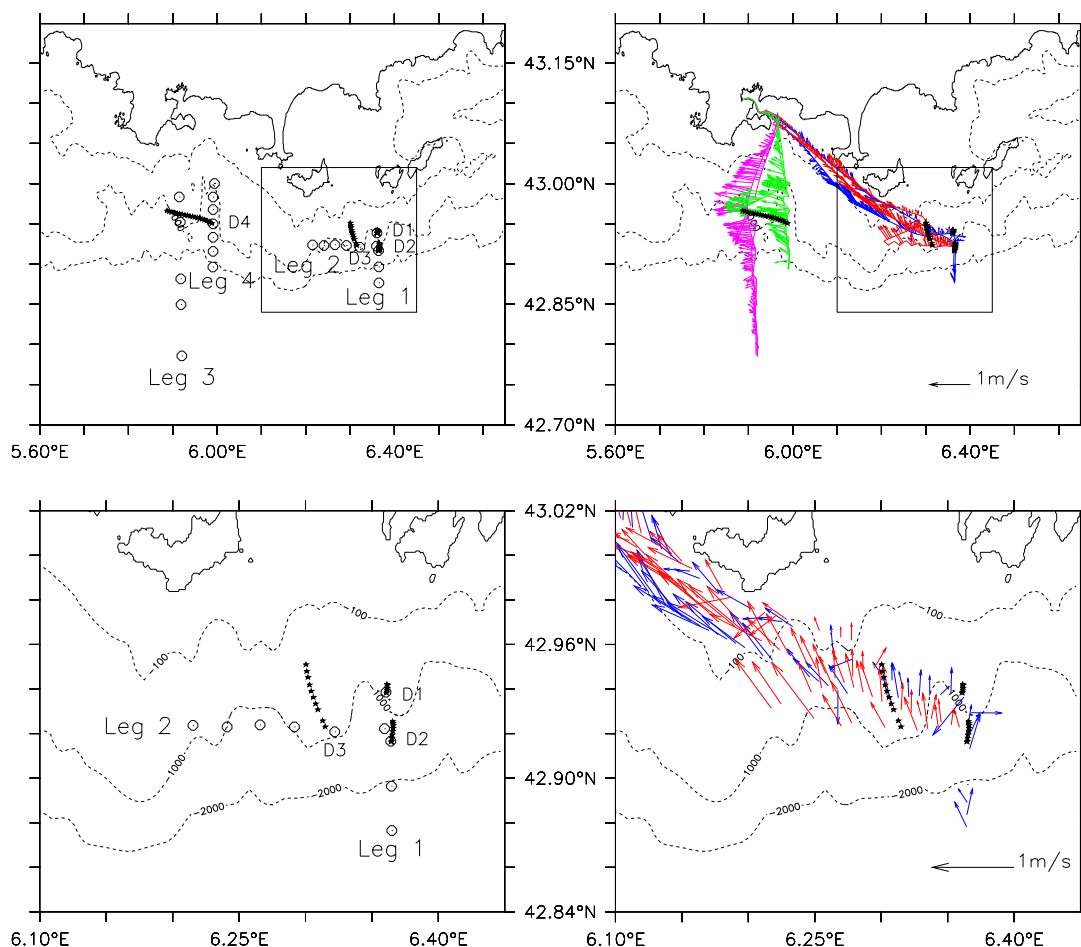


Fig. 2 Map of the studied region including the PHYCOE measurements locations (*upper panels*). *Upper left panel*: location of the CTD profiles (*black circles*), drifters name and trajectories (*black stars*).

Upper right panel: velocity fields measured by the ADCP at 16-m deep. *Lower panels*: zoom on the Hyères islands region. The 100-, 1,000- and 2,000-m isobaths are drawn on each figure

Ocean boundary conditions used to force GLAZUR64 come from the NEMO-based PSY2V4R1 operational configuration developed by MERCATOR-OCEAN (<http://www.mercator-ocean.fr>). This configuration has a 1/12° resolution on the horizontal and mainly covers the North-Atlantic basin and the entire Mediterranean basin. It features 50 vertical z-levels of thickness ranging from 1 m at the surface to 450 m at the bottom. This configuration is associated with a sequential data assimilation system (SAM2V1) based on the Kalman filter, and the assimilated data are the satellite SST, the satellite sea level anomaly and in situ temperature and salinity profiles. Daily averages of the velocity and mass fields are used at the GLAZUR64 open boundaries, and the typical damping coefficients for inflow and outflows have been adjusted consequently to 1 and 10 days, respectively. It can be noted that as the lateral forcing are derived from a configuration using the same ocean model, the parametrization of the physics is close to the GLAZUR64

one, which is a valuable asset regarding the inherent downscaling problem of such embedded configurations (Auclair et al. 2001).

The atmospheric data used to force the GLAZUR64 simulations are from the Météo-France operational regional model ALADIN, with a horizontal resolution of around 9.5 by 9.5 km and files provided every 3 h. This atmospheric model features data assimilation and state-of-the-art atmospheric physics (Fischer et al. 2005). Such spatio-temporal resolution is proven to better reproduce specific wind systems, diurnal cycles and sea breeze, leading to a valuable improvement of the mesoscale circulation simulated by the ocean model (Langlais et al. 2009a; Schaeffer et al. 2011b). Note that PSY2V4R1 uses European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) atmospheric forcing fields from the ECMWF analyses with a spatial resolution of 16 by 16 km and 3-h outputs, hence a different atmospheric forcing than for the GLAZUR64 simulation but with the same temporal resolution.

The GLAZUR64 reference simulation starts the 1st of December 2010 from initial conditions, i.e. with the velocity at rest and the mass fields interpolated from the PSY2V4R1 output at the corresponding date. Energy diagnostics have shown that at least a 3-month spin-up was needed. The focus period is from the 31st of March to the 4th of April 2011, hence far enough from the model spin-up. All analysis for the present study are done on daily averaged oceanic fields, with extra output of the surface fields averaged every 6 h.

2.3 Remote sensing

2.3.1 Radar

The added value brought by coastal radar measurements in the physical oceanographic context is now well recognised. Many applications have emerged in the last decades, from monitoring surface currents and waves at high spatial and temporal resolution to more practical applications such as tsunami warnings (Paduan and Rosenfeld 1996).

In the framework of the French national project Etude de la Circulation Côtière en zone Provençale (ECCOP) and of the MED project Tracking Oil-spill and Coastal Awareness network (TOSCA), a two-site radar system has been installed near Toulon. The first site has been installed in May 2010 (Fig. 1), while the second site has become operational more recently, in December 2011. Thus, only a single-site radar system was available for the PHYOCE period and will support the present study. While at least two radar stations are needed to evaluate velocity vectors, it is nevertheless possible to use the radial velocity from one radar to validate simulated velocities, by geometrically re-projecting them in the radial direction toward the point where the antennas are installed. This allows to evaluate the consistency of simulated vs measured radial velocity patterns, their extend and evolution during a larger period than the PHYOCE cruise.

The radar used here is a HF Wellen Radar (Gurgel et al. 1999) transmitting frequency-modulated continuous wave chirps with a carrier frequency of 16.15 MHz and a bandwidth of 5 kHz. The range sampling is 3 km with an effective resolution of 6 km. The azimuthal resolution is 5°, achieved using a direction-finding technique (MUSIC, see Schmidt 1986; Lipa et al. 2006). The effective velocity accuracy, which depends on the integration time of the radar measurement, is 7 cm/s. Theoretically, the measured velocity is the velocity of the current at a depth of 74 cm (Stewart and Joy 1974).

The MUSIC technique involves spatial holes, temporal gaps and false-alarm (outliers) treatment on radial velocity maps. A dedicated processing technique was developed to improve the quality of the data. For 30-day time series

corresponding to each radar bin, outliers are detected and subsequently removed, considering the gradients histogram of the radar data. Following this, isolated points are removed and temporal gaps are filled by linear interpolation. Finally for each radial velocity map resulting from this processing, the remaining holes are filled by least squares method interpolation when their size is limited.

2.3.2 Satellite SST and chlorophyll *a*

Satellite SST data have been used for the period in delayed mode. The selected products are regional cloud-free daily maps at high resolution (Level 4 products at 0.02° resolution) from the MEDSPIRATION project (<http://projets.ifremer.fr/cersat/Information/Projects/MEDSPIRATION2>). The MEDSPIRATION project is a European initiative aiming at combining data measured independently by different satellites to represent a best SST measure, with special attention toward data assimilation into ocean operational models. Satellite chlorophyll *a* data have also been used. The selected products are Level 4 daily maps at 0.015° resolution obtained from the MyOcean project (www.myocean.eu.org/). The merged product uses the MERIS and MODIS ocean colour sensors.

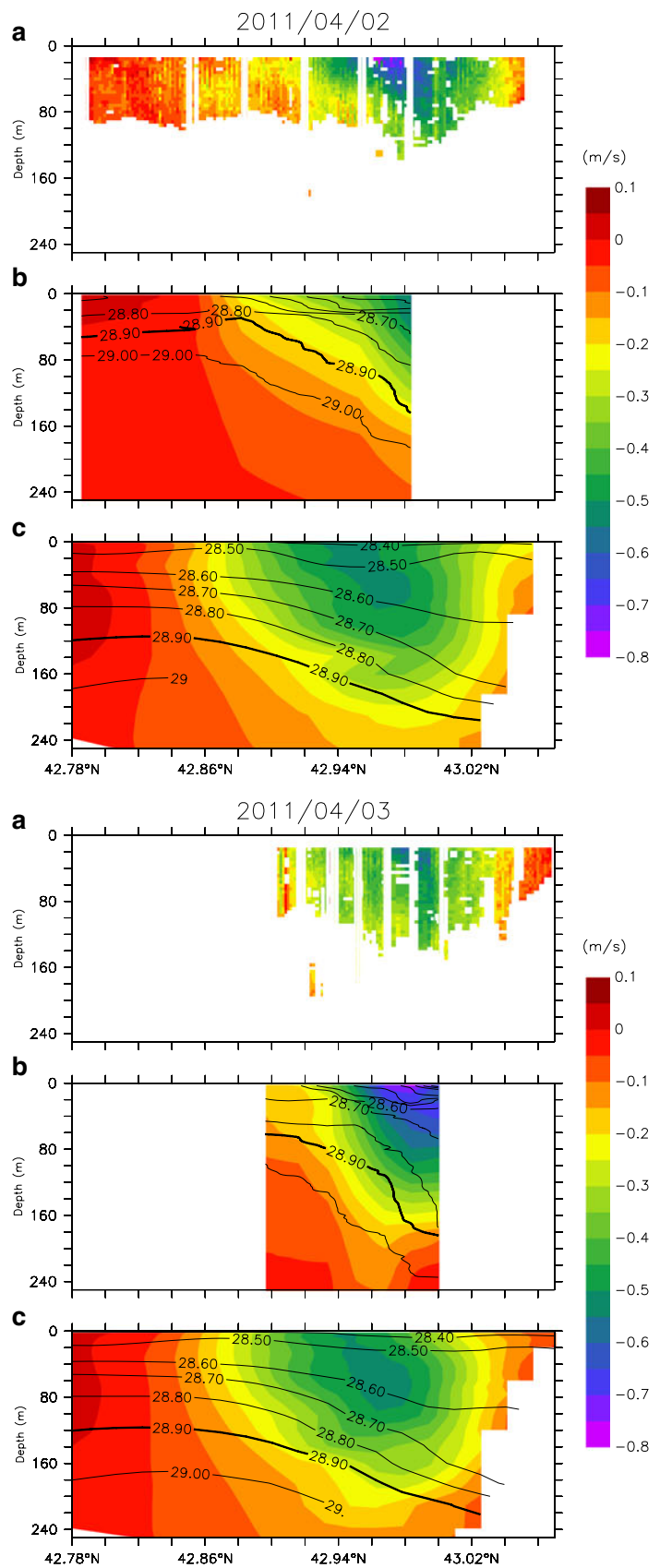
3 Results

3.1 In situ observations from the field campaign

Figure 2 (right) first depicts the measured horizontal velocity from the ADCP at 16 m (first valid bin), for the whole PHYOCE campaign. The easternmost transects (legs 1 and 2, see Fig. 2, bottom right panel) did not reveal the signature of the NC over the 1,000–2,000-m isobaths, as expected, or as generally seen on long-term averaging of basin-scale model velocities (e.g. Fig. 1). The NC signature is clearly evidenced on the two westernmost transects (legs 3 and 4): it contrasts with the surrounding waters with subsurface velocity up to 0.7–0.8 m/s and a mean westward direction. Figure 3 (panels A) details the vertical velocity structure from the ADCP during these legs, showing a core jet at 42.98°N, 12 km wide with a vertical extension at least 120 m deep.

Computed with a 650-m reference depth, the calculated geostrophic velocity superimposed to the isopycnal lines shows a zonal geostrophic velocity field associated with a marked density front at the surface and at depth (Fig. 3, panel B). While the NC core (with speed higher than 0.2 m/s) extends down to 200 m, the width cannot be clearly estimated with this data set, since the northernmost stations were still in the core of the vein. These zonal geostrophic velocities are nevertheless in good agreement with the

Fig. 3 First three top panels: cross-current transect for the 2nd of April 2011. *A* ADCP measured cross-current velocity, *B* geostrophic velocity calculated from CTD casts, *C* GLAZUR64 velocity simulation. Last three bottom panels: similar to *A*, *B*, *C* sub-panels but for the 3rd of April 2011



ADCP data, both regarding the maximum surface velocity (reaching $\approx 0,5\text{--}0,7$ m/s) and the general shape of the current vein. This assesses a strongly geostrophic dominated NC flowing close to the coast over the 1,000-m isobath with a low or negligible barotropic component in support to the main hypothesis of the geostrophic computation.

Contrasting with this geostrophic-dominated situation south of the Toulon harbour, the CTD casts for the first two legs in the easternmost area did not evidence any significant frontal patterns (Fig. 4). Indeed, the CTD casts for these two legs show three-layer profiles: a 20-m surface layer with slightly warmer ($13.5\text{--}14.5$ °C) and less haline (37.8 PSU) waters, likely originating from the near-shore; an homogeneous subsurface layer extending down to 220 m in depth with T-S characteristics of the AW; a deepest part (220–600 m) with increasing salinity toward characteristic values of the Levantine Intermediate Waters (LIW, >38.5). This kind of scheme is usually observed in anticyclonic eddies, which drag down the surface water and then increase the thickness of the surface layer. Only some profiles in the westernmost part of leg 2 slightly depart from this general scheme, generating a slow (0.3 m/s) northward component for the cross-section geostrophic velocities west of 6.5°E (figure not shown).

The trajectories obtained from the drifters deployments (Fig. 2) confirm and refine the schematic view of the local circulation during the 4 days of the PHYOCE cruise. The first drifters were deployed during day 1, on stations D1 and D2, and depict a short but clear northward trajectory. The following day, another drifter was deployed on station D3, which experienced a west-northward trajectory, with a

mean velocity of 0.37 m/s. Last launch was made during day 4 at station D4. Two drifters were deployed close together and were both caught in the southern part of the NC. The mean velocity was about 0.55 m/s, reaching maximum of 0.7 m/s, in accordance with the ADCP and the geostrophic calculation at 42.95°N .

The analysis of the whole data set obtained during the 4 days of the PHYOCE campaign leads to a possible sketch of the NC pathway in the region: a classic behaviour downstream of the region, with a mainly westward geostrophic current stuck to the coast, and an unexpected situation on the eastern part of the domain with no trace of the NC along the shelf break, and most of CTD casts rather characteristic of an anticyclonic eddy-like structure than a geostrophic front. This gives some clues about the apparent detachment of the NC from the coast upstream of the Hyères Islands that may be due to the occurrence of a NC meander or a coastal trapped anticyclonic eddy. The observations available from the campaign are however too scattered to allow a complete and unambiguous description of such a mesoscale event. It would deserve a deeper analysis with a complementary synoptic data set. Model outputs and remote sensing observations from coastal radar and satellite are presented in the next sections to add up some more clues to the puzzle.

3.2 GLAZUR64-simulated fields during the PHYOCE period

Figure 5 presents the averaged velocity from GLAZUR64 simulation for the first 150 m, for the PHYOCE period (from the 31st of March to the 3rd of April 2011). It shows a

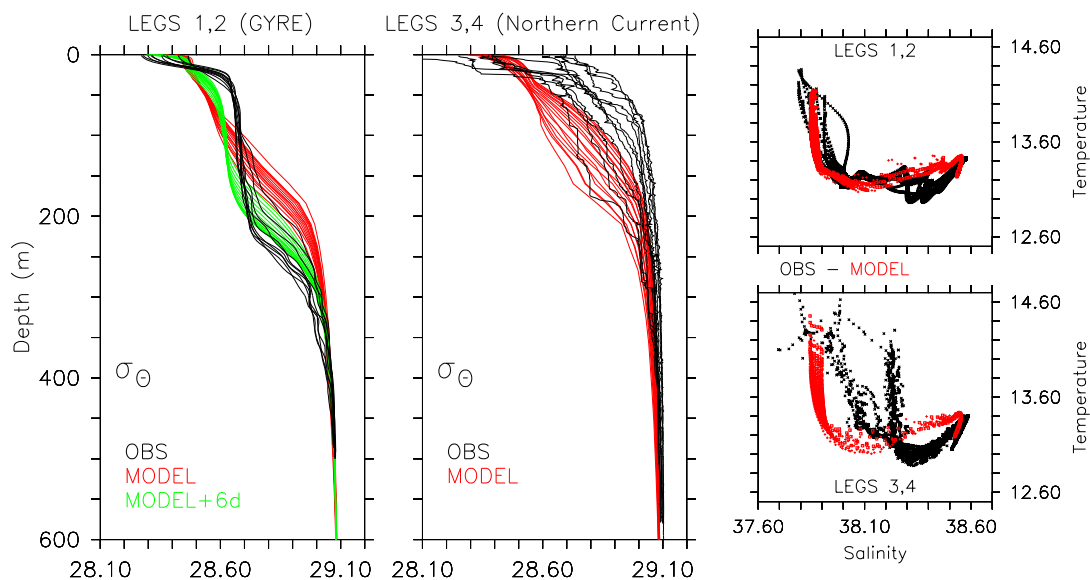


Fig. 4 Potential density profiles from the CTD casts (black) and the model simulation (red), associated with TS diagrams. *Left panel*: profiles from legs 1 and 2 (eddy region); *green lines* correspond to the

model simulation 6 days later. *Mid-panel*: profiles from legs 3 and 4 (NC transect). *Right panel*: TS diagrams for legs 1 and 2 (top) and legs 3 and 4 (bottom)

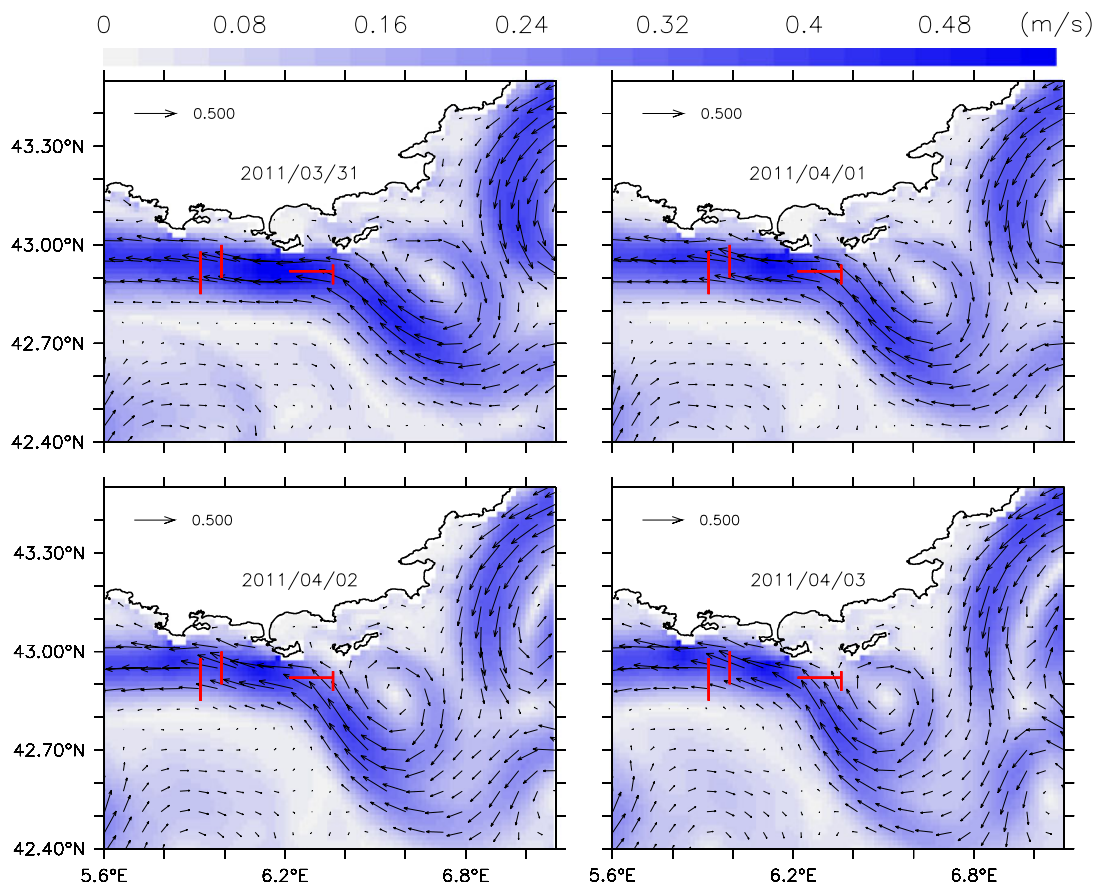


Fig. 5 Daily averaged simulated velocities (0–150 m vertically averaged) from the 31st of March (*top left*) to the 3rd of April 2011 (*bottom right*). *Red lines*: the 4-day CTD transects locations appear on each daily simulation

large meandering of the NC eastward of the Hyères islands with a weak coastal trapped anticyclonic eddy. The meander diverts the NC up to ≈ 45 km offshore from its usual position and the eddy has a diameter of 13 km. Computations of the successive daily simulated positions of the meander western front and the centre of the eddy show that both propagate westward at ≈ 8 km/day. This simulated meander as well as the downstream NC sticking to the coast are in good agreement with the suspected pattern deduced from the in situ observations. Cross-current velocities from the ADCP are consistent with GLAZUR64 simulations (legs 3 and 4, Fig. 3 (panels A and C): the simulated NC core with a velocity higher than 0.2 m/s is located between 42.86°N and the coast, extending down to 220 m in depth. Nevertheless, simulated velocities are slightly underestimated (maximum of 0.55 m/s at 42.95°N), mainly due to a less marked baroclinicity of the geostrophic front. However, water masses characteristics, as illustrated on Fig. 4 are well-simulated by the model.

The comparison between the model and the in situ data upstream (legs 1–2) is less convincing. This is mainly due

to a slightly delayed (5–6 days) arrival of the simulated anticyclonic eddy south of the Hyères islands. The west-northward trajectory of the D3 drifter (1st of April) does not fit well the corresponding simulated velocity field but appears more coherent at least 2 days later (April 3 on Fig. 5). Likewise, the deepening of the AW/LIW transition seen on CTD transects for legs 1 and 2 is better simulated after the 3rd of April. This is confirmed by the modelled density profiles with a 6-day delay (green profiles on Fig. 4).

Nevertheless, in situ measurements and the model simulation are coherent enough to support the previously suspected NC meander and the associated coastal trapped anticyclonic eddy. But once again, the in situ measurements are too localised to completely validate the GLAZUR64 simulation, in particular when considering the meander amplitude that needs a more synoptic view of the velocity or mass fields. Hence, remote sensing such as radar and satellite data, localised in surface but with a long time coverage at synoptic scale, will be compared in the next section with the GLAZUR64 simulations.

3.3 Comparisons with remotely sensed synoptic observations

Recalling that only one radar was in function during the PHYOCE campaign, the interpretation of radial velocity maps, as shown in Figs. 6 and 7, needs some forewords. First, red (blue) colours indicate radial components of the surface current directed toward (away from) the radar (along the radar looking direction). A coastal current stuck to the coast will then have a signature on the radial map, but the deficiency of any radial current signature, may equivalently indicate that the coastal current is either very low or perpendicular to the radial direction. In order to ease the interpretation and comparison with the simulated velocity field, Fig. 6 shows the surface radial current observed by the radar (left) and the one extracted from GLAZUR64 (right) for four key dates, during and after the PHYOCE period. The black lines on the right side delimit the effective radar footprint for the corresponding observations. The total velocity is superimposed (arrows) onto the model radial velocities in order to connect the radial velocities with the total velocities.

A situation of particular interest is when the vein flows toward the radar location so that the radial velocity is closed to the total velocity. High velocities of 0.8 m/s, close to the ADCP or geostrophic derived ones, are often detected by the radar that are obviously the signature of the NC. Again, comparisons with the simulated velocity show that the model slightly underestimates the NC intensity compared to the observations (0.6 vs 0.8 m/s, respectively). On the 23rd of March, both radar and model current estimates show a NC flowing along the coast in the radar coverage area, characterised by positive values of the radial velocity. During the PHYOCE campaign, the current was flowing north-westward south of Hyères islands and then westward further west. The modelled radial velocity clearly changes sign south of the radar, in an area where the current direction is perpendicular to the radar bearing. The two following dates show that the structure is slowly advected westward and then escapes from the radar coverage. Whereas experimental and model-derived current maps are in very good agreement for the first three dates, differences are observed at the end of the event (Fig. 6 bottom). In this case, radar observations evidence a NC close to the coast when the simulated velocity fields still exhibit a NC away from the coast.

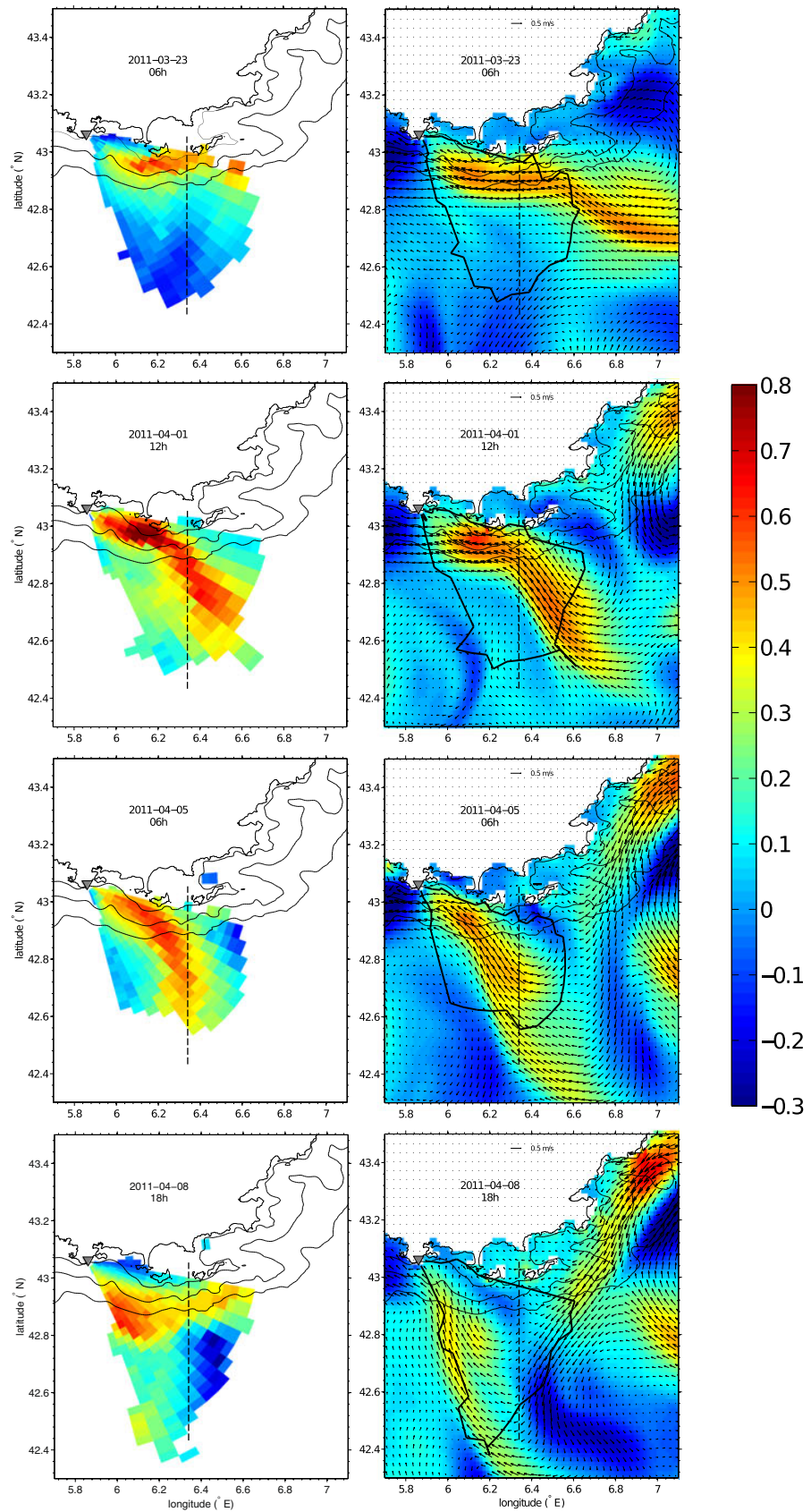
In order to refine the time description of the event, a Hovmuller diagram of the radial velocity for both data sets along the meridian section 6.34°E (section shown on Fig. 6) is done on Fig. 7, for a 30-day period (15th of March to 15th of April) centred on the PHYOCE campaign. Such a representation allows to highlight the current spatio-temporal features. High velocities (up to 0.8 m/s) are observed close to the coast, evidencing a strong velocity component in the looking direction of the radar, toward it. As previously, it

is hypothesised that these high velocities are the NC signature. Therefore, it can be interpreted that the variation of the red patches correspond to latitudinal displacement and variations of the NC magnitude.

A modulation of radial current velocities with time is observed at each latitude, both on observation and modelled results. A spectral analysis (not shown) of radial velocities averaged from 42.8°N to 43°N demonstrates that this modulation corresponds to two spectral peaks at 24 and 27 h. These peaks, which are two times less energetic on modelled radial currents are also present in the spectrum of the wind both measured at the met station of Porquerolles island and simulated by ALADIN at the nearest grid point. We conclude that the modulation observed of radial current velocities mainly originates from the atmospheric forcing. On a longer time scale, the radar data show a detachment from the coast of the NC from the 25th of March 2011. The core of the NC moves from 42.95°N to 42.6°N from the 6th of April 2011, which gives a southwards motion at a speed of 2.5 km/day. From the 8th of April 2011, the NC is observed again close to the islands, as it was before the 25th of March 2011. The Hovmuller diagram from GLAZUR64 simulation is generally in good agreement concerning the NC position, in particular the southwards detachment during the PHYOCE campaign (vertical black lines on the figure). However, the beginning of the southwards detachment of the NC occurs with a 4-day delay compared to radar observations, which is consistent with previous findings from the in situ and model comparisons.

Despite this slight time delay in the simulated fields, model and radar data are in good agreement. The intensity and location of the current are similar in both data sets and show a southward extension of the meander to 42.6°N. This result is ultimately supported by satellite-derived SST and chlorophyll *a* on Fig. 8. At this period of the year, the NC is an oligotrophic current with a warm signature that can be identified on satellite maps. Well-marked fronts between the current and the surrounding waters can be observed. In order to perform qualitative comparisons between the modelled velocities and the satellite data set, the GLAZUR64 surface velocities are superimposed to the satellite SST and chlorophyll *a* maps for the 3rd of April in Fig. 8. The striking match between the independent GLAZUR64 velocity fields and the SST and chlorophyll *a* data clears up the last doubt on the possible presence of a large meander absorbing an eddy-like pattern south of the Hyères islands. A vein of warm and oligotrophic waters extending down to 42.5°N surrounds a core of colder water, matching the location of the simulated eddy. This warm and oligotrophic water mass gets narrower downstream from 6.2°E, following the shelf break. This pattern is consistent with the GLAZUR64 velocities in the eddy–meander region as well as downstream.

Fig. 6 Radial velocities averaged every 6 h from the radar measurements (*left*) and the model simulation (*right*) for four key dates (containing the PHYOCCE campaign period). *Right panels*: the total simulated velocity vectors are also shown (*black arrows*) as well as the radar footprint (*black thick line*). The *grey triangle* indicates the radar location. The 100-, 1,000- and 2,000-m isobaths are drawn (*black thin lines*). The *black dashed line* on each panel represents the section of the radial velocities time series shown on Fig. 7



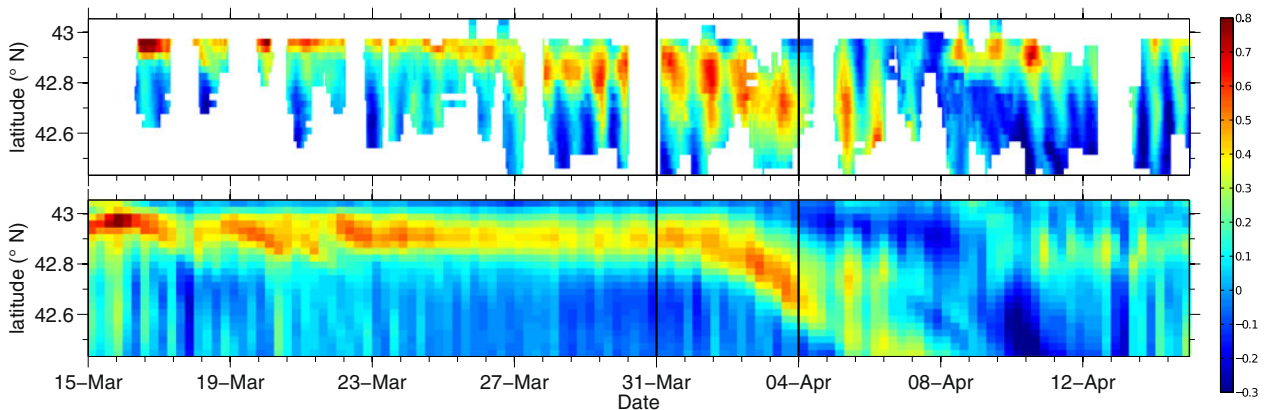


Fig. 7 Time series of radial velocities along a latitudinal section at 6.34°E (section location shown on Fig. 6), from mid-March to mid-April 2011. *Top panel*: radar measurements, *bottom panel*: model simulation. The *black lines* delimit the PHYOCE period

4 Discussion/Conclusion

Along slope density-driven currents are ubiquitous features all around the world, covering a broad spectrum of scales: all these cases share a common trend characterised by instabilities that can generate meanders, eddies and filaments. These dynamical patterns range from meso to sub-mesoscales, from the larger to smaller systems, respectively. For these latter cases, the relevant coherent structures are generally encompassed within the sub-grid turbulence parametrization of basin-scale models, while they play a determinant role in the dispersion or retention of pollutants, plankton species (possibly toxic) and/or larvae, and more generally in coastal-offshore exchanges (e.g. Huthnance 1995; Durrieu de Madron et al. 2003). The global cyclonic circulation of AW in the Mediterranean Sea pertains by many aspect to this circulation mode, and many studies have already described the mesoscale variability of this mean circulation and its associated eddy dynamics (e.g. Taupier-Letage and Millot 2010; Rubio et al. 2005). Meanwhile, the development of HF radar current measurements, coastal altimetry and autonomous underwater vehicle used conjointly with high-resolution modelling now allow to give new insight on the existence of coastal eddies acting at mesoscales in the NW Mediterranean Sea: in the Ligurian Sea (Casella et al. 2011), on the Gulf of Lions shelf (Forget et al. 2008; André et al. 2009; Allou 2009; Schaeffer et al. 2011a; Kersalé et al. 2012) and along the Catalan shelf (Tintoré et al. 1990; Rubio et al. 2005; Garreau et al. 2011; Bouffard et al. 2012).

The present study pertains to this general research effort on mesoscale variability, describing for the first time the occurrence of a coastal trapped anticyclonic eddy interacting with a mesoscale NC meander in the poorly documented area of the Var coast between the Ligurian Sea and the gulf

of Lions shelf. It is based on the comparison between high-resolution model results and in situ measurements, HF radar and remote sensing data. None of these data sets would have been able to fully resolve by itself the mesoscale of this peculiar event, due to too scarce in situ data, an incomplete HF radar coverage (only one radar was operational, hence only radial velocities were available) and insufficient time and space resolution of satellite-derived SST and chlorophyll *a* data (merged multi-sensors and re-gridded data were used), while the model alone only gives a likely but still virtual dynamical scenario.

The added value brought by coastal radar measurements is crucial in the present model/data combined approach. It gives the main elements to validate the simulated eddy-meander event as a likely scenario for the offshore diversion upstream of the NC and its re-sticking dynamics downstream of the Hyères islands, as suggested by in situ data during the PHYOCE campaign. This multi-data set combined interpretation firstly rests on the consistency between the Lagrangian (drifters at ≈ 1 m), radial (from radar), geostrophic (CTD calculations up to 1-2 m) and finally, directly measured Eulerian (ADCP, first bin at 16 m) velocities. Even differing by their depth and, moreover, by their nature, all those globally agree (Figs. 2 and 3), regarding the order of magnitude of the current and its core position, allowing to characterise the NC signature on HF radar radial velocities. Secondly, the comparison of the HF radar data with corresponding simulated radial velocities helped to interpret the observed radar patterns as the result of a meander/gyre combined mesoscale (order of 45 km) structure extending down to 42.6°N (Fig. 6). This mesoscale meander and the re-sticking of the current downstream of the Hyères islands is also ultimately evident on satellite-derived SST and chlorophyll *a* data (Fig. 8). Lastly, the high temporal coverage of the HF

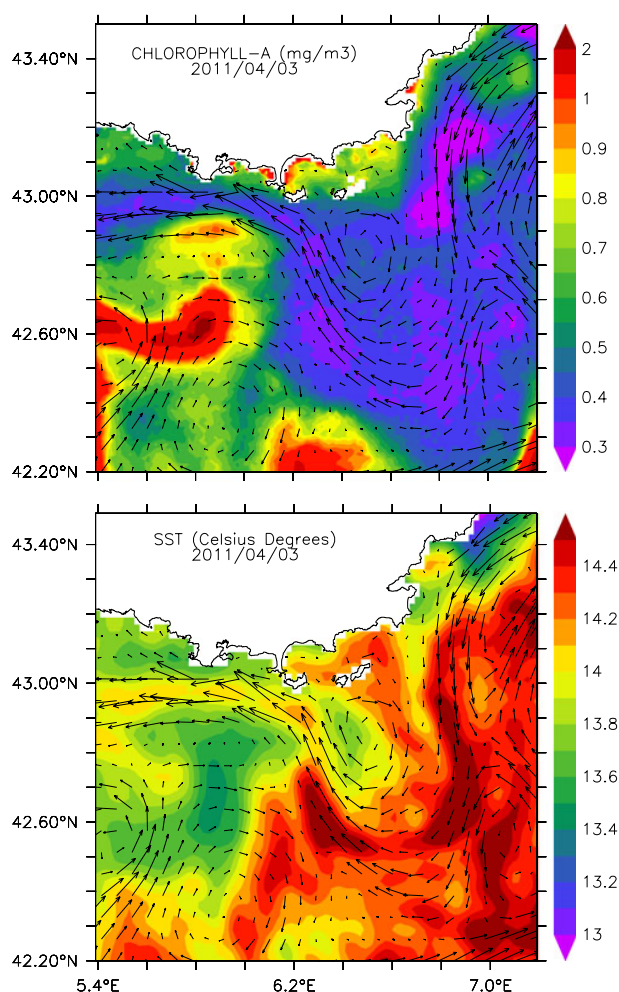


Fig. 8 Satellite data gridded maps for the 3rd of April 2011. *Upper panel:* chlorophyll *a* concentration in milligrammes per cubic metre (L4 product, MyOcean project). *Bottom panel:* SST in degree Celsius (L4 product, MEDSPIRATION project). GLAZUR64-simulated surface velocities for the corresponding day are superimposed on both maps

radar monitoring allows to validate the timing of the event (Fig. 7), i.e. the start of the NC large detachment during the PHYOCE campaign and the duration of the event (9–10 days).

The characteristic spatio-temporal scales of the meander are in agreement with those previously described by studies dealing with the NC mesoscale variability (Crépon et al. 1982; Alberola et al. 1995; Sammari et al. 1995). Such patterns are often present in basin-scale Mediterranean models (Béranger et al. 2004), as in the MERCATOR PSY2V4R1 configuration used here for the oceanic boundary forcing of the high-resolution GLAZUR64 configuration. The present anticyclonic eddy is initiated in mid-January close to the Eastern boundary of the GLAZUR64 domain, in the Nice

area, in agreement with the MERCATOR PSY2V4R1 simulation (Fig. 9, panel A). The eddy, continuously fed by the beating of the NC, grows and migrates downstream until it gets trapped by the changing bathymetry and coastline orientation off the St. Tropez area, in February (Fig. 9, panel B). From this date, the simulations start to differ. In GLAZUR64 simulation, lateral friction of the eddy near the coast generates a ≈ 1 -km-wide filament of positive vorticity that rolls up around and separates it from the main NC flow (Fig. 9, panel C right). During the same time, the MERCATOR PSY2V4R1 simulates a decay of the anticyclonic eddy, that is partially ejected southward. On March 18th, MERCATOR-simulated velocity fields only show a large meandering of the NC off Toulon, hence 2 weeks before the PHYOCE campaign (Fig. 9, panel C left). The GLAZUR64-simulated eddy interacts further with a larger meandering coming from the MERCATOR-based boundary forcing in early March. This last event leads to a collapse of the eddy in two parts, one migrating south-eastward and the other one westward (figure not shown), the latter one being credibly part of the pattern observed by the HF radar and in situ data (Figs. 5 and 6). During the PHYOCE campaign (early April), the MERCATOR PSY2V4R1-simulated NC remains close to coast in the area, flowing roughly westward. This behaviour is not in agreement with the observations, and particularly with the HF radar data.

Numerous studies suggest that bathymetric variations can be at the origin of such coastal trapped anticyclonic eddies (Peliz et al. 2003; Wolfe and Cenedese 2006; Bracco et al. 2008) and besides, bathymetric variations have been shown to be at the origin of NC instabilities, leading to a redistribution of potential energy to the mesoscale (e.g. Crépon et al. 1982; Flexas et al. 2002; Echevin et al. 2003). Thus, the sharp topography of the region, with the Var canyon inducing a strong depth gradient along the shelf break off Nice, could explain the generation of coastal trapped anticyclonic eddies. The rougher resolution of the MERCATOR PSY2V4R1 may explain the difference in the representation of the event by reference to better resolved bathymetry in GLAZUR64. Simulated dynamics from other high-resolution models of the western Mediterranean sea, mainly SYMPHONIE (Kersalé, personal communication) and MENOR (Garreau, personal communication), reproduce a similar meander–eddy pattern around the PHYOCE area and period, with slightly different timing and extension.

While the scenario of this eddy generation may be pertinent on a dynamical point of view, the simulated dynamics following the coastal eddy collapse does not seem in good agreement with the HF radar data, mainly due to a delayed re-sticking of the NC after the meandering event. To increase the simulation realism, some additional simulations have been performed, focusing on the model

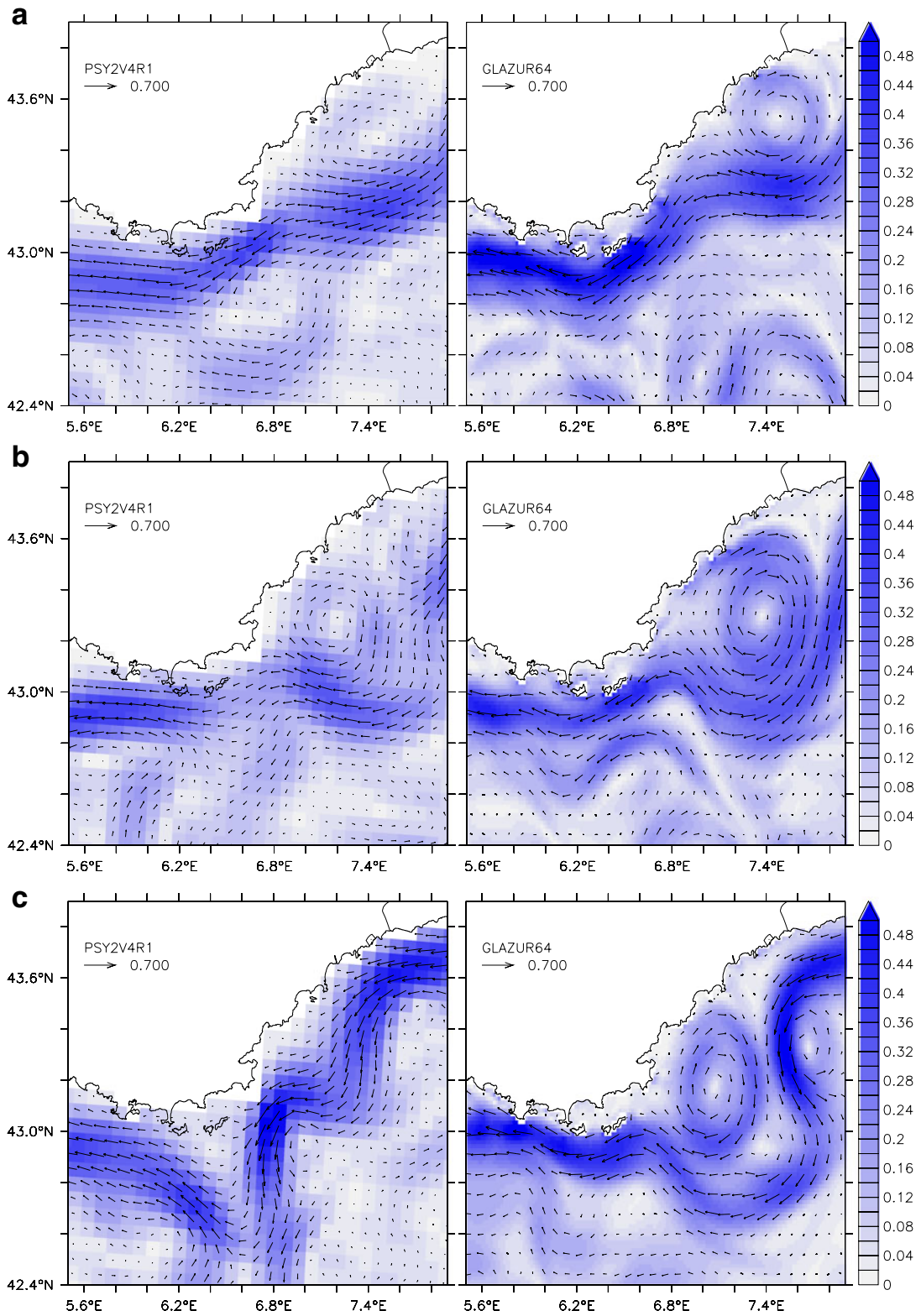


Fig. 9 Daily averaged simulated velocities (0–150 m vertically averaged) of PSY2V4R1 (*left*) and GLAZUR64 (*right*) simulations for the 27th of January (A), the 10th of February (B) and the 18th of March 2011 (C)

parameterization (lateral friction, vertical resolution, vorticity inflow from the MERCATOR PSY2V4R1 forcing) possibly affecting the simulated NC dynamics and its instabilities. A detailed analysis of these additional simulations is beyond the scope of this paper, that rather focuses on the model-assisted characterization of the event, but it is noteworthy that all these simulations reproduce the eddy–meander system and confirm the consistence of this event. Recalling that both the parent and child configuration are NEMO-based with standard parameterization, the added value of GLAZUR64 is a better timing and spatial extend of the eddy–meander event. But it is clear that a higher resolution is not sufficient and that more have to be done to optimise the parameterization of the high-resolution child model. Nevertheless, the present configuration already provides results close enough to the observed HF radar data so that radar data assimilation seems now conceivable. As a perspective, it then comes that if sufficiently high-resolution atmospheric forcing and appropriate lateral forcing are provided, and if HF radar data assimilation completes the system, such high-resolution modelling would even better serve mesoscale physics studies and operational systems.

Acknowledgments This study is a contribution to the ECCOP and GLAZUR64 projects, supported by LEFE-INSU GMMC and IMAGO programmes, respectively, and to the TOSCA project co-financed by the European Regional Development Fund, in the framework of the MED Programme. The calculations were performed using NEC-SX8 from GENCI-IDRIS resources (Grant 2011011707). Guihou K. PhD grants is supported by the PACA region. ADCP data are distributed by the French INSU within the SAVED project. The authors also wish to thank Mercator Ocean and Météo-France for providing numerical data, as well as the crew of the Thetys II vessel for their friendly help during the cruise.

References

- Alberola C, Millot C (2003) Circulation in the French Mediterranean coastal zone near marseilles: the influence of wind and the northern current. *Cont Shelf Res* 23:587–610. LU
- Alberola C, Millot C, Font J (1995) On the seasonal and mesoscale variabilities of the northern current during the PRIMO-O experiment in the western Mediterranean Sea. *Oceanol Acta* 18(2):163–192
- Allou A (2009) Étude expérimentale des instabilités méso à sub-méso échelle du courant Nord Méditerranéen. PhD thesis, Université de la Méditerranée Aix-Marseille II
- André G, Garreau P, Fraunié P (2009) Mesoscale slope current variability in the Gulf of Lions. Interpretation of in-situ measurements using a three-dimensional model. *Cont Shelf Res* 29:407–423
- Astraldi M, Gasparini GP (1992) The seasonal characteristics of the circulation in the north Mediterranean basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions. *J. Geophys. Res. Oceans* 97(C6):9531–9540
- Auclair F, Marsaleix P, Estournel C (2001) The penetration of the northern current over the Gulf of Lions (Mediterranean) as a downscaling problem. *Oceanol Acta* 24(6):529–544
- Barnier B, Madec G, Penduff T, Molines J-M, Treguier A-M, ans LeSommer J, Beckmann A, Biastoch A, Bning C, Dengg J, Derval C, Durand E, Gulev S, Remy E, Talandier C, Theethen S, Maltrud ME, McClean J, De Cuevas B (2006) Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dyn* 56:543–567
- Bassin C, Washburn L, Brzezinski M, McPhee-Shaw E (2005) Sub-mesoscale coastal eddies observed by high frequency radar: a new mechanism for delivering nutrients to kelp forests in the southern California bight. *Geophys Res Lett.* 32(L12604):4 PP
- Beckmann A, Doscher R (1998) A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models. *J Phys Oceanogr* 27:581–591
- Béranger K, Mortier L, Gasparini G-P, Gervasio L, Astraldi M, Crépon M (2004). *Deep-Sea Res II* 51:411–440
- Béranger K, Mortier L, Crépon M (2005) Seasonal variability of water transport through the straits of gibraltar, sicily and corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation. *Prog Oceanogr* 66:341–364
- Béthoux JP, Prieur L, Nyffeler F (1982) The water circulation in the north-western Mediterranean Sea, its relations with wind and atmospheric pressure. *Hydrodyn Semi-Enclosed Seas* 34: 129–142
- Béthoux JP, Prieur L, Bong JH (1988) Le courant ligure au large de nice
- Blanke B, Delecluse P (1993) Variability of the tropical atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *J Phys Oceanogr* 23:1363–1388
- Bouffard J, Renault L, Ruiz S, Pascual A, Dufau C (2012) Sub-surface small-scale eddy dynamics from multi-sensor observations and modelling. *Prog Oceanogr* 106:62–79
- Bouruet-Aubertot P, Echevin V (2002) The influence of the coast on the dynamics of upwelling fronts. Part II: numerical simulations. *Dyn Atmos Oceansa* 36:175–200
- Bracco A, Pedlosky J, Pickar RS (2008) Eddy formation near the west coast of greenland. *J Phys Oceanogr* 38:1992–2002
- Cailleau S, Fedorenko V, Barnier B, Blayo E, Debreu L (2008) Comparison of different numerical methods used to handle the open boundary of a regional ocean circulation model of the bay of biscay. *Ocean Model* 25:1–16
- Capet X, McWilliams JC, Molemaker MJ, Shchepetkin AF (2008) Mesoscale to submesoscale transition in the California current system. Part I: flow structure, eddy flux, and observational tests. *J Phys Oceanogr* 38:29–43
- Casella E, Molcard A, Provenzale A (2011) Mesoscale vortices in the Ligurian sea and their effect on coastal upwelling processes. *J Mar Syst* 88:12–19
- Chanut J, Barnier B (2008) Mesoscale eddies in the labrador sea and their contribution to convection and restratification. *J Phys Oceanogr* 38:1617–1643
- Conan P, Millot C (1995) Variability of the northern current off marseilles, western Mediterranean Sea, from February to June 1992. *Oceanol Acta* 18(2):193–205
- Crépon M, Wald L, Monget J (1982) Low-frequency waves in the Ligurian sea during December 1977. *J Geophys Res* 87(C1):595–600
- Crombie DD (1955) Doppler spectrum of sea echo at 13.56 mc/s. *Nature* 175:681–682
- Durrieu de Madron XD, Denis L, Diaz F, Garcia N, Guieu C, Grenz C, Loye-Pilot MD, Ludwig W, Moutin T, Raimbault P, Ridame C (2003) Nutrients and carbon budgets for the Gulf of Lion during the Moogli cruises. *Oceanol Acta* 26(4):421–433
- Echevin V, Crepon M, Mortier L (2003) Simulations and analysis of the mesoscale circulation in the northwestern Mediterranean Sea. *Ann Geophys* 21:281–297

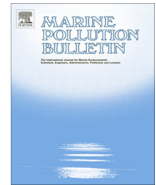
- Fischer C, Montmerle T, Berre L, Auger L, Stefanescu SE (2005) An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Q J R Meteorol Soc* 131(613, Part C):3477–3492. 4th WMO International Symposium on Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography, Prague, CZECH REPUBLIC, APR 18–22 2005
- Flexas MM, Durrieu de Madron XD, Garcia M, Canals M, Arnau PA (2002) Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March–May 1997). *J Mar Syst* 33:197–214
- Forget P, Barbin Y, André G (2008) Monitoring of surface ocean circulation in the Gulf of Lions (north-west Mediterranean Sea) using WERA HF radars. In: IGARSS08, Boston
- Garreau P, Garnier V, Schaeffer A (2011) Eddy resolving modelling of the Gulf of Lions and Catalan Sea. *Ocean Dyn* 61:991–1003
- Gurgel K-W, Antonischki G, Essen H-H, Schlick T (1999) Wellen radar (WERA): a new ground-wave HF radar for ocean remote sensing. *Coastal Eng* 37(3–4):219–234
- Huthnance JM (1995) Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge. *Prog Oceanogr* 35(4):353–431
- Kersalé M, Petrenko A, Doglioli AM, Dekeyser I, Nencioli F (2012) Physical characteristics and dynamics of the coastal Latex09 Eddy derived from in situ data and numerical modeling. *J Geophys Res.* accepted
- Kurian J, Colas F, Capet X, McWilliams JC (2011) Eddy properties in the californian current system. *J Geophys Res* 116(C08027)
- La Violette PE (1994) Overview of the major forcings and water masses of the western Mediterranean Sea, vol 46. P. E. La Viollette et al, AGU, Washington, DC
- Langlais C, Barnier B, Fraunié P (2009a) Towards high resolution coastal and shelf circulation modeling: impact of the atmospheric forcing resolution in the Gulf of Lions. *Mercator Ocean Q Newsl* 32:5
- Langlais C, Barnier B, Molines J-M, Fraunié P, Jacob D, Kotlarski S (2009b) Evaluation of a dynamical downscaled atmospheric reanalyse in the prospect of forcing long term simulations of the ocean circulation in the Gulf of Lion. *Ocean Model* 30:270–286
- Lapouyade A, Durrieu de Madron XD (2001) Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanol Acta* 24(3):295–312
- Large WG, Yeager SG (2004) Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies. NCAR/TN-460+STR NCAR Technical Note
- Lebeaupin Brossier C, Béranger K, Drobinski P (2012) Sensitivity of the northwestern Mediterranean Sea coastal and thermohaline circulations simulated by the 1/12 resolution ocean model NEMO-MED12 to the spatial and temporal resolution of atmospheric forcing. *Ocean Model* 43–44:94–107
- Lévy Ms, Klein P, Tréguier A-M (2001) Impacts of sub-mesoscale physics on phytoplankton production and subduction. *J Mar Res* 59:535–565
- Lipa BJ, Nyden B, Ullman DS, Terill E (2006) SeaSonde radial velocities: derivation and internal consistency. *IEEE J Oceanic Eng* 31(4):850–861
- Madec G (2008) Nemo ocean engine Technical Report 27. Note du Pole de modelisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) France
- Marmain J, Forget P, Molcard A (2011) Characterization of ocean surface current properties from single site HF/VHF radar. *Ocean Dyn* 61:1967–1979
- Mémery L, Reverdin G, Paillet J, Oschlies A (2005) Introduction to the POMME special section: thermocline ventilation and biogeochemical tracer distribution in the northeast Atlantic Ocean and impact of mesoscale dynamics. *J Geophys Res* 110(C07S01): 1–17
- Millot C (1990) The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Cont Shelf Res* 10(9–11):885–894
- Millot C (1991) Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dyn Atmos Oceans* 15:179–214
- Millot C (1999) Circulation in the western Mediterranean Sea. *J Mar Syst* 20:423–442
- Ourmières Y, Zakardjian B, Béranger K, Langlais C (2011) Assessment of a NEMO-based downscaling experiment for the north-western Mediterranean region: impacts on the northern current and comparison with ADCP data and altimetry products. *Ocean Model* 39(3–4):386–404
- Paduan JD, Rosenfeld LK (1996) Remotely sensed surface currents in Monterey Bay from shore-based HF radar (Coastal Ocean Dynamics Application Radar). *J Geophys Res* 101(C9):20669–20686
- Pascual A, Gomis D, Haney R, Ruiz Ss (1996) A quasigeostrophic analysis of a meander in the Palamos Canyon: vertical velocity, geopotential tendency, and a relocation technique. *J Phys Oceanogr* 34:2274–2287
- Pedersen OP, Zhou M, Tande KS, Edvardsen A (2005) Eddy formation on the coast of north norway—evidenced by synoptic sampling. *ICIES J Mar Sci* 62:615–628
- Peliz A, Dubert J, Haidvogel DB, Le Cann B (2003) Generation and unstable evolution of a density-driven eastern poleward current: the Iberian poleward current. *J Geophys Res* 108(C8):3268. 19 PP
- Penduff T, LeSommer J, Barnier B, Tréguier A-M, Molines J-M, Madec G (2007) Influence of numerical schemes on current-topography interactions in 1/4 global ocean simulations. *Ocean Sci* 3:509–524
- Petrenko A (2003) Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanol Acta* 26:323–338
- Roulet G, Madec G (2000) Salt conservation, free surface, and varying levels: a new formulation for ocean general circulation models. *J Geophys Res* 105(C10):23.927–23.942
- Rubio A, Arnau PA, Espino M, Flexas MM, Jordà G, Jordi S, Puigdefabregas, J, Arcilla AS (2005) A field study of the behaviour of an anticyclonic eddy on the Catalan continental shelf (NW Mediterranean). *Prog Oceanogr* 66:142–156
- Rubio A, Taillandier V, Garreau P (2009) Reconstruction of the Mediterranean northern current variability and associated cross-shelf transport in the Gulf of Lions from satellite-tracked drifters and model outputs, vol 78, pp S63–S78. *Coastal processes: challenges for monitoring and prediction*
- Sammari S, Millot C, Prieur L (1995) Aspects of the seasonal and mesoscale variability of the northern current in the western Mediterranean Sea inferred from PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep Sea Res* 42:893–917
- Schaeffer A, Molcard A, Forget P, Fraunié P, Garreau P (2011a) Generation mechanisms for mesoscale eddies in the Gulf of Lions: radar observation and modeling. *Ocean Dyn* 61(10):1587–1609
- Schaeffer A, Garreau P, Molcard A, Fraunié Ps, Seity Y (2011b) Influence of high-resolution wind forcing on the Gulf of Lions hydrodynamic modeling. *Ocean Dyn* 61(11):1823–1844
- Schmidt RO (1986) Multiple emitter location and signal parameter estimation. *IEEE Trans Antennas Propag AP-34(3):276–280*
- Sheng J (2001) Dynamics of a buoyancy-driven coastal jet: the gaspé current. *J Phys Oceanogr* 31:3146–3162
- Stewart RH, Joy JW (1974) HF radio measurements of surface currents. *Deep Sea Res* 21:1039–1049
- Taupier-Letage I, Millot C (1986) General hydrodynamical features in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment. *Oceanol Acta* 9(2):119–131
- Taupier-Letage I, Millot C (2010) Intermediate and deep circulation in the eastern basin of the Mediterranean: focus on its central part

- from the Egypt observations (2005-2007). *Rapp Comm int Mer Médit* 39:190
- Thomas L, Tandon A, Mahadevan A (2008) Sub-mesoscale processes and dynamics. In: Hecht MW, Hasumi H (eds) *Ocean modeling in an eddying regime*, geophysical monograph series, vol 177. Am Geophys Union, Washington, DC, pp 17–38
- Tintoré J, Wang D-P, La Violette P (1990) Eddies and thermohaline intrusions of the shelf/slope front off the northeast Spanish coast. *J Geophys Res* 95(C2):1627–1633
- Treguier A-M, Barnier B, De Miranda APs, Molines J-M, Grima N, Imbard M, Madec G, Messenger C, Reynaud T, Michel S (2001) An eddy-permitting model of the atlantic circulation: evaluating open boundary conditions. *J Geophys Res* 106(C10):22,115–22,129
- Wolfe CL, Cenedese C (2006) Laboratory experiments on eddy generation by a buoyant coastal current flowing over variable bathymetry. *Am Meteorol Soc* 36(3):395–411



Contents lists available at ScienceDirect

Marine Pollution Bulletin

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpolbul

Modelling the transport and accumulation of floating marine debris in the Mediterranean basin



J. Mansui*, A. Molcard, Y. Ourmières

Université de Toulon, UMR7294, CNRS/INSU, IRD – Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, 83957 La Garde, France

ARTICLE INFO

Article history:

Available online 18 December 2014

Keywords:

Aggregation patterns
Beaching
Lagrangian
Marine floating debris
Mediterranean surface currents

ABSTRACT

In the era of plastic and global environmental issues, when large garbage patches have been observed in the main oceanic basins, this work is the first attempt to explore the possibility that similar permanent accumulation structures may exist in the Mediterranean Sea. The questions addressed in this work are: can the general circulation, with its sub-basins scale gyres and mesoscale instabilities, foster the concentration of floating items in some regions? Where are the more likely coastal zones impacted from open ocean sources?

Multi-annual simulations of advected surface passive debris depict the Tyrrhenian Sea, the north-western Mediterranean sub-basin and the Gulf of Sirte as possible retention areas. The western Mediterranean coasts present very low coastal impact, while the coastal strip from Tunisia to Syria appears as the favourite destination. No permanent structure able to retain floating items in the long-term were found, as the basin circulation variability brings sufficient anomalies.

© 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The problem of litter disposal and accumulation in the marine environment has recently become recognized by the international community and constitutes a major threat for the marine life. Since the 20th century the main sources of macro-waste in the ocean include land-based sources (UNEP, 2009), lost fishing gear and recreational fishing, but also illegal dumping from ships (Ramirez-Llodra et al., 2013). Despite some progress with regard to legislation, illegal dumping of litter combined with the transport of macro-waste from coastal areas and river discharge remains a major problem.

Litter can easily be mistaken as food by numerous animals and cause health complications or even death. Many studies on marine litter have investigated the ingestion of plastic items by marine animals, including for examples fishes (Carson, 2013), turtles (Lazar and Gračan, 2011), cetaceans (Baulch and Perry, 2014) or seabirds (Azzarello and Van Vleet, 1987; Ryan and Jackson, 1987). Fishing gear can become ocean pollutant as a result of accidental losses or dumping. Entanglement in derelict fishing gear is another important threat not only for marine mammals (Laist, 1997; Schrey and Vauk, 1987), but also for benthic biota (Chiappone et al., 2005).

Floating macro-waste can also be a support to the marine life. Some invasive species take advantage of these potential rafts to travel over large distances and find new habitats (Aliani and Molcard, 2003; Barnes, 2002).

The economic impact of marine litter is clear. Beaching marine debris cause aesthetic problems, especially in touristic areas where they generally lead to a decline in tourist traffic and oblige the concerned municipalities to substantial cleaning costs. At sea, floating marine debris endanger the maritime traffic. Small items can block propellers and collisions are always possible with larger debris. In addition to that, litters trapped by fishing nets is becoming a recurring issue for fishermen (Takehama, 1990).

The common marine litter types found in the world's ocean are plastics, glass and metal (UNEP, 2009). Plastics items are the most abundant from the development of the world-wide plastic industry (Derraik, 2002) and account for more than 60% of total marine litter (Gregory and Ryan, 1997).

Their persistence property is the major reason why they are a significant threat for marine ecosystems. The natural decay of plastic items in the marine environment takes an extremely long time, generally estimated between hundreds and thousands of years (Barnes et al., 2009). During this time, plastics constitute a major source of chemical pollutants such as polychlorinated biphenyls (PCBs) and dioxins (Engler, 2012). In addition, the degradation process is accompanied by fragmentation of smaller pieces down to micro-plastics (microscopic particles of eroded plastics). These

* Corresponding author.

E-mail addresses: jeremy.mansui@univ-tln.fr (J. Mansui), molcard@univ-tln.fr (A. Molcard), ourmieres@univ-tln.fr (Y. Ourmières).

micro-particles are becoming more common in oceans and greatly impact trophic levels (Andrady, 2011; Cole et al., 2011).

Since the 90's, when an enormous spatial extension of floating debris in the North Pacific Ocean has been first observed (Moore et al., 2001), the problem of marine litter has become more and more advertised. The spatial distribution and accumulation of macro-waste from the world's ocean surface is driven by prevailing currents and winds, hydrography, anthropogenic activities (Ramirez-Llodra et al., 2013) and can significantly vary from a location to another. The main large oceanic aggregation patterns ("garbage patches"), characterised by high densities of marine debris are now quite well described and identified in the literature (Law et al., 2010; Moore et al., 2001).

Numerical modellings of floating marine debris (Martinez et al., 2009; Lebreton et al., 2012; Maximenko et al., 2012) have confirmed and explained the presence of accumulation structures in most of the main oceanic basins. Subtropical gyres are convergence areas where clockwise ocean currents act as a retention mechanism and prevent plastic debris from moving towards mainland coasts. This general circulation feature is directly correlated to the anticyclonic wind forcing and its associated Ekman transport. However, it is assumed that the accumulation structures are probably larger in the Northern Hemisphere where the population and the level of economic and industrial activities are higher (Lebreton et al., 2012). In addition, higher concentrations at mid-latitudes compared to polar regions have also been found (Barnes and Milner, 2005).

At a finer scale, regional seas have also been under investigation, like the Japan Sea (Yoon et al., 2010; Shiomoto and Kameda, 2005; Kako et al., 2011), China Sea (Zhou et al., 2011), Antarctic (Walker et al., 1997). A very recent work by Neumann et al. (2014) have focused on marine debris agglomeration in the southern North Sea, evaluating the windage effect and assuming different source regions. Indeed, semi-enclosed seas that are surrounded by developed areas, such as the Mediterranean Sea, are likely to have particularly high concentration of marine debris (Barnes and Milner, 2005). For the example of the Mediterranean Sea, several studies have already documented the beaching of macro-waste (Gabrielides et al., 1991; Golik and Gertner, 1992), their transport at the surface (Aliani and Molcard, 2003; Aliani et al., 2003) and accumulation on the sea floor (Galgani et al., 1995a; Galil et al., 1995; Pham et al., 2014; Ramirez-Llodra et al., 2013). Estimates of the average density of macro-litter at the surface of the Mediterranean Sea range from 1.2 items/km² (McCoy, 1988) to the huge value of 2000 items/km² (Morris, 1980). The latter value should however be treated with great caution, as only 60 surveys of 1 min were performed. A more reasonable estimate was recently given by Suaria and Aliani (2014) and still represents a total of 62.10⁶ anthropogenic macro-litter items, assuming that the density stays constant over the basin. In this first large-scale survey of marine debris in the central and western part of the Mediterranean Sea (May–October 2013), a large spatial heterogeneity in litter distribution have been found. Still, little is known on the distribution and accumulation at global scale of floating marine litter in the Mediterranean Sea, which relative small size does not allow the formation of large gyres.

Numerical studies using ocean modelling received little attention and we have not been able to identify any modelling of floating marine debris specifically dedicated to the Mediterranean basin. In Lebreton et al. (2012) the Mediterranean Sea is included in their global ocean general circulation model and is indeed described as a potential high density marine debris region. Even though the low resolution of the model may not be appropriate to study regional seas, they have shown that semi-enclosed seas can be a preferential destination of the global marine debris sources, both terrestrial and maritime. The incoming Atlantic

surface water and the high maritime traffic in the Mediterranean Sea are described as the main causes.

In the present paper, numerical simulations of the Mediterranean Sea are achieved with two different objectives. The first goal is to define how the general surface circulation in the Mediterranean Sea can foster the concentration of marine floating debris, leading to the formation of permanent garbage patches. To address this, we describe the spatio-temporal evolution of the macro-waste density from an homogeneous initial condition, using an ocean general circulation model coupled with a particle tracking model. Travelled distances are also investigated to get a global picture of the particle journeys. Finally, the second goal is to try to identify the coastal zones that are the most impacted from open ocean sources.

2. Materials and methods

In order to mimic the marine debris transport at the sea surface, virtual particles acting as Lagrangian tracers are introduced in a numerical circulation model. The simulation of the particles drift at the oceanic surface is performed in two stages: first, the ocean state and the velocity fields are computed with an appropriate ocean general circulation model (OGCM). Second, the drift of the virtual particles is computed by an advection model using the velocity fields computed from the OGCM.

2.1. Models

For this study, the velocity fields has been extracted from high-resolution model simulations. The oceanic circulation model used is the NEMO model (Madec et al., 1998; Madec, 2008) in a regional eddy permitting configuration over the Mediterranean Sea (MED12 configuration, Beuvier et al., 2012; Lebeaupin Brossier et al., 2012a; Lebeaupin Brossier et al., 2012b; Brossier et al., 2013).

The numerical model solves the primitive equations assuming the hydrostatic equilibrium, the Boussinesq approximation and a free sea surface formulation. The domain is defined on a 1/12° "ORCA" grid (Madec, 2008) with 567 × 264 grid points covering the entire Mediterranean Sea from 30°N to 46°N and from 11°W to 36°E. A no-slip boundary condition is used at the coast and domain boundaries. The horizontal resolution ranges between 6 km and 8 km, while the vertical dimension is unevenly spaced with 75 Z-levels from the surface ($\Delta Z = 1$ m) down to the bottom ($\Delta Z = 135$ m). 22 levels are in the first 100 m to better represent the upper boundary layer and the topography is based on the ETOPO1 database (Smith and Sandwell, 1997). This MED12 configuration uses the MEDATLAS climatology as initial condition and is forced by the ALADIN-Climate atmospheric fields (Herrmann et al., 2011). The atmospheric data comes from the METEO-France center, and is available at 3 h intervals on a 10 km by 10 km grid. The resulting ocean model configuration allows to solve the meso-scale circulation, with a good representation of the surface mixed layer and a fully resolved wind driven circulation. The velocity fields are computed at each time step (12 min) and the outputs are daily averaged files from January 2001 to December 2010.

The computing of the general transport pathways is done using the Lagrangian off-line tool ARIANE to track the virtual particles. Marine debris are considered as passive surface particles advected by the currents computed from the model (MED12). The velocity used includes the Ekman drift, the baroclinic motion, the tidal and inertial currents as well as the Stokes drift induced by waves. Only the first level of velocity is considered as the lack of studies about degradation of plastic items or changes in their buoyancy, strongly limits appropriate attempts to represent their vertical movement. As a consequence, vertical movements are banned and particles are forced to stay just below the surface, which

justifies that no drift velocity relative to the ambient water (the “windage”) is considered (as in Lebreton et al. (2012)).

The Ariane tool is an open source code (Blanke and Raynaud, 1997) available at <http://www.univ-brest.fr/lpo/ariane>. It has been widely applied both to circulation studies (e.g., Koch-Larrouy et al., 2008; Lique et al., 2010; Iudicone et al., 2008), and to biological problems (Bonhommeau et al., 2009; Berline et al., 2013). This fortran code computes successive 3D streamlines segments in a given time sampled velocity field (e.g. the output of an OGCM such as NEMO). Instead of computing the distance travelled by a particle in a given time like traditional lagrangian algorithms, ARIANE computes the time needed to cross a given domain cell, avoiding interpolation processes. ARIANE uses an Arakawa C-grid for horizontal discretization and a fast and reasonably accurate algorithm to compute trajectories for successive time periods over which velocity fields are assumed to remain constant.

Because of the model boundary condition, particles reaching the last ocean grid cell do not really stop, but can stagnate for a long period and/or recirculate off shore after a while. Particular attention should be given to the management of these coastal trapped particles. The beaching of a marine debris cannot be properly simulated with the MED12 resolution, and even a more precise representation of this process would not overcome the coarse resolution of the velocity field. Particles that will experience long stagnation periods in a coastal strip cell will therefore be considered as beached.

2.2. Lagrangian simulations

An homogeneous deployment in the Mediterranean basin is chosen as the initial distribution for the particles. This choice is determined by the lack of global data set describing the macro-waste distribution in the Mediterranean Sea, located only at specific regional and time scales (Galgani et al., 1995a; Pham et al., 2014; Suaria and Aliani, 2014). Every day, particles initially equally spaced every 10 km (in the zonal and meridional directions) were released, and advected for a duration of 1 year, from January 2001 to December 2010. The total number of 1-year simulations is 3287, all with the same spatial homogeneous initial deployment, but with a temporal initial condition delayed by 1 day. The position of each particle along its trajectory is saved every day, thus providing a huge amount of data to be treated. In other words, one-year long runs have been performed every day from the 1st of January 2001 to the 31st of December 2009, and for each of these 3287 runs, the complete trajectory (i.e. daily position) of each of the 25,500 particles has been saved. Consequently, it would be unreasonable to study the final result of each simulation on a case-by-case basis. In this paper, we chose to study the particle distributions for two different advection times, 3-month and 1-year. One-year runs have the advantage of including physical processes with a complete annual variability, but beaching is important. On the other side, a 3-month period is long enough to allow the particles to cross the Mediterranean sub-basins and agglomerate in specific patterns. Other advection times have also been tested (6- and 9-months) but they did not bring any additional information about the agglomeration structures.

2.3. Diagnostics

To quantify the possible particle agglomeration patterns for each advection time, a “mean binning density” σ is defined as the average of separate “binning densities” computed from each simulation, minus one:

$$\sigma(t) = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^n \left(\frac{b_{ij}^s(t)}{b_{ij}^s(0)} \right) - 1$$

where $b_{ij}^s(t)$ is the number of particles in the bin located in (i,j) at time t and for the s th simulation, and n is the total number of simulation (3287). This way, a σ value around 0 means that the particle concentration after the experiment is identical to the initial concentration, while a positive (negative) value would mean a concentration (scattering) of the particles.

Sensitivity tests have shown that bins of 60 km \times 60 km (6 times larger than the model grid cell) are large enough to efficiently count particles but small enough to observe aggregation structures. The initial number of particles in an open ocean bin, i.e. not encompassing any coast, is 36. Coastal bins have a number of particles ranging between 1 and 36 according to the land/sea ratio. The initial distribution is homogeneous for both open sea and coastal bins. It is recalled that every particle is separated from the next one in zonal and meridional directions by a distance of 10 km, giving an initial density of 1 particle for 100 km².

As mentioned before, the beaching of a floating debris is not really simulated. However, it can happen that a particular near-shore bin hosts a big number of particles for a long period, resulting in very high σ . We have decided not to remove these particles from simulations. All particles are free to move at any time during the simulation, and the total number of particles in the basin stays constant. Consequently, near-shore particles can still contribute to offshore concentration when surface currents become more intense.

The obtained particle density maps sometimes show coastal bins of several order of magnitude higher than the open sea bins. In order to overcome this problem, a coastal strip composed of all coastal bins (bins with land and sea) has been defined and densities in this area will be analysed separately from densities in the inner domain. Shore bins with very low $b_{ij}^s(0)$ is another sensitive issue. Indeed, high σ can occur with quite low values of $b_{ij}^s(t)$. In order to avoid this issue, any shore bin with $b_{ij}^s(0)$ inferior to 6 has also been removed.

To complement the information about the final distribution given by σ , two distances are computed, one defined as the total distance travelled by each particle ($d_t = \sum(x(t+1) - x(t))$), and the other one as the straight line distance between the source and the final destination ($d_s = x(t_{end}) - x(t_0)$).

3. Description of the circulation

The circulation of the surface waters in the Mediterranean Sea (Fig. 1) is mainly driven by the entrance of the Atlantic Waters (AW) through the strait of Gibraltar, describing along-slope counter-clockwise gyres at basin scale. Superimposed to the general permanent circulation (coastal currents, permanent gyres) a meso-scale activity characterized by ocean eddies, meandering currents and fronts can form, induced by the topography, the wind (Herbaut et al., 1997; Herrmann et al., 2011) or by instabilities from the large-scale circulation. The mesoscale circulation is defined like a class of energetic phenomena of spatial scales ranging from about ten to several hundred kilometres and time scales ranging from a few days to several months. The spatial and temporal resolution of the MED12 configuration allows the simulation of such phenomena, in particular ocean eddies that may be responsible for debris accumulation and exchanges. The following description of the major features of the MED12 simulation will enable the validation of the circulation and introduce the discussion on the debris density.

In Fig. 2, a proxy for the velocity field, the Mean Kinetic Energy (MKE) is depicted in order to highlight the main circulation features. It is computed from 2001 to 2010 simulations and calculated using velocity fields from the hydrodynamic model as $MKE_{ij} = \frac{1}{2} \text{mean}_t [u_{ij}^2(t) + v_{ij}^2(t)]$, where mean_t is the time average



Fig. 1. Map of the Mediterranean Sea.

and $u_{ij}(t)$ and $v_{ij}(t)$ are the zonal and meridional components of the velocity field at (i, j) grid point, respectively. The Eddy Kinetic Energy (EKE) could have also been used, as it would bring along with an additional view of the most energetic circulation patterns, some extra information on the most likely regions of high energy favouring debris scattering or concentration. This result is however not presented here as the eddy permitting resolution of MED12 is limiting such diagnostic at basin scale, the EKE map being very close to the MKE one.

The quasi permanent anticyclonic gyre in the western part of the Alboran Sea is mainly formed because of the geometry and orientation of the strait (Millot, 1999; Sayol et al., 2013). In the east, the circulation is anticyclonic most of the time but is subjected to variations as cyclonic structures have been observed (Viúdez and Tintoré, 1996), as well as a third and less organized gyre. In the MED12 simulations, 3 structures appear from west to east, an anticyclone, a cyclone and a third anticyclone not completely closed.

The Algerian current is then formed, unstable, very energetic and with a strong mesoscale activity. Short-lived eddies can generate meanders and eddies detaching from the coastal jet and propagating northward in the central western basin, as clearly marked in Fig. 2.

At the Sicily channel the AW path is not yet clear, and different scenarios can be found in the literature (e.g., Astraldi et al., 2002; Lermusiaux and Robinson, 2001; Millot, 1999; Molcard et al., 2002), where the branching patterns are quantified. Despite this uncertainty, it is admitted that the Algerian current splits in different veins, one entering the Tyrrhenian Sea, one entering the eastern Mediterranean basin. The latter vein splits into 2 branches apart the Pantelleria island in the middle of the channel, along Sicilian and Tunisian coasts. This schematic circulation of the modified AW is well represented by the MED12 10-year simulation.

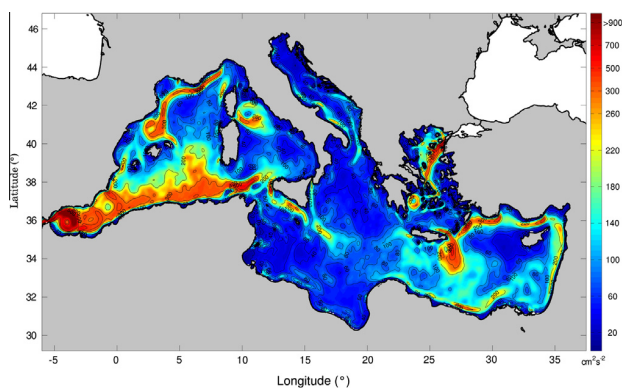


Fig. 2. Mean Kinetic Energy (MKE) averaged from 2001 to 2010 MED12 simulations.

In the Tyrrhenian Sea, a well marked cyclonic gyre is present in Fig. 2 in accordance with the observations (Astraldi and Gasparini, 1994): it is a wind-induced structure associated with an upwelling phenomenon, with a strong variability.

In the Ligurian Sea, the western corsica current joins the Northern (Ligurian-Provençal-Catalan) current flowing along the continental slope up to the Ibiza channel. In the MED12 simulations, a quasi-permanent anticyclonic structure is evidenced north of the Balearic Islands, that may be generated by the strong northerly winds.

In the eastern basin, the main dynamics is concentrated in the Levantine sub-basin, where the accumulation and interaction of eddies lead to marked zones in the western and eastern parts. A very thin coastal jet at the Egyptian and Syrian coasts is also worth noting.

The Aegean Sea circulation is very complex due to the numerous islands and the low resolution of MED12 does not allow to properly resolve the dynamic of the region. Similarly, the narrow Adriatic Sea will not be really considered in our density distribution analysis.

To summarize, the most energetic regions are: the western and eastern Alboran anticyclonic gyres; the Algerian current and its meanders; the Northern Current running along the Ligurian coast; the french Côte d'azur, down to the spanish coast, including a mesoscale structure north of the Balearic Islands; the north Tyrrhenian gyre; the incoming Atlantic waters entering the eastern basin; and the gyre south of Crete. Very low energetic regions are the south Tyrrhenian sub-basin, the Gulf of Sirte, the Ionian, the north Adriatic and the western part of Rhodes.

4. Results

4.1. Particle density

The choice of the advection time is a key point to determine if garbage patches exist in the Mediterranean Sea. It should be selected carefully according to the spatial scale of the studied area. Several authors simulating the drift of litter on a global scale used integration times of years (Martinez et al., 2009) or decades (Maximenko et al., 2012; Lebreton et al., 2012). But for limited regions, they are typically set to a few months: e.g. 3 months in Neumann et al. (2014) and 6 months in Yoon et al. (2010). In the Mediterranean Sea, integration times from 3 months to 1 year seem to be a good duration regarding the basin size. Longer simulations have also been tested but they offer little interest due to the very high beaching rate.

The σ density map obtained with $t = 1\text{year}$ is displayed in Fig. 3a and represents the final distribution from 9 years of continuous (daily) homogeneous deployment in the whole Mediterranean Sea. Most of the off-shore bins have negative σ values, meaning that the particles are never caught in a basin scale structure, but rather evacuated toward the south-eastern basin coast. No accumulation or retention area (positive σ) has been found at the multi-annual scale. The seasonal and inter-annual variability of the circulation brings sufficient anomalies to mix the initial distribution. Three large regions (north-east of Balearic Islands: zone A; Tyrrhenian Sea: zone B; and Gulf of Sirte: zone C) have density values very close to the initial one.

The coastal strips (Fig. 3b) of the western and eastern Mediterranean Sea have a different behaviour for the retention of particles. While the coastal currents in the western part facilitate the coastal particles circulation, the eastern basin currents act like attractors and the south-eastern coast holds a large part of the particles. It however worth noting that on close inspection, some coastal accumulations can also appear in the western basin, along the Ligurian

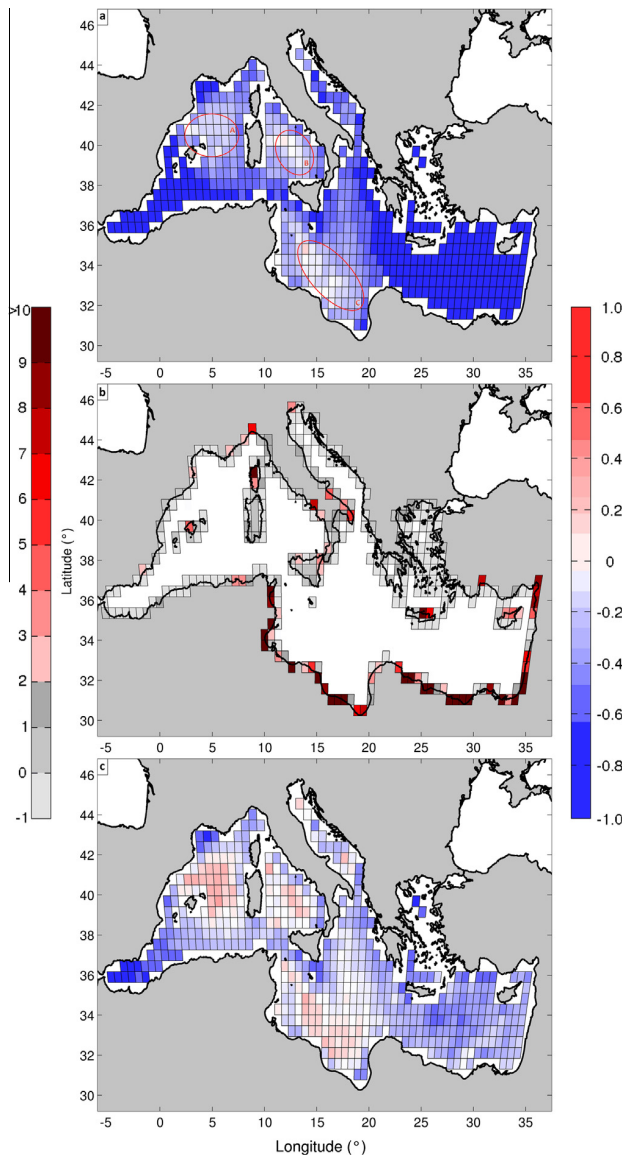


Fig. 3. Mean binning density after dividing the Mediterranean Sea into two different domains for dynamical issues (near shore domain: left colorbar, and open sea domain: right colorbar). (a) Open sea domain and (b) near shore domain after a 1-year advection, and (c) open sea domain after a 3-month advection. The initial particle distribution is homogeneous. For both domains, red tones represent particle accumulation, while gray and blue tones show areas that are emptying. Red contours A (north-east of Balearic islands), B (Tyrrhenian Sea) and C (Gulf of Sirte) mark the positions of three possible retention areas. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

coast and around Corsica, despite the presence of the Northern Current.

On a shorter time scale, Fig. 3c represents the σ density at $t = 3$ months, considering though shorter travelled distances by potential marine debris. The same three regions as in Fig. 3a can be noticed, but with very high densities. At these time scales, these areas can then be considered as accumulation zones. In other words, floating marine debris have a tendency to temporarily aggregate in these areas but do not remain there for the rest of their lives, such as in the Pacific clusters (Maximenko et al., 2012).

To our knowledge, very few reports of floating marine debris are available in these zones. Suaria and Aliani (2014) recently

conducted the first large-scale survey of marine debris in the central and western part of the Mediterranean Sea. Several areas of high particle density were found (Fig. 1 in Suaria and Aliani (2014)), in particular in the Algerian sub-basin (sector M), between the Balearic islands and Sardinia (sector L), and in the central Tyrrhenian Sea (sector H). Our results regarding retention areas A and B are consistent with high densities observed in sector M and L. However, they cannot directly explain the marine debris abundance in the Algerian sub-basin by a retention area. In our simulations, this region rather constitute a transit area. We however agree with Suaria and Aliani (2014) that maritime traffic and land based discharges in north African countries represent the main source of these marine debris. A strong and constant supply of these sources can therefore certainly lead to the high densities observed in this sector.

The distribution of particles in the Alboran Sea and the Levantine sub-basin from 3-month runs do not reveal significant differences with the 12-month runs. However, the simulations give values slightly higher in the Levantine sub-basin for the 3-month runs but show that the region quickly removes floating marine debris and is not favourable for the development of significant accumulation zones, even at shorter time scales. The coastal strip (not shown) shows a similar distribution as the one obtained with 1-year advection time.

4.2. Travelled distances

To complement the study, the time evolution of the particles distributions and paths have been studied. The total distance travelled by each particle d_t and the straight line distance between the source and the final destination d_s have been calculated and are plotted in Figs. 4a and b. The average distances over the total number of simulations are plotted at the departure binning, and the runs using a 3-month advection time are considered.

The average travelled distance highlights the energetic regions in accordance with the MKE. High values of d_t are obviously related to high velocities, either induced from the boundaries of rotating structures or from coastal jets. Low values can be explained either by low energetic regions or by particles beaching events. Regions A (Tyrrhenian Sea) and B (north-western Mediterranean Sea) have values of d_t around 800 km, twice the size of the sub-basins. On the contrary, region C has a very low averaged travelled distance, compared to its size. The branch of the AW entering the Sicily channel along the Sicilian coasts has higher values than the surrounding waters (Ionian Sea and Gulf of Sirte), but quite low regarding the basin dimension. This suggests a straight path unlike the Algerian current that experiences instabilities amplifying the average travelled distance. It is also worth noting that in the eastern basin, the northward coastal current clearly marked in Fig. 2 does not appear in the travelled distance map. This can be explained by the narrow current mainly concentrated in the coastal strip bins, not considered in Fig. 4a.

When the distance to the source d_s is considered, the main gradients and hotspots are in accordance with the MKE but some differences appear. The north Tyrrhenian gyre and the northern Balearic gyre are characterized by low d_s (around 200 km and 300 km respectively) in agreement with their rotating behaviour. Regions A and B have low values, suggesting that they feature recirculation and closed areas of limited exchanges with other sub-basins, and that the particles encompassed in this gyre have a local origin.

Regions with high values of d_s , namely the Alboran Sea, the Sicily channel, the Northern Current and the north Levantine sub-basin, can be considered as “transit areas”, favourable for sub-basin exchanges, but not indeed for any debris accumulation. Our hypothesis of a unique homogeneous initial deployment

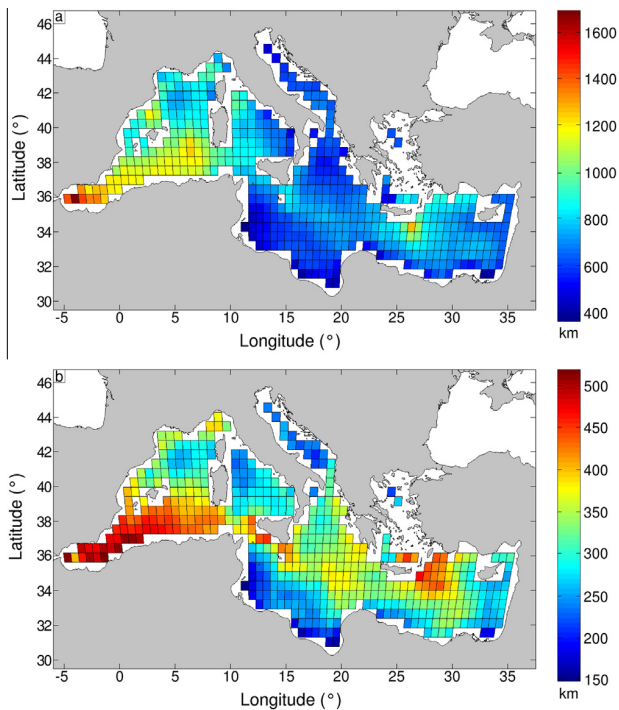


Fig. 4. Average distances over the total number of simulations at the initial binning (advection time $t = 3$ months): (a) total distance travelled by each particle d_t , and (b) straight line distance between the source and the final destination d_s .

cannot show the impact of these transit areas on marine debris distribution. However we can assume that in the case of a continuous source, from the Atlantic for example, these areas may have a high density marine debris (as observed by Suaria and Aliani, 2014). In

the Gulf of Lions, particles seem to origin from further, probably brought by the Northern Current and its secondary branches (Allou et al., 2010; Schaeffer et al., 2011).

The last agglomeration zone (C) has a different behaviour. Particles originally present have a very limited d_s which leads to two possibilities: either they remain trapped in the area and participate to create the agglomeration structure, or they leave the open sea domain and are driven ashore. On the other hand, particles of the Algerian sub-basin can cross the strait of Sicily to supply the area and the Ionian Sea appears to be a source of marine floating debris. In conclusion, zone C is outstanding among zones A and B for its geographic diversity of potential sources.

The Levantine sub-basin has little exchange with the rest of the Mediterranean Sea. Surface currents gradually thrust particles inshore in such a way that they are mainly advected by the strong counter-clockwise current along the coastline. Considering that the sub-basin tends to empty and the average value of d_s in Fig. 4b is not large enough to enable particles to leave the sub-basin, there should clearly be high levels of beaching on the eastern and southern coasts.

4.3. Beaching

Floating marine debris beaching on the littoral zone is an important issue that local authorities have difficulty to deal with. Therefore, the prediction of preferential beaching zones stands as a valuable challenge. In Fig. 5, four littoral regions are defined to give an estimate of the geographical origin of the beaching, two in each basin (western and eastern). The particles that have beached are then localized and the number of events are counted. These regions (red boxes in Fig. 5 are characterized by coastal strips with a similar linear length (around 1800 km). As an indication, this different approach presented here can be compared to a backward integration.

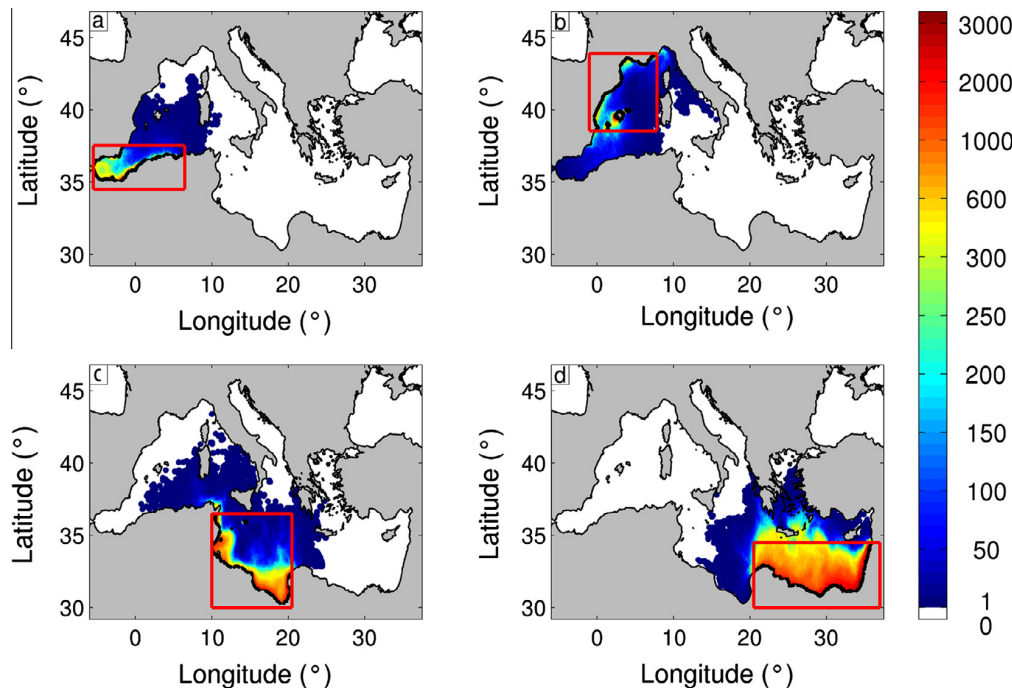


Fig. 5. Total number of beaching events in red boxes (max. 3287) from an initial homogeneous distribution. Regions covered by the red boxes are: Alboran Sea and western Algerian sub-basin (a), north-western Mediterranean sub-basin (b), Gulf of Sirte (c) and Levantine sub-basin. A particle is considered 'beached' when its final velocity over a 2-weeks period is less than 0.5 cm s^{-1} . Each box covers 1800 km of coastline. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The eastern basin coasts are much more hit by particles than the ones in the western basin, and the sources are more spread. The Levantine sub-basin is a local source for the south-eastern coast, as highlighted by the high number (red color) of beaching events. The thicker accumulation at the coast is not related to any agglomeration structure nearby in the open sea.

The coastline stretching from Tunisia to Libya is supplied by local and non local particles, some coming from the western Mediterranean basin through the Sicily channel. This region corresponds to the zone C of possible agglomeration in the open sea domain. The exchange between this domain and the littoral zone is very significant and is probably caused by a combination of three factors. First, the proximity of an accumulation region favours the beaching chances. Second, the change in coastline orientation mainly at the eastern part of the Libyan coasts acts as a sort of dead end blocking the particles. Finally, the weak surface currents prevent the particles to move away after being trapped along the coast.

In the western Mediterranean basin, the western Alboran gyre with its rotating permanent behaviour, is the main particle provider for the local coasts, while the Algerian coast has very little beaching despite the coastal current and its instabilities. This westernmost part of the basin does not appear as a preferential destination for distant particles. In the north-western Mediterranean sub-basin, the beaching is mostly located around the Balearic islands, brought by the Northern Current. Only a little exchange with the Tyrrhenian Sea through the Corsica channel appears. The accumulation region A does not appear as a source for beaching, but more like a retention structure.

5. Conclusions

The numerical simulations that have been used here enabled us to picture possible scenarios of accumulation and to quantify likely coastal impacts of floating marine debris. The time scale considered here is climatological, in the sense that 3-month to 1-year journeys of daily advected particles have been averaged over 9 years, to highlight the existence or not of permanent structures that may retain floating objects for long periods. The variability of the surface circulation is very high, and the numerous instabilities that occur in the basin are well represented by the numerical model. As a consequence, only few large sub-basins appear as possible retention areas, namely the north-western Mediterranean and the Tyrrhenian sub-basins, and the Gulf of Sirte. The first two are due to the rotating behaviour of the general surface circulation, while the latter results from a weak dynamic. However, these regions lose their retention character for longer duration journeys. The seasonal and inter-annual variability brings sufficient anomalies to alter the distribution, and when a 1-year long experiment is considered, the retention zones disappear. The life of a marine debris is an important parameter and the degradation of plastic through biochemical processes have to be considered to deepen the analysis. The exposure to the sun and the biological growth can alter the density and the size of the debris, leading to possible sinking of some of them. In this study, we have prevented all macro-waste vertical motion due to the lack of knowledge about this issue.

In the western basin some specific gyres could retain and export floating objects and redistribute them after a shift in the large scale circulation. The southern coastal strip of the eastern Mediterranean basin seems to be a preferential beaching destination. The debris stagnating along the Tunisian and Libyan coasts could result from the open sea accumulation region in the Gulf of Sirte, and the very low dynamics. The Levantine sub-basin is a local and potential source for its coast.

In this work we have considered homogeneous and continuous deployment in the Mediterranean basin, while specific sources may exist. While it is very difficult to have direct observations of marine debris distribution at sea, data from each cleaning operations and high density harbour could constitute an important input for future work. However these local data should be used with care, since only a probability density instead of an exact quantification is a consistent input for theoretical large scale model.

The results that have been described in this manuscript have to be considered as a very schematic view of the behaviour of marine debris, as many strong hypothesis have been done.

First the resolution of the Eulerian model giving the underlying surface circulation does not allow to resolve the complex coastline shape under 6/8 km, neither to capture all sub-grid processes. However, the mesoscale dynamics of the Mediterranean Sea is well represented as well as its high temporal variability.

The eventual beaching of floating objects can only be extrapolated from our simulations, since no real beaching can happen with the ARIANE lagrangian module. Nevertheless some particles remain stuck for a while in the coastal strip due to some nil velocities around, and we can estimate an upper bound stagnation time to validate the beaching event. The beaching process may be very complex, resulting from the interaction of the sea and land breezes, the circulation and the waves. At higher spatial scales, a more precise lagrangian model should be considered, allowing beaching and bumping and a particular attention should be given to the mathematical boundary conditions at the coast.

Marine debris have been considered here as passive particles advected by the surface current only, thus neglecting any change in buoyancy due to biochemical transformation or any windage. However marine debris such as plastic can last for a very long time just under the surface water before partial disintegration and our sensitivity tests on the advection duration give some indications on potential accumulation regions at large spatial scale and multi-annual time scale.

Finally the numerical tests that have been described here are all based on an initial and dense (every 10 km) homogeneous distribution, which is unrealistic. In the real world, the distribution is more likely to be correlated to anthropogenic origin, such as harbours, highly populated coastal cities, river outflows for the inland sources and large cargo and passenger ships routes as well as tourism seasonal variability at sea. No global data set does exist on surface marine debris, but some scenarios could be hypothesised to evaluate a more realistic distribution, when looking at shorter time scales and at a higher spatial resolution. Eventually, some observation campaign efforts are planned in the near future, both at sea (TARA¹, Expedition M.E.D.²) and on land (coordinated beach cleaning by environmental associations with a uniform protocol (Mer-Terre³, Surfrider Foundation Europe⁴). Future work will include model-data inter-comparison to picture the source, journey and destination of marine debris, as well as their spatial and temporal distribution according to the meteorological and oceanographical forcings.

Acknowledgements

We thank the Région Provence-Alpes-Côte-d'Azur and the FEDER for funding this study through a PhD fellowship, and the Ariane development team at LPO, Brest for helpful support. We wish to thank J. Beuvier (MERCATOR-Océan) for kindly providing the MED12 simulations. The calculations were performed using GENCI-IDRIS resources.

¹ TARA expeditions: oceans.taraexpeditions.org/eng/.

² www.expeditionmed.eu/.

³ www.mer-terre.org/.

⁴ www.surfrider.eu/.

Finally, a special word of thanks to anonymous reviewer whose comments greatly improved the text.

References

- Aliani, S., Molcard, A., 2003. Hitch-hiking on floating marine debris: a contribution from macrobenthic species in the Western Mediterranean Sea. *Hydrobiologia* 503, 59–67.
- Aliani, S., Griffa, A., Molcard, A., 2003. Floating debris in the Ligurian Sea, north-western Mediterranean. *Mar. Pollut. Bull.* 46, 1142–1149.
- Allou, A., Forget, P., Devenon, J.L., 2010. Submesoscale vortex structures at the entrance of the Gulf of Lions in the Northwestern Mediterranean Sea. *Cont. Shelf Res.* 30, 724–732.
- Andrady, A.L., 2011. Microplastics in the marine environment. *Mar. Pollut. Bull.* 62, 1596–1605.
- Astraldi, M., Gasparini, G.P., 1994. The seasonal characteristics of the circulation in the Tyrrhenian Sea. In: La Violette, P.E. (Ed.), *Seasonal and inter-annual variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and estuarine studies*, 46. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 115–134.
- Astraldi, M., Gasparini, G.P., Vetrano, A., Vignudelli, S., 2002. Hydrographic characteristics and interannual variability of water masses in the central Mediterranean: a sensitivity test for long-term changes in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 49, 661–680.
- Azzarello, M.Y., Van Vleet, E.S., 1987. Marine birds and plastic pollution. *Mar. Ecol. – Prog. Ser.* 37, 295–303.
- Barnes, D.K.A., 2002. Biodiversity: invasions by marine life on plastic debris. *Nature* 416, 808–809.
- Barnes, D.K.A., Milner, P., 2005. Drifting plastic and its consequences for sessile organism dispersal in the Atlantic Ocean. *Mar. Biol.* 146, 815–825.
- Barnes, D.K.A., Galgani, F., Thompson, R.C., Barlaz, M., 2009. Accumulation and fragmentation of plastic debris in global environments. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B, Biol. Sci.* 364, 1985–1998.
- Baulch, S., Perry, C., 2014. Evaluating the impacts of marine debris on cetaceans. *Mar. Pollut. Bull.* 80, 210–221.
- Berline, L., Zakardjian, B., Molcard, A., Ourmires, Y., Guihou, K., 2013. Modeling jellyfish *Pelagia noctiluca* transport and stranding in the Ligurian Sea. *Mar. Pollut. Bull.* 70, 90–99.
- Beuvier, J., Béranger, K., Lebeaupin Brossier, C., Somot, S., Sevault, F., Drillet, Y., Bourdallé-Badie, R., Ferry, N., Lyard, F., 2012. Spreading of the Western Mediterranean Deep Water after winter 2005: time scales and deep cyclone transport. *J. Geophys. Res.* 117, 26.
- Blanke, B., Raynaud, S., 1997. Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: An Eulerian and Lagrangian approach from GCM results. *J. Phys. Oceanography* 27, 1038–1053, doi:10.1175/1520-0485(1997)027<1038:KOTPEU>2.0.CO;2.
- Bonhommeau, S., Blanke, B., Tréguier, A.M., Grima, N., Rivot, E., Vermard, Y., Greiner, E., Le Pape, O., 2009. How fast can the European eel (*Anguilla anguilla*) larvae cross the Atlantic Ocean? *Fish. Oceanography* 18, 371–385.
- Carson, H.S., 2013. The incidence of plastic ingestion by fishes: from the preys perspective. *Mar. Pollut. Bull.* 74, 170–174.
- Chiappone, M., Dienes, H., Swanson, D.W., Miller, S.L., 2005. Impacts of lost fishing gear on coral reef sessile invertebrates in the Florida Keys national marine sanctuary. *Biol. Conserv.* 121, 221–230.
- Cole, M., Lindeque, P., Halsband, C., Galloway, T.S., 2011. Microplastics as contaminants in the marine environment: a review. *Mar. Pollut. Bull.* 62, 2588–2597.
- Derraik, J.G.B., 2002. The pollution of the marine environment by plastic debris: a review. *Mar. Pollut. Bull.* 44, 842–852.
- Engler, R.E., 2012. The complex interaction between marine debris and toxic chemicals in the ocean. *Environ. Sci. Technol.* 46, 12302–12315.
- Gabrielides, G.P., Golik, A., Loizides, L., Marino, M.G., Bingel, F., Torregrossa, M.V., 1991. Man-made garbage pollution on the Mediterranean coastline. *Mar. Pollut. Bull.* 23, 437–441.
- Galgani, F., Jaunet, S., Campillo, A., Guenegen, X., His, E., 1995a. Distribution and abundance of debris on the continental shelf of the North-Western Mediterranean Sea. *Mar. Pollut. Bull.* 30, 713–717.
- Galil, B.S., Golik, A., Trkay, M., 1995. Litter at the bottom of the sea: a sea bed survey in the Eastern Mediterranean. *Mar. Pollut. Bull.* 30, 22–24.
- Golik, A., Gertner, Y., 1992. Litter on the Israeli coastline. *Mar. Environ. Res.* 33, 1–15.
- Gregory, M.R., Ryan, P.G., 1997. Pelagic plastics and other seaborne persistent synthetic debris: a review of Southern Hemisphere perspectives. In: Coe, J.M., Rogers, D.B. (Eds.), *Marine Debris – Sources, Impacts and Solutions*. Springer-Verlag, New York, pp. 49–66.
- Herbaut, C., Martel, F., Crépon, M., 1997. A sensitivity study of the general circulation of the western Mediterranean Sea. Part ii: The response to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.* 27, 2126–2145.
- Herrmann, M., Somot, S., Calmanti, S., Dubois, C., Sevault, F., 2011. Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling: impact of the regional climate model configuration. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 1983–2001.
- Iudicone, D., Speich, S., Madec, G., Blanke, B., 2008. The global conveyor belt from a Southern Ocean perspective. *J. Phys. Oceanogr.* 38, 1401–1425.
- Kako, S., Isobe, A., Magome, S., Hinata, H., Seino, S., Kojima, A., 2011. Establishment of numerical beach-litter hindcast/forecast models: an application to Goto Islands, Japan. *Mar. Pollut. Bull.* 62, 293–302.
- Koch-Larrouy, A., Madec, G., Blanke, B., Molcard, R., 2008. Water mass transformation along the Indonesian throughflow in an OGCM. *Ocean Dynam.* 58, 289–309.
- Laist, D.W., 1997. Impacts of marine debris: entanglement of marine life in marine debris including a comprehensive list of species with entanglement and ingestion records. In: Coe, J.M., Rogers, D.B. (Eds.), *Marine Debris – Sources, Impacts and Solutions*. Springer-Verlag, New York, pp. 99–139.
- Law, K.L., Morét-Ferguson, S., Maximenko, N.A., Proskurowski, G., Peacock, E.E., Hafner, J., Reddy, C.M., 2010. Plastic accumulation in the North Atlantic Subtropical Gyre. *Science* 329, 1185–1188.
- Lazar, B., Gračan, R., 2011. Ingestion of marine debris by loggerhead sea turtles, *Caretta caretta*, in the Adriatic Sea. *Mar. Pollut. Bull.* 62, 43–47.
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Drobinski, P., 2012a. Ocean response to strong precipitation events in the Gulf of Lions (northwestern mediterranean sea): a sensitivity study.
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Drobinski, P., 2012b. Sensitivity of the northwestern Mediterranean Sea coastal and thermohaline circulations simulated by the 1/12-resolution ocean model NEMO-MED12 to the spatial and temporal resolution of atmospheric forcing. *Ocean Modell.* 4344, 94–107.
- Lebeaupin Brossier, C., Drobinski, P., Branger, K., Bastin, S., Orain, F., 2013. Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the northwestern Mediterranean. *QJR. Meteorol. Soc.* 139, 1583–1597.
- Lebreton, L.C.M., Greer, S.D., Borrero, J.C., 2012. Numerical modelling of floating debris in the worlds oceans. *Mar. Pollut. Bull.* 64, 653–661.
- Lermusiaux, P.F.J., Robinson, A.R., 2001. Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily. *Deep Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.* 48, 1953–1997.
- Lique, C., Treguier, A.M., Blanke, B., Grima, N., 2010. On the origins of water masses exported along both sides of Greenland: a Lagrangian model analysis. *J. Geophys. Res.: Oceans* 115, 20.
- Madec, G., 2008. NEMO ocean engine. Note du Pole de Modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace 27, 193.
- Madec, G., Delécluse, P., Imbard, M., Lévy, C., 1998. OPA 8.1 ocean general circulation model reference manual. Note du Pole de Modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace 11, 91.
- Martinez, E., Maamaatuaiahutapu, K., Taillandier, V., 2009. Floating marine debris surface drift: convergence and accumulation toward the South Pacific subtropical gyre. *Mar. Pollut. Bull.* 58, 1347–1355.
- Maximenko, N., Hafner, J., Niiler, P., 2012. Pathways of marine debris derived from trajectories of Lagrangian drifters. *Mar. Pollut. Bull.* 65, 51–62.
- McCoy, F.W., 1988. Floating megalitter in the Eastern Mediterranean. *Mar. Pollut. Bull.* 19, 25–28.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 20, 423–442.
- Molcard, A., Gervasio, L., Griffa, A., Gasparini, G.P., Mortier, L., Özgökmen, T.M., 2002. Numerical investigation of the Sicily Channel dynamics: density currents and water mass advection. *J. Mar. Syst.* 36, 219–238.
- Moore, C.J., Moore, S.L., Leecaster, M.K., Weisberg, S.B., 2001. A comparison of plastic and plankton in the North Pacific Central Gyre. *Mar. Pollut. Bull.* 42, 1297–1300.
- Morris, R.J., 1980. Floating plastic debris in the Mediterranean. *Mar. Pollut. Bull.* 11, 125.
- Neumann, D., Callies, U., Matthies, M., 2014. Marine litter ensemble transport simulations in the southern North Sea. *Mar. Pollut. Bull.* 86, 219–228.
- Pham, C.K., Ramirez-Llodra, E., Alt, C.H.S., Amaro, T., Bergmann, M., Canals, M., Company, J.B., Davies, J., Duineveld, G., Galgani, F., Howell, K.L., Huvenne, V.A.L., Isidro, E., Jones, D.O.B., Lastras, G., Morato, T., Gomes-Pereira, J.N., Purser, A., Stewart, H., Tojeira, I., Tubau, X., Van Rooij, D., Tyler, P.A., 2014. Marine litter distribution and density in European Seas, from the shelves to deep basins. *PLoS ONE* 9, e95839.
- Ramirez-Llodra, E., De Mol, B., Company, J.B., Coll, M., Sardá, F., 2013. Effects of natural and anthropogenic processes in the distribution of marine litter in the deep Mediterranean Sea. *Prog. Oceanogr.* 118, 273–287.
- Ryan, P.G., Jackson, S., 1987. The lifespan of ingested plastic particles in seabirds and their effect on digestive efficiency. *Mar. Pollut. Bull.* 18, 217–219.
- Sayol, J.M., Orfila, A., Simarro, G., López, C., Renault, L., Galán, A., Conti, D., 2013. Sea surface transport in the Western Mediterranean Sea: a Lagrangian perspective. *J. Geophys. Res.: Oceans* 118, 6371–6384.
- Schaeffer, A., Molcard, A., Forget, P., Frauni, P., Garreau, P., 2011. Generation mechanisms for mesoscale eddies in the Gulf of Lions: radar observation and modeling. *Ocean Dynam.* 61, 1587–1609.
- Schrey, E., Vauk, G.J.M., 1987. Records of entangled gannets (*Sula bassana*) at Helgoland, German Bight. *Mar. Pollut. Bull.* 18, 350–352.
- Shiomoto, A., Kameda, T., 2005. Distribution of manufactured floating marine debris in near-shore areas around Japan. *Mar. Pollut. Bull.* 50, 1430–1432.
- Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 1956–1962.
- Suaria, G., Aliani, S., 2014. Floating debris in the Mediterranean Sea. *Mar. Pollut. Bull.* 86, 494–504.
- Takehama, S., 1990. Estimation of damages to fishing vessels caused by marine debris, based on insurance statistics. Fishing ground environment conservation division fisheries agency, the Government of Japan, Tokyo, Japan, 792–809.
- UNEP, 2009. Marine Litter: a Global Challenge, 232.

- Viúdez, Á., Tintoré, J., 1996. Circulation in the Alboran Sea as determined by quasi-synoptic hydrographic observations. Part I: three-dimensional structure of the two anticyclonic gyres. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 684–705.
- Walker, T.R., Reid, K., Arnould, J.P.Y., Croxall, J.P., 1997. Marine debris surveys at Bird Island, South Georgia 1990–1995. *Mar. Pollut. Bull.* 34, 61–65.
- Yoon, J.H., Kawano, S., Igawa, S., 2010. Modeling of marine litter drift and beaching in the Japan Sea. *Mar. Pollut. Bull.* 60, 448–463.
- Zhou, P., Huang, C., Fang, H., Cai, W., Li, D., Li, X., Yu, H., 2011. The abundance, composition and sources of marine debris in coastal seawaters or beaches around the northern South China Sea (China). *Mar. Pollut. Bull.* 62, 1998–2007.