



HAL
open science

Étude de la dynamique du Courant Nord au large de Toulon, à l'aide de modèle, observations in-situ et données satellites

Karen Guihou

► **To cite this version:**

Karen Guihou. Étude de la dynamique du Courant Nord au large de Toulon, à l'aide de modèle, observations in-situ et données satellites. Sciences de la Terre. Université de Toulon, 2013. Français. NNT : 2013TOUL0004 . tel-00917904

HAL Id: tel-00917904

<https://theses.hal.science/tel-00917904>

Submitted on 12 Dec 2013

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.



École Doctorale 548 - Sciences de la Mer
Institut Méditerranéen d'Océanologie

THÈSE

présentée par :

Karen GUIHOU

pour obtenir le grade de Docteur en Sciences de l'Univers
Spécialité : Océanographie

Étude de la dynamique du Courant Nord au large de Toulon, à l'aide de simulations numériques, observations *in-situ* et données satellites.

Soutenue le 6 Septembre 2013

THÈSE dirigée par :

M. Bruno ZAKARDJIAN
M. Yann OURMIÈRES

Professeur, USTV
Maître de Conférence, USTV

Directeur de thèse
Co-encadrant de thèse

Composition du JURY :

M. Bernard BARNIER
M. Gilles REVERDIN
Mme. Karine BÉRANGER
Mme. ANNE MOLCARD
M. Yann DRILLET
M. Bruno ZAKARDJIAN
M. Yann OURMIÈRES

Directeur de Recherche, CNRS
Directeur de Recherche, CNRS
Maître de Conférence, ENSTA
Professeur, ISITV
Ingénieur de recherche, Mercator-Océan
Professeur, USTV
Maître de Conférence, USTV

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse
Co-encadrant de thèse

Remerciements

Je tiens en premier lieu à remercier chaleureusement Bernard Barnier et Gilles Reverdin pour avoir accepté d'évaluer mes travaux de thèse. C'est un grand honneur pour moi d'avoir dans mon jury de thèse deux personnes qui comptent autant pour la communauté océanographique française et internationale. Je souhaite également remercier Karine Béranger, Yann Drillet ainsi que Anne Molcard de faire partie de mon jury en tant qu'examinateur. Ce sont des personnes dont l'avis scientifique est très important pour moi.

Et puis je remercie bien évidemment mes deux directeurs de thèse, Bruno Zakardjian et Yann Ourmières, qui m'ont donné la chance d'entrer dans le monde de la recherche. Merci Bruno d'avoir partagé avec moi ton expérience, ton enthousiasme pour la recherche, et ta vision scientifique. Merci Yann pour tes bons conseils, ton soutien et ton dynamisme. J'ai beaucoup appris auprès de vous, tant professionnellement que scientifiquement, et je ne l'oublierai jamais. J'espère que j'aurai à nouveau la chance de travailler avec vous un jour.

Je souhaite également remercier la région PACA d'avoir subventionné cette thèse, et le GMMC d'avoir financé la plupart de mes missions.

J'ai passé quatre années formidables au MIO/LSEET. Merci à mes collègues de bureau qui ont défilé au cours de ces années et qui ont tous été de supers compagnons : Alexandra, Amandine, Quentin, Alejandro, Sara, ... Je laisse le bureau des filles aux futures générations d'étudiants ! Merci à Lucio pour son aide avec les FFT, à Philippe et Céline d'avoir répondu à mes nombreuses questions sur les radars, à Sébastien pour ses bons conseils, merci et courage à Julien mon compagnon de galère en modélisation, et puis merci à tous les autres pour nos bons moments partagés aux pauses déjeuners : Anne, Fabienne, Camille, Jérémy, Samuel, Fred, Yves, Weili, Didier, ... Je ne peux pas citer tout le monde, mais vous vous reconnaîtrez.

Mais rien de cela n'aurait été possible sans un soutien familial. Alors un grand merci à ma mère, qui est présente pour moi depuis toujours et sans laquelle je n'y serais pas arrivée ; merci à ma soeur pour ses bons conseils et son enthousiasme ; et bien sûr, merci à Jonathan, mon geek que j'aime et qui m'a supportée dans les meilleurs moments comme dans les pires.

Merci à vous et à tous les autres

Table des matières

Table des figures	9
Liste des tableaux	13
1 Introduction : motivations et objectifs de cette thèse	15
2 Région d'étude, matériel et méthodes	21
2.1 Caractéristiques hydrodynamiques de la Méditerranée Nord-Ouest	21
2.1.1 Circulation générale du bassin et masses d'eau	21
2.1.2 Zoom sur le plateau continental : circulation côtière	24
2.1.3 Le Courant Nord Méditerranéen	26
2.1.3.1 Variabilité saisonnière	27
2.1.3.2 Guidage bathymétrique et instabilités	27
2.2 Modélisation numérique	29
2.2.1 Un rapide historique de la modélisation en Méditerranée	29
2.2.2 Le code de calcul NEMO	31
2.2.2.1 Équations primitives	32
Équation d'état et conservation de la masse	32
Équation du mouvement	32
Équation de continuité	33
Conservation de la température et de la salinité	34
Expression de la surface	34
2.2.2.2 Discrétisation	36
2.2.3 La configuration GLazur64	37
2.2.3.1 Informatique	38
2.2.3.2 Paramétrisation de la configuration de référence	39
Runoff : introduction du Rhône	40
Expression de la surface	41
Grille verticale	41
Prise en compte des forçages atmosphériques	42
2.2.3.3 Emboîtement de modèles : paramétrisation des frontières	43
Algorithme de radiation/relaxation	43
Choix de la valeur du coefficient de relaxation	44
Condition pour définir la direction du flux	48

	Variables prescrites aux frontières	48
	Forçages océaniques utilisés	49
	2.2.3.4 Condition initiale et estimation de la durée du spin-up	52
2.3	Mesures et observations	54
2.3.1	Un rapide historique de la mesure océanographique	55
2.3.2	Réseaux d'observations et bases de données	55
2.3.3	Données hydrologiques	57
2.3.3.1	Observation de la surface	57
	Mouillages	57
	Mesure par satellite	58
2.3.3.2	Mesures sur la verticale	59
2.3.4	Données dynamiques	62
2.3.4.1	ADCP	62
2.3.4.2	Altimétrie	63
2.3.4.3	Radar HF	64
3	L'apport de la haute-résolution dans la représentation de la dynamique du CN	67
3.1	Apport de la haute-résolution en terme de dynamique et de variabilité	67
3.1.1	Analyse de champs moyens.	67
3.1.2	Variabilité à méso-échelle	70
3.1.3	Analyse fréquentielle	73
3.2	Validation des simulations et estimation de leur réalisme	76
3.2.1	Hydrologie	77
3.2.1.1	Variabilité saisonnière de surface	77
3.2.1.2	Validation du forçage atmosphérique et extension du panache du Rhône.	83
3.2.1.3	Positionnement des masses d'eaux sur la verticale	86
3.2.2	Validation du positionnement et de l'intensité du CN	90
3.2.2.1	De la frontière italienne aux côtes varoises	90
3.2.2.2	Dynamique le long du talus du Golfe du Lion et interaction avec les eaux du plateau.	97
3.2.2.3	Au sud du Golfe	104
3.3	Conclusion et discussion sur le réalisme des simulations	105
4	Vers un forçage opérationnel : étude réaliste de la dynamique à méso-échelle du Courant Nord	109
4.1	De l'académique à l'opérationnel	110
4.1.1	Champs moyens	110
4.1.2	Variabilité temporelle et développement de méso-échelle	113
4.1.3	Hydrologie des simulations	121
4.1.4	Conclusion sur l'emploi d'un forçage opérationnel aux frontières	128
4.2	Vers une étude de processus réaliste	129

4.2.1	La campagne PHYOCE 2011 [<i>Guihou et al.</i> , 2013]	129
4.2.2	Discussion	147
5	Conclusion et perspectives	157
	Bibliographie	163
A	Simulations GLAZUR64 utilisées dans cette thèse	175
B	Conditions de surface Bulk	177
B.1	Estimation des flux turbulents	177
	Le flux de chaleur latente	177
	Le flux de chaleur sensible	178
	Stress du vent	178
	Coefficients	178
B.2	Estimation des flux radiatifs	179
	Radiation solaire	179
	Radiation de grande longueur d'onde	179
C	Application de GLAZUR64 à une étude ciblée : <i>Berline et al.</i> [2013]	181

Table des figures

2.1	Situation et topographie du bassin Méditerranéen. Le domaine d'étude est encadré en rouge.	21
2.2	Circulation des masses d'eau dans le bassin occidental Méditerranéen (figure issue de <i>Millot</i> [1999]).	23
2.3	Topographie de la Méditerranée Nord-Ouest, en mètres, et les principaux forçages agissant sur la dynamique de la zone d'étude : le Rhône, les principaux régimes de vent (Vent d'Est, Mistral, Tramontane), et le Courant Nord Méditerranéen.	25
2.4	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.	28
2.5	Grille C-Arakawa (figure issue de [<i>Madec</i> , 2008]).	36
2.6	Le domaine de GLAZUR64 et son découpage en 90 processeurs/sous-domaines, ainsi que la bathymétrie de la région d'étude (en mètres).	38
2.7	Données de débit du Rhône issues de la Compagnie Nationale du Rhône (en m^3/s), de 2006 à 2008.	40
2.8	Les principaux types de représentation du fond de l'océan par NEMO. a) coordonnées en z avec full-step, b) coordonnées en z avec partial-step, c) coordonnées sigma (figure issue de <i>Madec</i> [2008])	41
2.9	Impact de la valeur du coefficient de radiation sur la vitesse et le champs de masse de GLAZUR64 le long de la frontière Est.	45
2.10	Impact de la valeur du coefficient de radiation sur la vitesse et le champs de masse de GLAZUR64 le long de la frontière Sud.	46
2.11	Impact de la valeur du coefficient de radiation sur l'emboîtement des simulations.	47
2.12	Vitesse zonale du CN moyennée sur 300 m le long de la frontière Est, pour le début d'année 2011. En haut : forçage externe appliqué à la frontière; en bas : configuration GLAZUR64 à 2 points à l'intérieur du domaine.	48
2.13	Intensité du CN prescrit par le forçage externe (MED12) le long de la frontière Est ($7, 9^\circ E$) de 2006 à 2008 : Module, vitesse zonale (normale), et vitesse méridienne (tangentielle).	49
2.14	RMSE de la la SST entre RUN1 et RUN2, moyennée sur tout le domaine, sur toute la durée du RUN2.	53
2.15	Évolution de l'énergie cinétique moyenne sur le domaine de RUN1 (rouge) et RUN2 (noir), à 70 m de fond.	54
2.16	Emplacement des quatre bouées fixes disponibles sur le domaine en 2007-2008.	58

2.17	Position des profils verticaux disponibles sur la plateforme Coriolis pour les deux principales périodes exploitées : 2007-2008 et avril-décembre 2008.	61
3.1	Champs de vitesse et de vorticité relative moyens sur 2007 et 2008, pour GLAZUR64 et MED12, et emplacement des coupes verticales réalisées dans la figure suivante.	68
3.2	Coupes verticales du CN (moyenne sur la période d'étude), en m/s pour MED12 et GLAZUR64 à la frontière Est (7.97�E), en arrivant sur la région Toulonnaise (6.297�E), à l'entrée du Golfe du Lion (5.8�E), le long du talus (5�E) et à la sortie du Golfe du Lion (41.26�N).	69
3.3	Figure identique à la figure 3.1, mais pour des sorties quotidiennes de GLAZUR64 et MED12, le 11 janvier 2007.	71
3.4	Figure identique à la figure 3.2, mais pour le 11 janvier 2007.	72
3.5	Emplacements des domaines utilisés pour l'étude spectrale de GLAZUR64 et MED12.	74
3.6	Spectres d'énergie de vitesse et température pour GLAZUR64 et MED12.	75
3.7	SST satellite moyenne fournie par le GOS, SST moyenne de GLAZUR64 et SST moyenne de MED12, moyennées sur tout le domaine de GLAZUR64 pour les années 2007 et 2008.	77
3.8	Comparaison des SST issues de MED12, GLAZUR64 et des données satellite traitées par le GOS pour quatre cas saisonniers typiques. Le stress du vent (moyenne quotidienne) prescrit aux simulations est superposé sur les cartes.	79
3.9	Comparaison entre les SST des bouées fixes AZUR et GOLFE, et les simulations GLAZUR64, MED12, et les données satellite sur la période 2007-2008, aux points les plus proches des bouées.	82
3.10	Comparaison entre les SST des bouées fixes MARSEILLE et NICE, et les simulations GLAZUR64, MED12, et les données satellite sur la période 2007-2008, aux points les plus proches des bouées.	84
3.11	Positionnement du panache du Rhône pour un vent de Sud-Est et des vents continentaux. Stress du vent, SST, salinité, et concentration en <i>Chlorophyll-a</i>	85
3.12	Diagrammes TS des observations interpolées sur les grilles verticales des configurations, superposés aux diagrammes TS issus des simulations aux positions et dates équivalentes.	87
3.13	Profils statistiques de température et salinité (RMS et erreur moyenne), pour les observations, GLAZUR64 et MED12.	88
3.14	Exemple de décalage de la thermocline entre les observations et les simulations.	89
3.15	Série temporelle du module de vitesse (m/s) pour les années 2007 et 2008 à une longitude fixée de 7.95�E (près de la frontière Est). Vitesses géostrophiques issues des données AVISO, vitesses quotidiennes moyennées sur 200 m issues de GLAZUR64, vitesses quotidiennes moyennées sur 200 m issues de MED12.	91
3.16	Comparaison entre les champs de vitesse simulés et ceux mesurés par ADCP le 09 avril 2008 au large de la Côte d'Azur.	93

3.17	Figure identique à la figure 3.16 mais pour le 7 octobre 2008, le long de la Côte d'Azur.	94
3.18	Figure identique à la figure 3.15, mais à une longitude fixée de 6.3°E (en amont de Toulon).	95
3.19	Figure identique à la figure 3.16 mais pour le 4 mai 2007, au large de Toulon. . .	96
3.20	Figure identique à la figure 3.15, mais à une longitude fixée de 5.8°E (à l'entrée du Golfe du Lion).	98
3.21	Figure identique à la figure 3.15, mais à une longitude fixée de 5°E (au milieu du talus du Golfe du Lion).	99
3.22	Figure identique à la figure 3.16 mais pour le 6 avril 2007, le long du talus du Golfe du Lion.	100
3.23	Figure identique à la figure 3.16 mais pour le 8 juin 2007, le long du talus du Golfe du Lion.	102
3.24	Aperçu de trois événements de tourbillons observé par un radar HF lors de la campagne ECOLO (moyennes sur 1h), et comparaison avec les sorties modèles (moyennes journalières). Les dates sélectionnées sont le 05 décembre 2006, le 27 décembre 2006 et le 3 janvier 2007.	103
3.25	Figure identique à la figure 3.15, mais à une latitude fixée de 41.7°N (sortie du Golfe du Lion).	104
4.1	Champs de vitesses (en m/s) moyens sur 150 m et moyennés d'avril à décembre 2008, pour les 2 configurations de bassin et les simulations GLAZUR64 (MED12, T20, PSY2V3R1, T21).	111
4.2	Coupe verticale du CN près la frontière Est du domaine, moyenné d'avril à décembre 2008, pour les 2 configurations de bassin et les simulations GLAZUR64 forcées par celles-ci (MED12, T20, PSY2V3R1, T21).	112
4.3	Figure identique à la figure 4.2, mais en amont de Toulon.	112
4.4	Flux de masse moyen du CN sur la période d'étude (vitesses supérieures à 0.1 m/s) au travers des sections A) Est et B) Toulon présentées en figure 4.1 pour les 4 simulations (MED12, T20, PSY2V3R1, T21).	113
4.5	Série temporelle du module de vitesse (m/s) sur la période d'étude à une longitude fixée de 7.95°E. Vitesses géostrophiques issues des données AVISO, vitesses quotidiennes moyennées sur 200 m issues de MED12, PSY2V3R1, GLAZUR64-T20 et GLAZUR64-T21.	114
4.6	Comparaison entre les champs de vitesse simulés et ceux mesurés par ADCP le 09 avril 2008 au large de la Côte d'Azur.	116
4.7	Figure identique à la figure 4.6, mais pour le 07 octobre 2008 au large de la Côte d'Azur. La comparaison entre ces données d'ADCP et T20/MED12 est présentée en figure 3.17.	117
4.8	Champs de vorticité moyens sur 150 m, pour les 2 configurations de bassin et les simulations GLAZUR64 forcées par celles-ci. Les dates du 5 juillet et du 9 août 2008 sont présentées.	118

4.9	Comparaison entre les champs de vitesse simulés et ceux mesurés par ADCP le 05 juillet 2008 au large de la Côte d’Azur.	119
4.10	Figure identique à la figure 4.5, mais à une longitude fixée de 5.8°E, soit à l’entrée du Golfe du Lion. L’emplacement de la section est présenté en figure 3.3.	120
4.11	Comparaison des SST issues de PSY2V3R1, GLAZUR64-T21 et du satellite GOS pour le 24 septembre 2008.	122
4.12	Comparaison des SST issues des différents jeux de données pour le 13 juillet 2008. À gauche : MED12 (haut) et PSY2V3R1 (bas). Au milieu : GLAZUR64-T20 (haut) et GLAZUR64-T21 (bas). À droite : SST satellite.	123
4.13	Figure identique à la figure 4.12, mais pour le 08 août 2008.	123
4.14	Figure identique à la figure 4.12, mais pour le 18 octobre 2008.	124
4.15	SST en °C moyennée sur tout le domaine de GLAZUR64 pour la période d’étude. SST satellite moyenne fournie par le GOS, MED12, GLAZUR64-T20, PSY2V3R1, GLAZUR64-T21.	125
4.16	Diagrammes TS des observations interpolées sur les grilles verticales des simulations, superposées aux diagrammes TS issus des simulations aux positions et dates équivalentes.	127
4.17	Profils de RMS et d’erreur moyenne entre les observations et les simulations pour la salinité (gauche) et la température (droite).	128
4.18	Courants à 16 m mesurés par l’ADCP du Théthys le 17 Novembre 2007, superposés aux champs de courant T20 du 18 Novembre 2007 à la même profondeur.	148
4.19	Champs de courants moyens sur 150 m pour les 4 simulations le 21 janvier 2011, illustrant la création du tourbillon anticyclonique à la côte.	149
4.20	Champs de courants moyens sur 150m pour les 4 simulations le 23 février 2011, illustrant l’arrivée d’un méandre par la frontière Est du domaine.	150
4.21	Champs de courants moyens sur 150m pour les 4 simulations le 15 mars 2011, illustrant l’individualisation du tourbillon suite à l’arrivée du méandre.	150
4.22	Champs de courants moyens sur 150m pour les 4 simulations le 01 avril 2011, illustrant l’arrivée du système méandre-tourbillon sur Toulon pendant la campagne PHYOCE, et l’éjection d’un tourbillon anticyclonique sur le bord Sud du courant.	151
4.23	Champs de courants moyens sur 150m pour les 4 simulations le 17 avril 2011, illustrant le recollement du CN à la côte.	151
4.24	Coupes verticales du courant et isopycnes le 2 avril 2011, à 5.8°E, pour les trois simulations de tests.	152
4.25	Condition de frottement latéral dans NEMO. Paramétrisation en a) freeslip, b) noslip (figure issue de [Madec, 2008]).	153
4.26	Grille verticale actuelle de GLAZUR64 et nouvelle grille proposée. Profondeur des niveaux et facteur d’échelle associé.	154

Liste des tableaux

2.1	Paramétrisation générale des principales configurations utilisées : GLAZUR64 (paramétrisation de référence), MED12, et MERCATOR-PSY2V4R1	51
2.2	Description synthétique des versions du système PSY2 de MERCATOR utilisées dans ce travail de thèse. En jaune, les principales améliorations apportées à la version la plus récente (Table issue de <i>QuO Va Dis ?</i> [2010b]).	51
2.3	Périodes de mesure des quatre bouées fixes disponibles sur le domaine en 2007-2008.	58
2.4	Tableau récapitulatif du nombre de profils verticaux disponibles sur les années 2007-2008	61
2.5	Tableau récapitulatif du nombre de profils verticaux disponibles sur avril-décembre 2008	61
3.1	Minimum, maximum, moyenne et RMS de la différence de température moyenne sur le domaine (en °C), entre les simulations et les données satellite.	77
3.2	Corrélation, RMSE et différence moyenne (Simulation/satellite - bouées) entre les SST de quatre bouées fixes et les configurations GLAZUR64, MED12, et les données satellite. Données statistiques calculées sur la période de fonctionnement de la bouée (table 2.3). Pour chaque bouée, les meilleures statistiques avec les simulations sont en gras.	83
4.1	Transport en Sverdrup de la veine de courant du CN moyen (avril-décembre 2008) supérieure à 0.1 m/s, pour les quatre configurations, au travers des sections Est et Toulon (position présentée en figure 4.1).	111
4.2	Moyenne, RMS et écart maximal de la différence de température moyenne sur le domaine (en °C), entre les simulations et les données satellite sur la période d'étude.	125
4.3	RMS et Erreur moyenne sur toute la couche entre chaque simulation et les observations, en température (haut) et salinité (bas).	127
A.1	Liste des principales simulations présentées dans cette thèse.	176

Chapitre 1

Introduction : motivations et objectifs de cette thèse

Contexte général

Frontière entre l'Europe et l'Afrique, la Méditerranée (du latin «*au milieu des Terres*») est une mer quasi-fermée de 2.5 millions de km², s'étendant sur 3 800 km d'Est en Ouest et constituée de deux grands bassins de profondeurs supérieures à 2 000 m : le bassin occidental (partie Ouest), allant du détroit de Gibraltar à l'Italie, et le bassin oriental (partie Est), qui sont séparés par le détroit de Sicile (Fig. 2.1). Du fait de son climat particulier, caractérisé par des hivers doux et secs au Nord et semi-arides au Sud, la Méditerranée est un bassin d'évaporation dont le déficit en eau et l'excès de sels sont compensés, respectivement, par une entrée d'eau Atlantique en surface et une sortie d'eau intermédiaire méditerranéenne en profondeur au niveau du détroit de Gibraltar [La Violette, 1994; Tsimplis and Bryden, 2000; Millot, 2009]. Conditionnée par la bathymétrie des deux bassins et la prédominance des forçages atmosphériques (la Méditerranée étant une mer micro-tidale), la circulation de ces eaux atlantiques entrantes et leur mélange avec les eaux méditerranéennes sont à l'origine d'une circulation thermohaline complexe qui montre de grandes similarités avec celle d'un véritable bassin océanique : courants de pente et tourbillons de méso-échelle (10-100 km) en surface, formation d'eaux intermédiaires et profondes, *cascading* et dynamique de débordement au dessus des seuils... L'échelle de temps caractéristique de cette circulation thermohaline au travers de la Méditerranée est estimée à une centaine d'années [Lacombe et al., 1981] mais présente une forte variabilité inter-annuelle, reliée aux conditions climatiques [Béthoux et al., 2002].

Ces similarités en terme de processus avec ceux observés dans l'océan global et la rapidité de réponse au forçage climatique font que la Méditerranée est considérée comme un modèle réduit d'océan [Lacombe et al., 1981], dont l'étude peut permettre d'avancer dans la compréhension de la physique de l'océan global, confronté au changement climatique [Béthoux et al., 1998; Somot et al., 2008]. La Méditerranée est aussi une région soumise à une anthropisation croissante avec une population littorale qui est passée de 95 millions d'habitants en 1970 à 143 millions en 2000, et devrait atteindre 174 millions d'habitants en 2025 (<http://www.planbleu.org>). Des bouleversements majeurs, dus aux activités humaines, ont déjà touché le bassin et ont eu des impacts importants sur son hydrologie et sa biologie, comme par exemple l'ouverture du canal

de Suez qui a engendré l'introduction de nouvelles espèces marines de mer Rouge [Boudouresque, 1999], la construction du barrage d'Assouan en 1962 qui a réduit le débit des eaux du Nil en Méditerranée et impacté la circulation thermohaline du bassin [Skliris and Lascaratos, 2004], ou encore la surpêche qui met en danger de nombreux écosystèmes et joue sur l'équilibre de la chaîne alimentaire [Tudela, 2004].

L'étude de la dynamique de la mer Méditerranée, de sa variabilité et de son devenir face aux changements globaux (qu'ils soient d'ordre climatique, démographique, ou environnemental), est reconnue comme un enjeu majeur par plusieurs programmes internationaux (MFS¹, ECOOP², SESAME³, CIRCE⁴, MedCLIVAR⁵). Au niveau national, le chantier MISTRALS⁶, initié en 2008 par l'INSU⁷, vise à mieux comprendre le fonctionnement environnemental du bassin méditerranéen afin d'anticiper l'évolution de ce système à l'échelle séculaire. Il s'appuie sur plusieurs grands programmes thématiques : HyMEX⁸ qui cherche à comprendre et quantifier le cycle hydrologique de la Méditerranée et les processus associés, avec un intérêt particulier pour les événements extrêmes et la variabilité interannuelle ; MERMEX⁹ qui vise à approfondir notre connaissance de l'écosystème marin, afin de mieux prévoir son évolution face aux changements environnementaux, à différentes échelle spatio-temporelles ; ChArMEX¹⁰ qui cherche à estimer l'état futur de l'environnement atmosphérique et son impact sur le bassin méditerranéen ; BioDivMex¹¹ qui est dédié à la surveillance de la biodiversité des aires Méditerranéennes vulnérables aux pressions climatiques et anthropologiques ; PaleoMeX¹² qui se concentre sur l'étude du changement climatique en Méditerranée sur les 10 000 dernières années, pour mieux comprendre les interactions entre climat, sociétés et civilisations autour du bassin ; SICMed¹³ qui est dédié à l'étude de l'impact du changement climatique sur les cycles hydrologiques et biogéochimiques, dans le but d'optimiser la gestion des systèmes socio-économiques et technologiques en zones rurales et péri-urbaines ; et TerMeX¹⁴ qui vise à mieux comprendre les interactions entre les processus de la lithosphère à diverses échelles de temps (allant de 10 – 1 000 ans à 10⁶ – 10⁷ ans).

Mes travaux de thèse s'inscrivent comme contribution au volet océanographie physique de MISTRALS, principalement dans le cadre de HyMEX, et portent sur l'étude de la variabilité méso-échelle du Courant Nord Méditerranéen (CN) qui résulte de la circulation des eaux atlantiques modifiées dans la partie Nord du bassin occidental. Formé en Mer Ligure par la jonction des courants Ouest et Est Corses, ce courant de bord guidé par le talus continental le long des isobathes 1 000 – 2 000 m [Conan and Millot, 1995; Flexas et al., 2005] longe l'ensemble des côtes métropolitaines françaises et catalanes jusqu'aux îles Baléares. Les instabilités générées

-
1. Mediterranean Forecast System
 2. European COastal sea Operational observing and Forecasting system
 3. Séminaire Eau et Sécurité Alimentaire en MÉditerranée
 4. Climate change and impact research : the Mediterranean environment
 5. Mediterranean CLImate VARiability and Predictability
 6. Mediterranean Integrated STudies at Regional And Local Scales
 7. Institut National des Sciences de l'Univers
 8. HYdrological cycle in Mediterranean EXperiment
 9. Marine Ecosystems Response in the Mediterranean Experiment
 10. Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment
 11. BioDiversity of the Mediterranean Experiment
 12. Paleo Mediterranean Experiment
 13. Continental Surfaces and Interfaces in the Mediterranean area
 14. Terra Mediterranean Experiment

par le CN¹⁵ engendrent une forte activité méso-échelle le long du talus qui interagit avec la dynamique côtière, notamment au niveau du Golfe du Lion, générant des structures de méso à sub-mesoéchelle (méandres, tourbillons et filaments) qui peuvent jouer un rôle déterminant sur la dispersion et la rétention de polluants, d'espèces planctoniques (éventuellement toxiques), et/ou de larves, et plus généralement dans les échanges côte-large (e.g. *Huthnance* [1995]; *Durrieu de Madron et al.* [2003]). De nombreuses campagnes en mer se sont intéressées à la dynamique du CN en mer Ligure, là où fusionnent les courants Corses, et au large de Nice [*Taupier-Letage and Millot*, 1986; *Alberola et al.*, 1995; *Sammari et al.*, 1995; *Béthoux et al.*, 1982, 1988]. Il a également fait l'objet de nombreuses études le long du plateau du Golfe du Lion où prennent place des processus d'échanges côte-large, notamment lors d'épisodes d'intrusions du CN sur le plateau [*Petrenko*, 2003; *Gatti*, 2008]. Entre ces deux zones, la côte varoise a fait comparative-ment l'objet de peu d'études. Il s'agit pourtant d'une zone clé caractérisée par une bathymétrie très accidentée, un changement d'orientation de la côte et un fort contraste en terme d'étendue du plateau continental. En amont des côtes varoises le plateau est quasiment inexistant, et en aval (à partir de La Ciotat) s'ouvre le plateau du Golfe du Lion. Ces facteurs bathymétriques influencent considérablement la circulation du CN dans la région, avec une pénétration de la dynamique hauturière en zone côtière, à quelques miles de la côte d'Azur, et un resserrement et une accélération de la veine de courant lorsqu'il franchit les îles d'Hyères [*Ourmières et al.*, 2011]. Or le littoral méditerranéen est un acteur important de l'économie française, avec une population qui double en période estivale grâce au tourisme, et une forte activité industrielle et militaire, Toulon étant la principale base navale de France avec Brest. La présence du site ANTARES¹⁶ (téléscope à neutrinos immergé par 2 500 m de fond au large de Toulon, qui détecte les neutrinos traversant la planète) et de la réserve naturelle de Port-Cros, qui englobe l'ensemble de l'archipel des îles d'Hyères, sont autant d'arguments supplémentaires pour justifier de l'intérêt scientifique et socio-économique de mieux connaître la dynamique océanique de la région.

Objectifs et stratégie

L'objectif général est donc de contribuer à l'avancement de la connaissance de la variabilité du CN et de ses interactions avec la dynamique côtière, en s'appuyant principalement sur la modélisation numérique via une configuration réaliste à haute résolution de la façade méditerranéenne française, basée sur le modèle de circulation océanique (OGCM) NEMO¹⁷ et nommée GLAZUR64¹⁸. Cette configuration a une résolution horizontale de 1.25x1.73 km en moyenne et possède 130 niveaux verticaux (voir section 2.2.3). Cette contrainte de résolution est essentielle : le CN possédant un rayon de déformation interne de Rossby de l'ordre de la dizaine de kilomètres (section 2.1.3), il est nécessaire pour résoudre la dynamique de méso-échelle qui y est associée d'avoir une résolution de 5 à 10 fois inférieure à ce rayon, soit 1 à 2 km (configurations *eddy resolving*). La plupart des configurations de bassin de la Méditerranée ont une résolution de l'ordre de la dizaine de kilomètres (1/12 – 1/16°, ce qui permet une bonne résolution de la

15. Courant Nord Méditerranéen, ou Courant Liguro-Provençal

16. Astronomy with a Neutrino Telescope and Abyss environmental RESearch

17. Nucleus for European Modelling of the Ocean

18. Golfe du Lion Côte d'AZUR au 1/64°

circulation générale), incluant les instabilités des courants de pentes comme le CN ou le courant algérien, et les grandes structures tourbillonnaires associées (configurations *eddy permitting*). Ces modèles de bassin à plus basse résolution sont plutôt axés soit sur des études climatiques ou inter-annuelles à l'échelle du bassin (par exemple MED12, *Béranger et al.* [2010]), soit à visée opérationnelle (configurations MERCATOR 1/12° [*Bahurel and MERCATOR Project team*, 2006] ou MFSTEP 1/16° [*Pinardi et al.*, 2003]). L'objectif premier est ainsi de montrer qu'une configuration telle que GLAZUR64 permet d'obtenir une meilleure représentation de la dynamique méso-échelle du CN et de ses interactions avec la circulation côtière, grâce à une meilleure résolution spatio-temporelle du modèle en référence aux configurations NEMO existantes développées pour la Méditerranée.

Fondée sur des bases théoriques (équations de conservation de l'énergie et de la matière), la modélisation numérique permet d'avoir une vue synoptique et plus complète (en terme de grandeurs et variables) que ce que permet l'observation directe du milieu, traditionnellement réalisée au travers de campagnes en mer forcément limitées dans le temps et l'espace, complétées depuis quelques décennies par des outils de télédétection spatiale (SST, couleur de l'eau, altimétrie) mais qui restent limités à la surface de l'océan. Pour autant, les modèles, quelles que soient leur résolution, sont toujours tributaires d'hypothèse de simplification (voir section 2.2.2) et de paramétrisation des processus qui par leurs échelles spatio-temporelles ne peuvent être explicitement résolus (processus *sub-grid*). Si les configurations à haute résolution permettent d'obtenir une meilleure résolution numérique des processus de méso-échelle, apport qui s'exprime clairement par une augmentation de l'énergie cinétique et turbulente du système simulé [*Capet et al.*, 2008a,b,c; *Klein et al.*, 2008], il n'est pas garanti que cette dynamique plus énergétique soit plus réaliste. Il est fondamental de ne pas se détourner des observations et mesures qui permettent d'obtenir une information réelle sur l'état de l'océan, qui reste essentielle pour s'assurer de la validité des simulations numériques. D'autant plus que les nouvelles technologies en terme d'instrumentation in situ et de plate-forme autonome (profileur ARGO, glider), ou de télédétection spatiale (nouvelles méthodes de traitement de données altimétriques [*Bouffard et al.*, 2008; *Mercier et al.*, 2008], salinité (SMOS¹⁹/Acquarius [*Kerr et al.*, 2001; *Le Vine et al.*, 2007], amélioration de la résolution des mesures de SST²⁰ et couleur de mer) et sol (radar HF [*Cochin*, 2006; *Broche*, 1998]) augmentent considérablement la quantité et la qualité des données disponibles. Ce travail de thèse se devait ainsi de profiter des plus récents efforts de coordination, structuration et mise à disponibilité des données d'observations de l'océan au niveau national (Coriolis, SAVED²¹, MOOSE²²) ou au niveau européen (MyOcean) qui permettent maintenant d'accéder facilement aux données hydrologiques, dynamiques ou satellitaires nécessaires pour une validation la plus exhaustive possible des simulations. L'objectif second de cette thèse est donc de montrer que la configuration GLAZUR64 permet un gain substantiel en terme de réalisme que ce que permettent, toujours en référence, les configurations NEMO existantes développées pour la Méditerranée.

19. Soil Moisture and Ocean Salinity

20. Température de surface de la mer, ou Sea Surface Temperature

21. Système Acquisition Validation Exploitation de Données du Téthys II

22. Mediterranean Ocean Observing System on Environment

Plan de thèse

L'atteinte de ces objectifs impliquait en premier lieu un important volet méthodologique : présentation de l'hydrologie et de la dynamique de la zone d'étude, présentation des bases du modèle d'océan NEMO et des choix de paramétrisation qui ont été fait pour notre configuration à haute résolution GLAZUR64, et récupération et mise en forme des observations. La première version de la configuration avait montré l'apport de la haute-résolution dans la reproduction de processus dynamiques, au travers d'une validation d'une simulation, comparée à la simulation de bassin dans laquelle elle était imbriquée [Ourmières *et al.*, 2011]. Dans l'optique de se rapprocher du temps présent pour être en phase avec les grands programmes nationaux (de type HyMEX ou MOOSE), la configuration a été améliorée. La version de NEMO a été mise à jour (passage de la version 1.06 à la version 3.2.1), et de nouveaux forçages ont été implémentés. Il a été choisi d'utiliser en forçage atmosphérique ALADIN²³, de Météo-France, ce qui permet de disposer d'une base de données pluri-annuelle opérationnelle et dont la qualité a été démontrée sur la zone d'étude [Schaeffer *et al.*, 2011a]. Dans le cadre du PPR SiMED2²⁴, il a été décidé de passer à un forçage océanique au 1/12° : deux configurations de bassin seront exploitées, l'une de type académique (MED12²⁵) et l'autre de type opérationnelle (MERCATOR PSY2), ce qui permettra encore une fois de disposer de jeux de données sur du long terme et de se rapprocher du temps réel. La paramétrisation du modèle a été améliorée, surtout au niveau des frontières ouvertes, dont on montrera ici qu'elles sont d'une importance capitale pour le réalisme de notre solution. Ce travail de mise en place de la configuration sera ainsi détaillé dans le chapitre 2. L'exploitation des observations, en provenance de diverses bases de données (Coriolis, SAVED, AVISO²⁶, MyOcean, . . .) a nécessité un travail conséquent de récupération et de mise en forme, ainsi qu'une extraction dans les simulations des données correspondantes co-localisées en temps et en espace.

La première étape de l'étude (chapitre 3) consiste en l'exploitation d'une simulation de référence pluri-annuelle forcée à ses frontières par MED12. Cette simulation, débutée en 2006, ne sera exploitée que sur les années 2007 et 2008 afin de s'affranchir de tout éventuel effet de *spin-up*. Nous démontrerons dans un premier temps l'apport de la haute-résolution en terme de reproduction de la dynamique du CN, par comparaison entre cette simulation et son forçage externe MED12. Cet apport ayant été démontré, une validation poussée de la simulation en utilisant toutes les observations et mesures disponibles a été effectuée. Cette analyse critique a permis d'identifier les forces et faiblesses de GLAZUR64, à savoir notamment une amélioration de la dynamique de la région (pour les processus à long-terme comme les structures à méso-échelle), mais une dépendance aux caractéristiques du courant prescrit aux frontières mettant en lumière l'importance de la qualité du forçage océanique.

Dans un second temps (chapitre 4), nous étudierons la possibilité d'effectuer des simulations en mode temps rapproché, ce qui nécessite l'utilisation d'un modèle parent de type opérationnel (MERCATOR PSY2). Une première simulation a été effectuée sur l'année 2008, permettant

23. Aire Limitée Adaptation Dynamique INitialisation

24. Simulation de la MEDiterranée

25. Méditerranée au 1/12°

26. Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data

une comparaison avec la simulation de référence, forcée par MED12 et validée dans le chapitre précédent. La faisabilité de la prescription d'un forçage opérationnel aux frontières ayant été établie, nous présenterons une étude ciblée de processus à méso-échelle sur l'année 2011, associant simulations numériques et campagne de mesures [Guïhou *et al.*, 2013]. Cette étude ciblée est actuellement complétée par une étude de sensibilité (en cours), dont les premières analyses nourrissent la discussion de ce test quasi-opérationnel. Nous montrerons ainsi la possibilité d'utiliser GLAZUR64 sur des périodes proches du temps réel, en appui à des campagnes de mesures océanographiques, pour l'étude notamment de processus dynamiques à méso-échelle.

Le dernier chapitre discute enfin de l'atteinte des objectifs de la thèse, ainsi que des limites de l'approche et des perspectives.

Chapitre 2

Région d'étude, matériel et méthodes

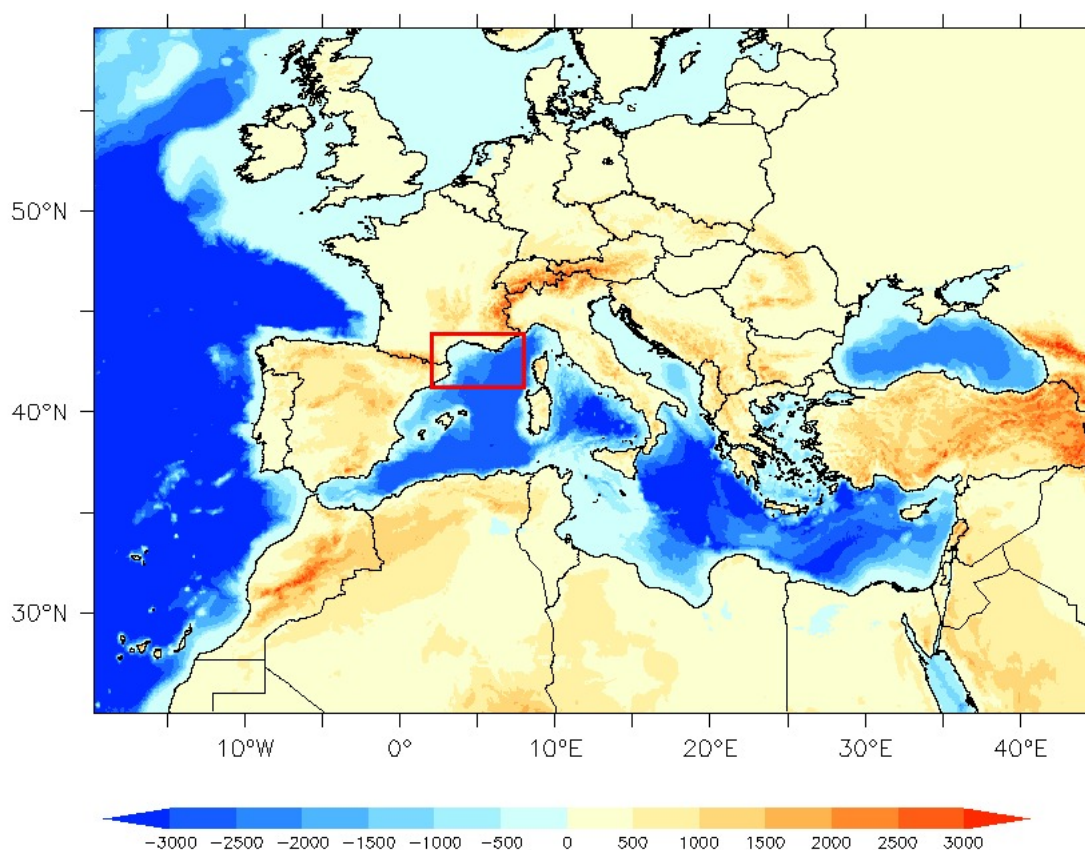


Figure 2.1 – Situation et topographie du bassin Méditerranéen (données issues de www.marine-geo.org, [Ryan et al., 2009]). Le domaine d'étude est encadré en rouge.

2.1 Caractéristiques hydrodynamiques de la Méditerranée Nord-Ouest

2.1.1 Circulation générale du bassin et masses d'eau

La Méditerranée étant un système micro-tidal, le forçage prédominant est d'origine climatique : sous l'effet des vents continentaux les étés y sont chauds et secs, et les hivers doux et humides, avec peu de précipitations [Tchernia, 1978]. Ce climat doux et venteux génère une

forte évaporation dans le bassin méditerranéen. Le déficit en eau induit n'est pas équilibré par les précipitations et l'apport des fleuves, ce qui fait de la Méditerranée un bassin d'évaporation. La perte de volume est tout de même compensée par l'entrée d'eau Atlantique dans le bassin occidental, à travers le détroit de Gibraltar. Situé entre le Maroc et l'Espagne, ce détroit est profond en moyenne de 300 m et large d'à peine quelques dizaines de kilomètres [La Violette, 1994]. Un échange se crée alors entre les eaux atlantiques chaudes et dessalées en surface qui entrent dans le bassin Méditerranéen, et les eaux méditerranéennes plus froides et plus salées en profondeur qui s'en échappent, permettant ainsi d'évacuer l'excédent en sel. Le transport d'eau Atlantique entrante (0,72 Sv) est supérieur à celui d'eau méditerranéenne sortante (0,68 Sv), compensant ainsi le déficit en eau dû à l'évaporation [Tsimplis and Bryden, 2000].

Cet apport d'eau constant est à l'origine de la circulation cyclonique thermohaline qui prend place en Méditerranée [La Violette, 1994]. De densité plus faible, les eaux atlantiques s'écoulent en surface par effet géostrophique le long des côtes Nord-africaines, jusqu'au détroit de Sicile, formant le courant Algérien. Ce courant est instable, générant de nombreux méandres et tourbillons le long des côtes. Cette forte activité méso-échelle va permettre le mélange entre les eaux atlantiques et les eaux plus chaudes et salées de la mer Méditerranée, formant ainsi les eaux de surface atlantique modifiées, ou MAW¹. Cette masse d'eau, d'une profondeur de 100 à 200 m, caractérise la couche de surface Nord-méditerranéenne (Fig. 2.2).

En été, on observe un réchauffement de la couche de surface des MAW, générant une thermocline marquée dans le bassin occidental. Cette couche d'eau chaude subit en hiver un brusque refroidissement, dû à la différence de température entre l'eau et l'air et aux forts vents continentaux. Cette forte diminution de température mène à une augmentation significative de la densité des eaux de surface qui, par mélange et convection vont plonger et former dans le bassin Nord-Méditerranéen les eaux hivernales modifiées, ou WIW², reconnaissables par leur faible température.

Au niveau du détroit de Sicile, la circulation se sépare en deux branches : l'une continue le long des côtes africaines vers le bassin oriental Méditerranéen, tandis que l'autre remonte le long des côtes italiennes. Au cours de l'hiver, dans le bassin oriental, une couche intermédiaire de température et salinité élevées (entre 38,5 et 38,75 PSU) se forme, par convection peu profonde. Il s'agit des eaux levantines intermédiaires (dites LIW³). Cette masse d'eau, située entre 200 et 800 m de profondeur, va retourner dans le bassin occidental, à travers le détroit de Sicile. Une petite partie franchit le canal Corse, peu profond (entre l'Italie et la Corse), tandis que la majeure partie du flux contourne la Corse par l'Ouest (Fig. 2.2).

Dans le bassin Liguro-Provençal, des vents forts et secs hivernaux refroidissent significativement la surface et entraînent une évaporation importante. Cela génère une couche d'eau dense qui va plonger et créer les eaux profondes de Méditerranée Ouest, les WMDW⁴. Cette masse d'eau, située entre 800 et 3 000 m de fond, est remarquable par sa faible salinité (38,4 PSU) et température (12,4 à 13°C). La formation des WMDW présente une forte variabilité interannuelle, reliée aux conditions atmosphériques [Béthoux et al., 2002]. Leur temps de résidence en

1. Modified Atlantic Water, ou «eaux de surface atlantiques modifiées»

2. Winter Intermediate Water, ou «eaux hivernales modifiées»

3. Levantine Intermediate Water, ou «eaux Levantines intermédiaires»

4. Western Mediterranean Deep Water, ou «eaux profondes de Méditerranée ouest»

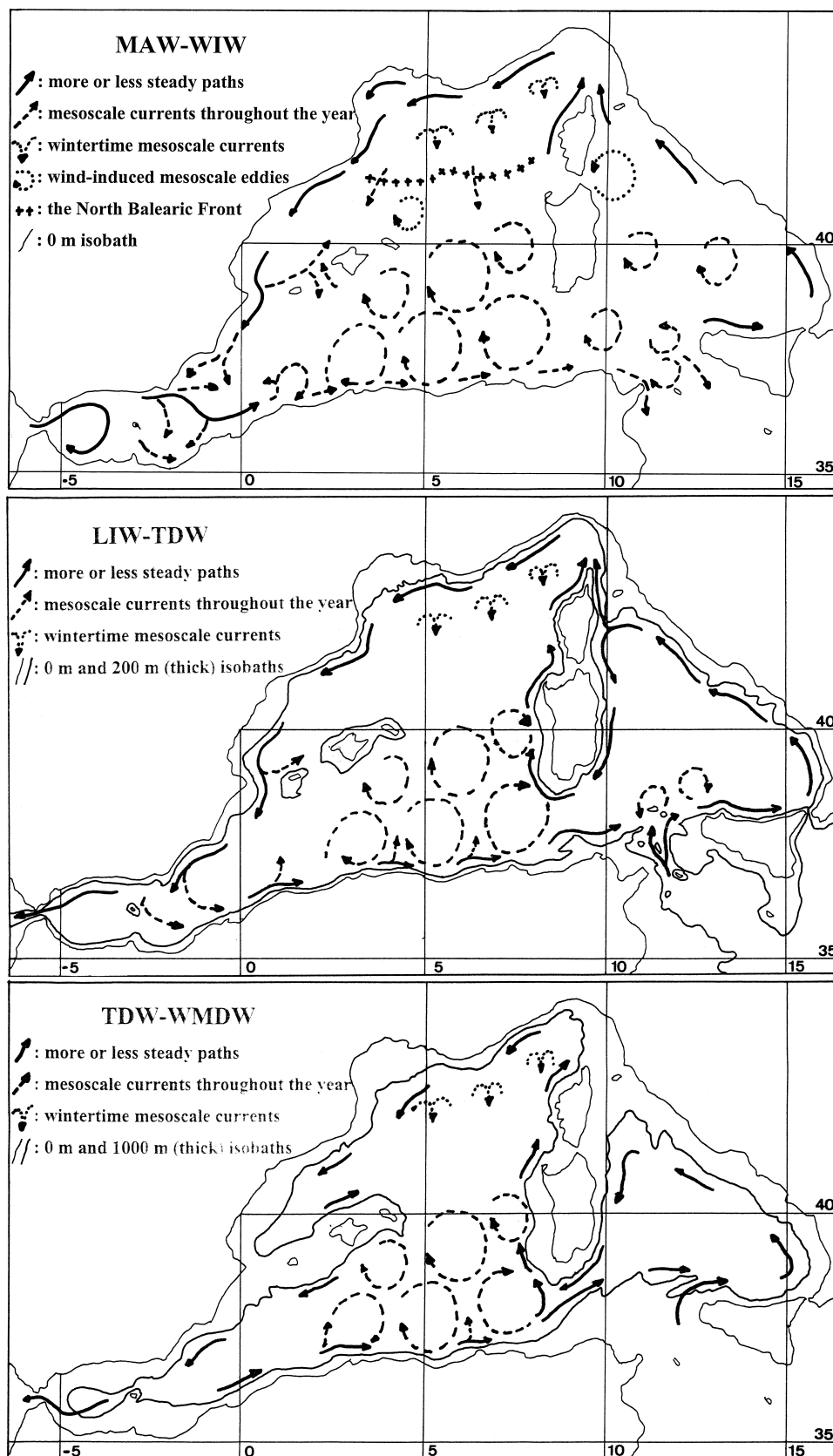


Figure 2.2 – Circulation des masses d'eau dans le bassin occidental Méditerranéen. De haut en bas : circulation des eaux atlantiques modifiées (MAW), circulation des eaux intermédiaires Levantines (LIW), et circulation des eaux profondes (WMDW) (figure issue de Millot [1999])

Méditerranée est d'une centaine d'années [Lacombe *et al.*, 1981], même si une partie des WMDW se mélange avec les LIW en mer d'Alboran, et quitte la Méditerranée à travers le détroit de Gibraltar (Fig. 2.2). La Méditerranée fait ainsi partie des rares régions au monde où se forment des eaux denses, avec les régions polaires (Norvège, Groënland, mers du Labrador et de Weddell), et la mer Rouge, même si les caractéristiques thermohalines du bassin sont peu comparables avec celles des eaux denses des hautes latitudes.

L'ajustement géostrophique de ces différentes masses d'eau induit une circulation cyclonique dans tout le bassin occidental. Les courants géostrophiques côtiers s'écoulent le long du talus continental, plus ou moins proche de la côte selon les régions. La Méditerranée est en effet une mer à la topographie très accidentée et hétérogène (profonde en moyenne de 1 500 m, elle possède des plateaux continentaux de faible profondeur qui côtoient des plaines abyssales pouvant atteindre 5 100 m [Tchernia, 1978]). Situé au Nord-Ouest de la Méditerranée, le bassin Algéro-Provençal présente une topographie asymétrique : les côtes sud possèdent des pentes plutôt douces, tandis que les côtes nord ont une topographie très accidentée, caractérisée par des golfes et plateaux larges, et un talus continental à la pente forte. C'est en se rejoignant que les deux courants corses, composés des MAW, LIW, et WIW quand elles existent, forment le CN, qui s'écoule le long de ce talus continental escarpé par circulation cyclonique jusqu'au détroit de Gibraltar, en longeant les côtes françaises et espagnoles.

2.1.2 Zoom sur le plateau continental : circulation côtière

Le long des côtes française, de 3,5°E à 6°E, le Golfe du Lion est un large plateau semi-circulaire, qui s'étend sur une distance Est-Ouest de 250 km, de Toulon (France) jusqu'au cap Creus (Espagne). Il est caractérisé par un plateau de faible profondeur (en moyenne 100 m), séparé de la plaine abyssale atteignant des profondeurs de 2 800 m, par un talus escarpé. Ce talus continental abrupt est entrecoupé de profonds canyons, vestiges des anciennes rivières qui y coulaient à l'époque interglaciaire (Fig. 2.3).

Le Golfe du Lion inclut une grande partie des côtes méditerranéennes françaises, ce qui en fait une zone d'étude privilégiée. Sa dynamique différente de celle du large est (et a été) sujette à de nombreuses études, sur le plateau [Alberola and Millot, 2003; Conan and Millot, 1995; Forget *et al.*, 2008; Flexas *et al.*, 2002] ainsi que le long du talus continental [André *et al.*, 2009; Petrenko, 2003; Lapouyade and Durrieu de Madron, 2001; Rubio *et al.*, 2009]. Ces études ont permis de mieux appréhender la circulation générale sur le Golfe et l'impact des différents forçages sur cette circulation, sujet qui intéresse de nombreux domaines anthropiques, de la pêche à l'industrie en passant par la protection du littoral.

Sur le plateau, la dynamique côtière est principalement forcée par les vents, qui influencent la circulation générale sur toute la colonne d'eau, sur une échelle temporelle allant de quelques heures à quelques jours (Fig. 2.3). La région du Golfe du Lion est l'une des plus ventées de Méditerranée, avec des vents dominants de Nord à Nord-Ouest (Mistral et Tramontane), qui dépendent du relief continental (les montagnes bloquant le flux atmosphérique provenant de la basse troposphère).

La Tramontane est le vent prédominant dans la région. Guidée par les reliefs des Pyrénées et du Massif central, elle souffle en moyenne un jour sur deux dans la région. Ce vent de Nord-Ouest

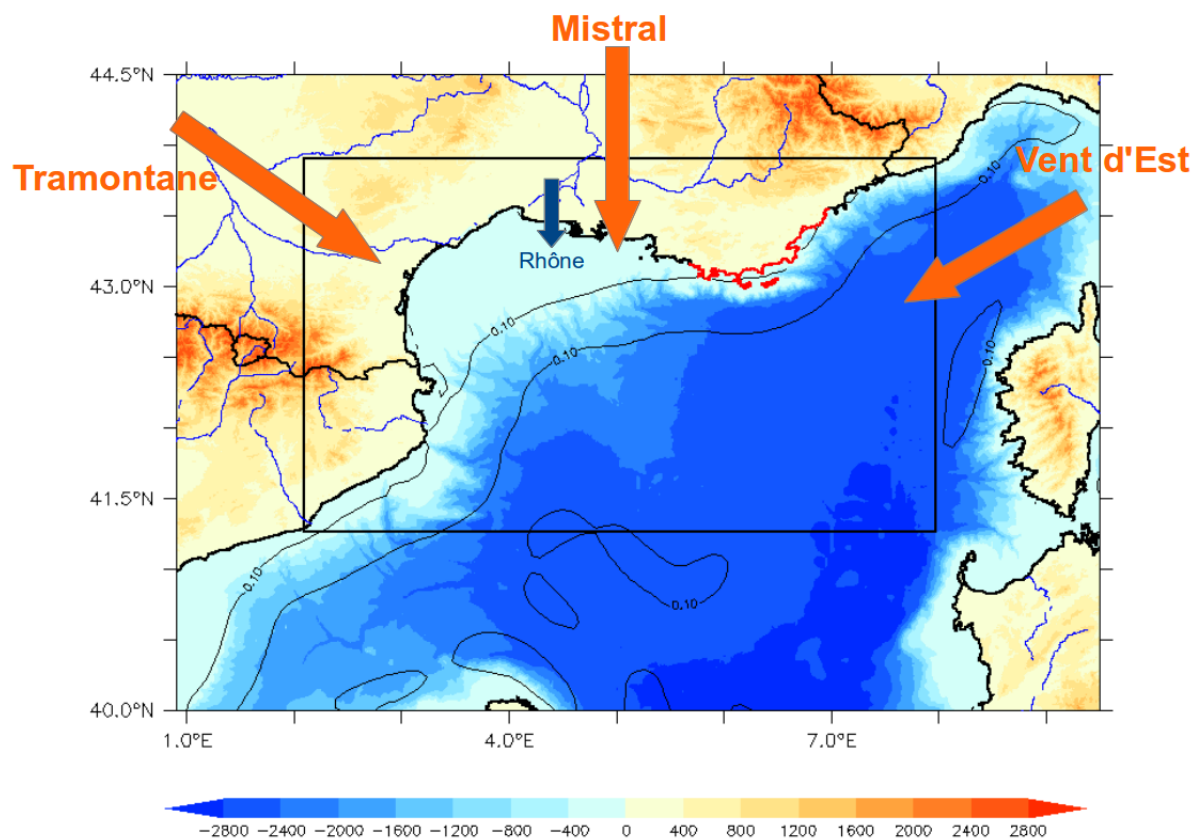


Figure 2.3 – Topographie de la Méditerranée Nord-Ouest, en mètres, et les principaux forçages agissant sur la dynamique de la zone d'étude : le Rhône, les principaux régimes de vent (Vent d'Est, Mistral, Tramontane), et le Courant Nord Méditerranéen (délimité par des vitesses supérieures à 0,1 m/s et issu d'une moyenne pluri-annuelle de simulations MERCATOR/PSY2). La côte varoise est en rouge, et le domaine de GLAZUR64 est encadré en noir.

est souvent couplé au Mistral, qui descend du Nord, depuis la vallée du Rhône, guidé par les reliefs des Alpes et du Massif Central. Il souffle en moyenne un jour sur trois dans la région. Il est en moyenne de 10 à 15 m/s en été, et plus fort en hiver [Millot, 1990]. Sous l'effet de ces forts vents continentaux, des processus de convection d'eau profonde peuvent prendre place au large du Golfe du Lion ainsi que le long des canyons, participant ainsi à la formation d'eaux profondes et aux échanges côte-large (e.g. *Group MEDOC* [1970]; *Beuvier et al.* [2012]; *Ulses et al.* [2008]). Le vent de sud-Est est un vent moins fréquent. Venant de la mer, il amène sur les côtes françaises de la houle et des nuages. Lors de forts vents de nord (Mistral et/ou Tramontane), les eaux de surface du plateau sont chassées vers le large, et remplacées par des eaux froides remontées en surface par des upwellings.

Un autre facteur jouant sur le caractère hydrologique et dynamique de la région est l'apport d'eau douce par le Rhône (Fig. 2.3). Source majeure de substances favorables à la production biologique, le Rhône s'écoule sur le plateau du Golfe du Lion. Il est l'une des principales sources d'eau douce de la Méditerranée, depuis que le Nil est doté du barrage d'Assouan. Comme tous les fleuves, le Rhône s'écoule dans la mer en formant un front de densité (eaux froides et dessalées). L'épaisseur du panache Rhodanien, localisé en surface, est estimée à quelques mètres à son embouchure, puis se mélange ensuite progressivement aux eaux maritimes. L'embouchure du Rhône se situe au Nord-Est du plateau, en Camargue. On distingue deux branches : le Grand Rhône,

avec des débits moyens annuels de $1\,700\text{ m}^3/\text{s}$, et pouvant atteindre $5\,000\text{ m}^3/\text{s}$ en période de crue, et le Petit Rhône, dont le débit équivaut au dixième du Grand Rhône. La position du panache est influencée non seulement par son débit, mais aussi par les vents (intensité, direction), la force de Coriolis, et la dynamique du plateau. En l'absence de vent la force de Coriolis est prédominante : le panache s'étire sur plusieurs dizaines de kilomètres dans une direction Sud-Ouest. Lorsque les vents continentaux soufflent, le panache est étiré vers le large, et son mélange avec les eaux du plateau est accéléré. Sous l'influence du vent marin, il va être plaqué aux côtes Ouest du Golfe. *Gatti et al.* [2006], dans le cadre de la campagne GOLTS⁵, a également montré la possible extension du panache vers l'Est, sous l'effet combiné d'un courant côtier et d'un vent d'Est.

Au-delà du talus, la dynamique est sous l'influence du climat continental et de la circulation générale. Il arrive cependant qu'on observe des intrusions des eaux superficielles du CN sur le plateau du Golfe du Lion. Ce phénomène dépend des conditions de vent et de la stratification. Ainsi, si les avancées faites dans la connaissance des processus tenant place sur le Golfe du Lion ne peuvent pas être étendues au domaine hauturier, la dynamique du large peut parfois expliquer les processus physiques le long du talus continental.

2.1.3 Le Courant Nord Méditerranéen

Le CN est un courant de densité géostrophique (équilibre entre les forces de pression et de Coriolis), correspondant à la branche nord de la circulation générale de surface méditerranéenne. Il est généré par la circulation cyclonique des masses d'eau méditerranéennes le long des côtes : les MAW, WIW (quand elles existent), LIW et WMDW [*Conan and Millot*, 1995]. Issu de la fusion des courants Est et Ouest Corses, il se forme dans le bassin Liguro-Provençal. Il est identifiable par sa signature thermique en surface plus chaude que celle des eaux du plateau et du large (car le courant Est-Corse est à l'abri des forts vents continentaux froids qui balaient le bassin Liguro-Provençal et le refroidissent [*Millot and Wald*, 1980; *Crépon et al.*, 1982]). Le CN longe ensuite les côtes italiennes, françaises et espagnoles, en suivant le talus continental jusqu'à la côte Catalane [*Millot*, 1987; *López Garcia et al.*, 1994]. Au niveau de la mer des Baléares, il se sépare en deux branches : l'une rejoint le détroit de Gibraltar, en longeant les côtes, tandis que l'autre branche remonte au nord des îles Baléares. Il est possible de déterminer sa composante géostrophique, à partir de la densité et de son élévation de surface libre [*Conan and Millot*, 1995; *Petrenko*, 2003]

Le CN est souvent appelé Courant Liguro-Provençal, car il est généré en mer Ligure et s'écoule ensuite le long des côtes provençales. Cependant, il a été observé qu'il s'étend jusqu'aux îles Baléares. C'est pourquoi *Millot* [1991] a proposé le nom de Courant Nord Méditerranéen, puisqu'il possède en effet les caractéristique des courant Nord des mers semi-closes. Le CN est défini au sens strict par la couche de surface MAW, cependant on trouve d'autres définitions. Il peut ainsi être ramené à toute la couche d'eau, car on n'observe pas de cisaillement de vitesse vertical entre les différentes masses d'eau [*Conan and Millot*, 1995], ou bien être défini par la veine de courant avec une vitesse supérieure à $0,05\text{ m/s}$ [*Petrenko*, 2003].

5. Gulf of Lions Times Series

2.1.3.1 Variabilité saisonnière

Le CN présente une forte variabilité saisonnière, qui joue sur sa position et son intensité. Son transport varie ainsi de 1 à 2 Sv selon les saisons [Béthoux *et al.*, 1982; Alberola *et al.*, 1995]. Cette variabilité saisonnière provient de la variabilité des courants Est et Ouest Corses.

De mai à décembre, les propriétés thermohalines des deux courants corses sont identiques, et correspondent aux eaux de surface MAW. Les eaux LIW passent en majorité par l'Ouest de la Corse, où il y a plus de profondeur que dans le canal Corse. Selon Astraldi and Gasparini [1992], le courant Ouest Corse présente une variabilité saisonnière et interannuelle négligeable. Il fait partie d'un large gyre cyclonique guidé par l'ajustement géostrophique des eaux denses formées dans le bassin Liguro-Provencal. Du côté Est de la Corse, la circulation présente des caractéristiques saisonnières plus marquées : le transport hivernal dans le canal Corse, qui relie la mer Tyrrhénienne à la mer Ligure, y est 3 fois plus fort qu'en été [La Violette, 1994], et génère un apport d'eaux chaudes hivernales dans le bassin Ligure.

Ainsi en été et à l'automne, le CN est large d'environ 40 km, pour une profondeur de 250 m (e.g. Alberola *et al.* [1995]; Petrenko [2003]; Conan and Millot [1995]), et s'écoule lentement (en moyenne 0,2 m/s). Les propriétés hydrologiques du CN en été sont influencées par les deux courants. L'augmentation du transport à travers le canal Est Corse en hiver est à l'origine d'un resserrement et d'une accélération de la veine de courant [Taupier-Letage and Millot, 1986; La Violette, 1994]. Le CN est alors hydrologiquement plus proche des eaux du canal Est Corse, avec une signature chaude. Il est plus étroit (environ 25 km) mais plus profond (450 m), et se rapproche des côtes. Son transport est maximum à cette période, atteignant 1,6 Sv en automne et hiver [André *et al.*, 2005] sur les 300 premiers mètres. Il peut atteindre jusqu'à 1 m/s [Millot, 1990; Petrenko, 2003], et génère une forte activité méso-échelle.

2.1.3.2 Guidage bathymétrique et instabilités

Malgré une variabilité saisonnière bien définie, l'étude du CN reste complexe. Courant guidé par la bathymétrie, il rencontre dans la région d'étude un talus accidenté, entrecoupé de nombreux canyons. Cette topographie complexe agit sur le courant, notamment en hiver lorsqu'il s'écoule très près de la côte [Petrenko, 2003]. Ces variations de profondeurs induisent une variation de vorticité : à une latitude fixée (donc avec un coefficient de Coriolis f constant), une variation de la profondeur D va induire une variation de la vorticité relative ζ , par conservation de la vorticité potentielle :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\zeta + f}{D} \right) = 0 \quad (2.1)$$

Cet apport de vorticité modifie la direction du courant [Gill, 1982]. Cela génère des instabilités, ce qui va augmenter les échanges perpendiculaire aux isobathes [Jordi *et al.*, 2006]. Or un cisaillement vertical dans un flux barocline génère une instabilité barocline. On observe alors une redistribution d'énergie potentielle vers la méso-échelle, modifiant ainsi la trajectoire du courant [Crépon *et al.*, 1982; Sammari *et al.*, 1995; Flexas *et al.*, 2002; Echevin *et al.*, 2003b; Petrenko, 2003; Mounier *et al.*, 2005; Rubio *et al.*, 2005]. Des instabilités barotropes peuvent également se développer le long du CN, dues à des cisaillements de vitesse horizontale du courant, et mènent à une redistribution d'énergie cinétique vers la méso-échelle. Les deux types d'instabilités peuvent

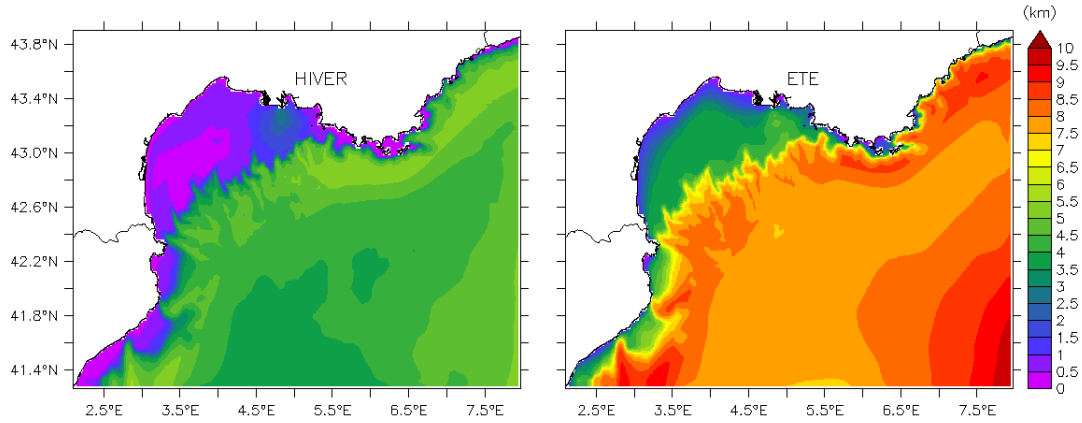


Figure 2.4 – Rayon interne de déformation de Rossby calculé à partir de champs de température et salinité de Glazur64, moyennés sur les hivers et été 2006, 2007, et 2008. La profondeur maximale est fixée à 2 000 m.

coexister, et sont surtout observés en hiver. Cela explique l'occurrence de nombreux méandres à cette période, lorsque l'intensité du CN est maximale.

Comme le CN est un courant de densité, l'ordre de grandeur de sa méso-échelle est relatif au rayon de déformation interne de Rossby R_d (1^{er} mode barocline) et détermine l'échelle à partir de laquelle la force de Coriolis devient aussi importante que la force de flottabilité :

$$R_d = \frac{c}{f} = \frac{1}{\pi \cdot f} \int_{-H}^0 N(z) dz \quad \text{avec} \quad N^2(z) = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (2.2)$$

Où N est la fréquence Brunt-Vaisala, g l'accélération locale de la pesanteur, ρ la masse volumique, f le paramètre de Coriolis, et H la hauteur de la colonne d'eau. Dans le cas d'un océan stratifié, l'océan peut être vu comme un fluide à deux couches, de densités différentes :

$$R_d = \frac{\sqrt{g' H}}{f} \quad \text{avec} \quad g' = \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_s} \quad (2.3)$$

Où ρ_s représente la densité de la couche de surface, ρ_f la densité de la couche de fond, et H la hauteur d'eau de la couche de surface. Le CN, en tant que courant géostrophique, a une largeur proportionnelle au rayon de déformation interne de Rossby (3 à 4 R_d). La figure 2.4 présente les rayons de déformation de Rossby pour l'été et l'hiver, mesurés à partir d'une simulation GLAZUR64. En hiver, lorsque la couche de surface est homogène, R_d est petit (5 – 6 km) et le CN étroit (25 km). En été, la stratification de la couche de surface explique l'augmentation du rayon de Rossby. Il est alors de l'ordre de la dizaine de kilomètres, et le CN atteint alors 40 km de large.

De nombreuses études ont été menées sur les méandres et instabilités du CN, que ce soit lors de campagnes en mer ou à partir de modèles numériques. Les premières observations furent effectuées par Crépon *et al.* [1982] dans la région Ligure. Il a observé la propagation d'ondes basses-fréquence à l'aide images satellites, et mis en évidence la présence de méandres du CN avec des longueurs d'onde d'une quarantaine de kilomètres et des vitesses de phase de l'ordre de 15 km/jour. Des campagnes menées par Alberola *et al.* [1995]; Sammari *et al.* [1995] ont confirmé

la présence de ces méandres au large de Nice, avec une période de 10 à 20 jours et une vitesse de propagation de l'ordre de 10 km/jour, ainsi que des fluctuations transverses de 3 à 6 jours.

Les instabilités du CN ont été également étudiées le long du talus du Golfe du Lion. *Flexas et al.* [2002] a confirmé l'existence de 2 bandes de fluctuation (2 – 6 jours et 10 – 20 jours). Tout comme *Crépon et al.* [1982], il a considéré le CN comme un modèle à 2 couches, ce qui lui a permis de confirmer les instabilités baroclines comme possibles mécanismes de génération des méandres. Il arrive que ces méandres s'intensifient sous l'influence d'instabilités barotropes/baroclines et se détachent, générant alors des tourbillons anticycloniques qui longent le CN par le nord, le long du talus continental [*Flexas et al.*, 2002]. Ces observations ont été confirmées par des études ultérieures [*Petrenko*, 2003; *Echevin et al.*, 2003a; *Rubio et al.*, 2005].

Ces méandres ont également été observés entre la mer Ligure et le Golfe du Lion, au large de Toulon. *Mounier et al.* [2005] ont observé la présence d'une langue d'eau à haute-variabilité à l'aide d'un modèle haute-résolution au $1/16^\circ$. Ils mettent en évidence la nécessité de disposer d'une bonne résolution verticale et d'une bonne topographie, car la vitesse de phase des ondes baroclines est sensible au cisaillement vertical et peut donc ainsi être sous-évaluée dans les modèles.

2.2 Modélisation numérique

L'étude de processus à méso-échelle tels que les méandres du CN requiert une très bonne couverture spatio-temporelle des observations, ces structures étant difficilement prévisibles. Dans ce but, la modélisation hydrodynamique, bien que fondée sur des bases théoriques, permet de compléter les observations et d'avoir une vue synoptique des processus. Elle permet depuis des années aux scientifiques de mieux comprendre la physique de l'océan et sa variabilité inter-annuelle. La volonté d'améliorer les modèles numériques s'explique entre autres par le fait qu'il est de plus en plus nécessaire de comprendre la dynamique en zone côtière, ce qui requiert des modèles à plus haute résolution pour compléter les sets d'observations. La demande en produits opérationnels réalistes a également motivé le développement de la modélisation.

2.2.1 Un rapide historique de la modélisation en Méditerranée

Les premières modélisations de la Méditerranée sont apparues dans les années 80-90. Des études avec des modèles aux équations primitives ont été menées pour étudier la variabilité saisonnière et/ou interannuelle du bassin méditerranéen, et identifier les forçages prédominants, mettant notamment en évidence l'impact du vent sur la circulation (e.g. *Menzin and Moskalenko* [1982]; *Heburn* [1994]; *Stanev et al.* [1989]; *Pinardi and Navarra* [1993]; *Zavatarelli and Mellor* [1995]). Certaines de ces études se sont concentrées sur le bassin occidental [*Heburn*, 1987; *Beckers*, 1991; *Herbaut et al.*, 1997], voire sur des zones régionales [*Onken and Sellschopp*, 1998; *Robinson et al.*, 1999]. La plupart de ces configurations avaient une résolution limitée pour une étude de processus méso-échelle, mais parvenait à résoudre de façon satisfaisante la circulation générale.

Différents groupes se sont créés en parallèle afin de développer la modélisation en Méditerranée [*EUROMODEL group*, 1995; *Pinardi and Roether*, 1998], et en 2002, le projet MEDMEX a

été mis en place pour faire de l'intercomparaison entre modèles de bassin [Beckers et al., 2002]. Les modèles étudiés avaient pour la plupart une résolution de $1/4^\circ$, ce qui n'était pas suffisant pour résoudre le rayon de déformation interne de Rossby en Méditerranée. Mais les avancées techniques dans le domaine de la modélisation (amélioration du temps de calcul et apparition d'ordinateurs plus puissants, mise à disposition de plus en plus d'observations, amélioration des techniques d'assimilation, apparition de grilles à géométrie variables, etc.) nous permettent aujourd'hui de fournir des configurations à plus haute résolution et plus réalistes pour mieux comprendre la dynamique en Méditerranée. C'est dans ce cadre que les premières configurations *eddy-permitting* (c'est-à-dire avec une résolution suffisante pour représenter les tourbillons de méso-échelle) au $1/8^\circ$ sont apparues [Demirov and Pinardi, 2002; Stratford and Haines, 2002]. Le projet SiMED2, qui est commun à plusieurs laboratoires (ENSTA-ParisTech/IPSL, LOCEAN/IPSL, Mercator-Océan, MIO⁶, et CNRM/Météo-France), vise à mieux comprendre la circulation dans le bassin méditerranéen au travers de la modélisation. C'est dans ce cadre qu'on a développé les configurations à visée académique MED36 et plus particulièrement MED12 [Lebeaupin-Brossier et al., 2012a], dans l'optique d'harmoniser la résolution des configurations de bassin participant au projet. SiMED2 est un projet financé par le GMMC⁷ et piloté par MERCATOR-Océan [Bahrel and MERCATOR Project team, 2006], dont le but est de développer un système de modélisation opérationnelle en Méditerranée basé sur le code de calcul NEMO, au $1/12^\circ$. Le projet MERCATOR-Océan a été lancé en 1995 par les principales agences françaises. Opérationnel depuis 2001, il vise à fournir des estimations de l'état de l'océan à l'échelle globale, à haute-résolution [Bahrel and MERCATOR Project team, 2006]. Dans le futur, MERCATOR-Océan est appelé à s'étendre à l'échelle européenne au travers du projet MyOcean, l'idée étant de créer un système européen de prévision et surveillance des océans [Brasseur et al., 2005]. MERCATOR-Océan propose aujourd'hui des prévisions à haute-résolution ($1/12^\circ$) de l'Atlantique Nord et de la Méditerranée, en fournissant une configuration basée sur le code de calcul NEMO et qui assimile des données de satellite (SLA⁸, SST) et des profils de température et salinité.

Bien que ces configurations donnent des résultats très satisfaisants en terme d'étude de processus saisonniers et interannuels, elles se montrent limitées pour des études de la méso-échelle associée au CN, car elles ne sont pas *eddy-resolving* (c'est-à-dire qu'elles ne résolvent pas complètement la méso-échelle de l'ordre de la trentaine de kilomètres, soit 3 rayons de déformation de Rossby). C'est pourquoi se sont développées des configurations régionales, la plupart du temps forcées aux frontières par les modèles de bassin cités plus haut. Dans la Méditerranée Nord-Ouest, plusieurs configurations existent, issues de divers modèles. L'IFREMER⁹ a développé la configuration MENOR¹⁰, issue du code de calcul MARS3D, qui a pour domaine le Nord du bassin occidental Méditerranéen, à partir de la Sardaigne ($39,5^\circ\text{N}$). Cette configuration opérationnelle a une résolution horizontale de 1,2 km et 30 niveaux *sigma*. Elle a déjà été utilisée pour diverses études : dynamique du CN [André et al., 2005, 2009], correction de la trajectoire à partir d'assimilation de bouées Lagrangiennes [Rubio et al., 2009], transport de sédiments

6. Mediterranean Institute of Oceanology, ou Institut Méditerranéen d'Océanographie

7. Groupe Mission MERCATOR-Coriolis

8. Anomalie de hauteur de mer, ou Sea Level Anomaly

9. Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer

10. Méditerranée NORd-occidentale

[*Dufois et al.*, 2008], ou encore étude de transport de larves d’anchois [*Nicolle et al.*, 2009]. Une configuration plus régionale, centrée sur le Golfe du Lion et les côtes françaises est issue du modèle SYMPHONIE. Développée à Toulouse au LA¹¹, cette configuration avec une résolution horizontale de 1,5 km est utilisée pour étudier la circulation dans le Golfe du Lion [*Auclair et al.*, 2001; *Estournel et al.*, 2003; *Reffray et al.*, 2004; *Hu et al.*, 2009]. La première configuration de la région basée sur NEMO fut proposée par *Echevin et al.* [2003b]. Avec une résolution de 1/16° et 37 niveaux verticaux, cette configuration a permis d’étudier la circulation à large et méso-échelle du bassin occidental. Elle reproduit de façon réaliste le CN et ses méandres, ainsi que la formation de WIW. *Langlais* [2007], dans le cadre de sa thèse, a développé GDL64¹², l’ancêtre de l’actuel GLAZUR64 qui est utilisé ici. GDL64, qui ne couvrait que la région du golfe du Lion, avait une très haute résolution verticale (30 niveaux verticaux sur les 30 premiers mètres) pour reproduire avec précision l’extension du panache du Rhône. La configuration GLAZUR64, qui sera développée et exploitée dans cette thèse, propose une extension de cette configuration le long de la côte d’Azur.

2.2.2 Le code de calcul NEMO

Le modèle d’océan NEMO est un modèle aux équations primitives, basé sur une approximation aux différences finies du second ordre. Issu de la fusion du modèle OPA¹³ (développé par *Madec et al.* [1998]) avec des modèles de glace (LIM¹⁴) et de biochimie (TOP¹⁵), il permet d’étudier les interactions entre plusieurs milieux (océan, atmosphère, glace de mer, traceurs biologiques ...). Modèle français développé initialement au LOCEAN¹⁶, NEMO est aujourd’hui largement utilisé dans la communauté scientifique non seulement française, mais aussi européenne et internationale. Il est ainsi utilisé par exemple par le NOCS¹⁷ et Met-Office (centre de météorologie du Royaume-Uni), ainsi que par MERCATOR-Océan dans un cadre d’océanographie opérationnelle. On peut citer le projet CLIPPER de modélisation de l’Atlantique Nord [*Treguier et al.*, 2001], le groupe DRAKKAR (qui regroupe des équipes françaises, européennes et canadiennes) qui vise à fournir des configurations globales à haute-résolution [*DRAKKAR group*, 2007], ou encore le projet SiMED2, qui étudie la circulation en Méditerranée à l’aide de la configuration MED12, au 1/12° [*Béranger et al.*, 2005]. L’amélioration du code de calcul NEMO au fil des années permet aujourd’hui de l’utiliser dans des configurations côtières ou à haute-résolution avec succès, ce qui explique pourquoi il a été choisi par MERCATOR-Océan à des fins opérationnelles.

NEMO est un code écrit en FORTRAN90, exécutable sous système UNIX. Les fichiers d’entrées et sorties sont au format NetCDF¹⁸, ce qui simplifie la lecture et l’utilisation des données. Les caractéristiques générales de NEMO, qui est le modèle d’océan à partir duquel est développée la configuration GLAZUR64, ainsi que les paramétrisations qui seront utiles lors du travail

11. Laboratoire d’Aérodynamique

12. Golfe du Lion au 1/64°

13. Océan PARallélisé

14. Louvain-la-neuve Ice Model

15. Tracer in the Ocean Paradigm

16. Laboratoire d’Océanographie et de Climatologie, Expérimentation et Analyse Numérique

17. National Oceanography Centre of UK

18. Network Common Data Format

de thèse sont présentées ici. Pour plus d'informations, merci de se reporter à la documentation de *Madec* [2008].

2.2.2.1 Équations primitives

Plusieurs variables sont nécessaires pour décrire l'état de l'océan : la masse volumique ρ , la pression P , la vitesse \vec{U} (selon les 3 axes), la température potentielle T et la salinité S . L'état de ces variables peut être décrit à partir d'équations d'état non linéaires couplant température, salinité et vitesse du fluide.

Sept équations sont ainsi nécessaires pour résoudre les termes décrivant l'état de l'océan : les équations du mouvement (ou équations de Navier-Stokes), l'équation de continuité (ou incompressibilité), les équations de conservation de température et salinité, et l'équation d'état. Ces équations sont complexes et non-linéaires, et certaines hypothèses et approximations sont utilisées afin de les simplifier. Cela permet d'obtenir des équations dites primitives, qui seront alors résolues numériquement par NEMO.

Équation d'état et conservation de la masse

On considère que le volume d'eau au sein de la configuration est constant (pas de source, ni de puits). Cela se traduit au travers de l'équation de conservation de densité, qui stipule que la variation de masse volumique est égale à la divergence du flux de masse :

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial\rho}{\partial t} + \text{div}(\rho\vec{U}) = 0 \quad (2.4)$$

Hypothèse d'incompressibilité → Le fluide étant supposé incompressible, la divergence de la vitesse (en 3D) est nulle (voir eq. 2.11).

La divergence de \vec{U} est donc nulle, ce qui nous donne l'équation de continuité :

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial\rho}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla\rho \quad (2.5)$$

Équation du mouvement

Les équation de Navier-Stokes, qui permettent de décrire le mouvement d'un fluide, sont également appelées équations du mouvement. La forme non-linéaire générale de cette équation du mouvement est :

$$\rho \left[\frac{d\vec{U}}{dt} + 2\Omega \cdot k \right] = -\vec{\nabla}P + \rho\vec{g} + \vec{F}_U \quad (2.6)$$

Approximation d'une Terre sphérique → On suppose que les surfaces géopotentielles sont sphériques. La gravité peut donc être considérée parallèle au rayon de la Terre.

On définit les vecteurs unitaires orthogonaux $(\vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ tels que \vec{k} soit le vecteur vertical, dans l'axe du rayon terrestre et dirigé vers le haut, et (\vec{i}, \vec{j}) les vecteurs horizontaux (tangents aux surfaces géopotentielles), respectivement zonal et méridien. Par la suite, l'indice h définira une projection sur l'horizontale.

Approximation de couche fine → On considère que l'épaisseur des océans est négligeable en comparaison du rayon terrestre. On négligera donc les effets de courbure dans les équations.

Hypothèse de Boussinesq → On considère que les variations de densité selon l'horizontale sont faibles. Cela ramène à considérer l'océan comme un fluide incompressible, où les variations horizontales de masse volumique sont négligeables. La variation verticale de masse volumique ρ' (non négligeable au second degré) est due à des phénomènes de stratification, de mouvements verticaux, et à la pression hydrostatique. Il faut donc la prendre en compte dans le calcul de la force de flottabilité. On suppose ainsi que la masse volumique reste proche d'une valeur de référence ρ_0 :

$$\rho(T, S, P) = \rho_0 + \rho'(x, y, z, t) \quad (2.7)$$

Hypothèse de fermeture turbulente → Les flux turbulents, qui expriment l'impact de la petite échelle sur la grande, sont donnés en termes de processus grande échelle.

En appliquant ces hypothèses aux équations de Navier-Stokes, on obtient la formulation suivante pour l'expression de la vitesse horizontale :

$$\frac{\partial U_h}{\partial t} = - \left[(\nabla \otimes U) \otimes U + \frac{1}{2} \nabla(U^2) \right]_h - f k \otimes U_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h P + D^U + F^U \quad (2.8)$$

Où :

- \vec{U} représente le vecteur vitesse, défini selon les 3 axes $(\vec{u}, \vec{v}, \vec{w})$, et U_h représente les composantes horizontales du vecteur vitesse.
- ρ_0 est la densité de référence de l'eau de mer, et ρ la densité *in-situ* donnée par l'équation d'état 2.7
- f est le paramètre de Coriolis, donné par $f = 2\Omega \cdot k$.
- P est la pression.
- \vec{F}_U représente les forces de frottements visqueux.
- D^U , D^T , D^S sont respectivement les termes de turbulence associés aux équations du mouvement, de température et de salinité.
- g est l'accélération gravitationnelle.

Équation de continuité

Hypothèse hydrostatique → La pression subie par une particule de fluide est considérée comme la somme de la pression atmosphérique P_0 et de la pression/poids de la colonne d'eau au-dessus de cette particule :

$$P = P_0(x, y, t) + P'(x, y, z, t) \quad (2.9)$$

En général, on se permet de négliger la pression atmosphérique P_0 , ce qui ramène à considérer que la pression P en un point est égale à la pression hydrostatique P' . Cette approximation est possible car le niveau des océans s'ajustant aux variations de pression atmosphérique, on considère qu'il n'y a pas de mouvement horizontal des forces de pression. Cependant, dans le cas de fortes variations de pression (par exemple une tempête ou un cyclone), la pression atmosphérique doit être prise en compte.

Si on considère l'océan comme un fluide incompressible (voir hypothèse de Boussinesq), on peut

alors associer à la masse volumique une pression de référence, telle que :

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho_z g \quad \text{soit} \quad P_z = \int_0^z -\rho_z g dz \quad (2.10)$$

L'équation du mouvement selon la verticale peut être réduite à un équilibre entre le gradient de pression vertical et la force de flottabilité. L'équation hydrostatique (eq. 2.10) remplace donc l'équation du mouvement, selon la verticale. Il faut cependant noter que dans ce cas, les processus de convections qui étaient compris dans l'équation de Navier-Stokes selon la verticale ne sont plus pris en compte, et que l'on néglige la composante de la force de Coriolis associée à la vitesse verticale. La variation de vitesse verticale $\frac{\partial w}{\partial t}$ sera déterminée à partir de l'équation de continuité :

$$\nabla \cdot U = 0 \quad \text{ou} \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.11)$$

Cela signifie que contrairement aux vitesses horizontales qui sont des variables pronostiques, w est une variable diagnostique.

Conservation de la température et de la salinité

L'équation d'état, proposée par *Jackett and McDougall* [1995], permet de relier les équations du mouvement à la conservation de la masse :

$$\begin{aligned} \text{Température :} \quad & \frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (TU) + D^T + F^T \\ \text{Salinité :} \quad & \frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (SU) + D^S + F^S \end{aligned} \quad (2.12)$$

Où :

- T est la température potentielle.
- S est la salinité.
- F^U, F^T, F^S sont respectivement les termes de frottement de surface associés aux équations du mouvement, de température et de salinité.
- D^U, D^T, D^S sont respectivement les termes de turbulence associés aux équations du mouvement, de température et de salinité.

Expression de la surface

La condition de surface suggère une continuité dans le terme de pression à l'interface. Comme suggéré par l'hypothèse hydrostatique, la pression à une profondeur donnée est égale à la somme de la pression atmosphérique et de la pression exercée par le poids de la colonne d'eau au-dessus (eq. 2.9). On considère que la pression en décibars est approximativement égale à la profondeur, en mètres. La hauteur d'eau peut être déterminée de 2 façons différentes : soit en introduisant une variable η , qui représente l'élévation de surface libre (qui sera alors calculée de façon pronostique), soit en considérant l'océan comme un toit rigide, où le gradient de pression horizontal est calculé de façon diagnostique.

On considère dans le cas d'un toit rigide que la surface de l'océan est lisse ($z=0$), et qu'il n'y a pas de vitesses verticales en surface. Cette approximation est physiquement valable quand

l'élévation de surface η est négligeable à coté de la profondeur locale des océans. La pression de surface peut être déterminée de façon diagnostique à partir du calcul de la fonction de courant du transport. Cette approximation filtre les ondes externes de gravité, mais pose problème pour l'introduction d'eau douce dans le modèle. Cette approximation est de plus en plus délaissée en faveur d'une formulation de surface libre.

Dans cette dernière formulation, la SSH¹⁹ est exprimé par l'élévation de surface libre. C'est une variable pronostique qui dépend du gradient vertical de SSH et du bilan en eau (P représentant le taux de précipitations, et E l'évaporation) :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\nabla \cdot [(H + \eta)\bar{U}_h] + P - E \quad (2.13)$$

Le fait d'autoriser la surface à bouger permet la propagation d'ondes de gravité. Ce sont des ondes barotropes avec une grande vitesse de phase (plusieurs centaines de mètres par seconde), ce qui nécessite un pas de temps très court pour respecter les conditions CFL²⁰ (qui imposent que le pas de temps soit inférieur au rapport de la taille de maille sur la vitesse de phase, soit $\Delta t < \frac{\Delta x}{c}$). Afin de résoudre ce problème, différentes méthodes existent. La première, dite méthode du *time-splitting*, sépare les modes barotrope et barocline. La partie barotrope est ainsi intégrée avec un pas de temps faible, qui permet de résoudre les ondes de gravité, et la partie barocline est intégrée avec un pas de temps plus grand. La partie barotrope est ensuite moyennée sur le pas de temps d'intégration barocline. Une autre méthode consiste en l'utilisation d'un schéma implicite qui permet de filtrer numériquement les ondes au travers du schéma temporel, mais ce schéma filtre également les ondes internes. NEMO propose une 3^{ème} méthode, développée par *Roulet and Madec* [2000]. Une force additionnelle est rajoutée à l'équation du mouvement pour filtrer les ondes de gravité :

$$\frac{\partial U_h}{\partial t} = M - g\nabla(\tilde{\rho}\eta) - gT_c\nabla(\tilde{\rho}\partial_t\eta) \quad (2.14)$$

Avec T_c une période de coupure, $\tilde{\rho} = \frac{\rho}{\rho_0}$ la densité adimensionnée, et M qui représente les autres termes de l'équation (force de Coriolis, gradient de pression hydrostatique, terme de viscosité et termes non linéaires).

Ce nouveau terme peut être considéré comme une diffusion de la divergence du flux, intégrée sur la verticale. Ainsi l'élévation de la surface libre dépend de l'équilibre entre deux termes : un terme associé à un régime de propagation ($g\nabla(\tilde{\rho}\eta)$) et un terme associé à un régime de diffusion ($gT_c\nabla(\tilde{\rho}\partial_t\eta)$). Le régime de diffusion ne va s'appliquer qu'aux modes plus courts que T_c , empêchant les ondes de gravité de se propager. Pour les modes plus longs, le terme de diffusion n'est pas utilisé. Cette force agit ainsi comme un filtre passe-bas : tous les phénomènes physiques dont le temps de coupure est inférieur à T_c sont filtrés. Ce terme est calculé de façon implicite, contrairement au reste de l'équation qui est discrétisée selon un schéma *leap-frog* (voir section 2.2.2.2). Cette méthode présente deux avantages considérables par rapport aux autres méthodes : non seulement l'amortissement des ondes de gravité peut être quantifié simplement au travers de ce terme, mais en plus la stabilité numérique est assurée dès que $T_c > \Delta t$.

Lorsque les variations de η sont faibles par rapport à l'épaisseur de la couche de surface, l'équation

19. Sea Surface Height

20. Condition de courant, Friedrichs et Lewy

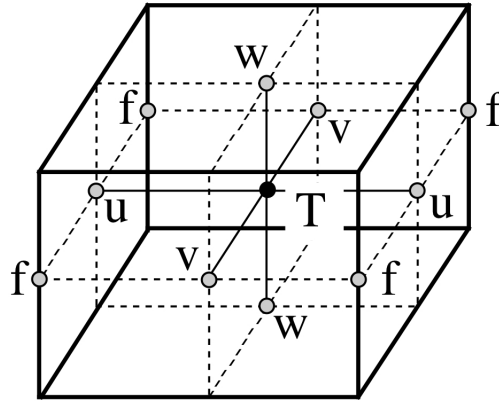


Figure 2.5 – Grille C-Arakawa. Le point T indique l'emplacement des champs scalaires (température, salinité, pression, divergence horizontale), les points U , V , W correspondent à l'emplacement des vecteurs vitesse, et f indique l'emplacement où sont définies les vorticités relative et planétaire (figure issue de [Madec, 2008]).

2.13 peut être linéarisée. Dans ce cas, la quantité de sel n'est plus conservée, mais de façon négligeable. Ce type de paramétrisation peut être utilisé par ceux qui ne sont pas intéressés par la reproduction des phénomènes à haute-fréquence tels que la marée.

2.2.2.2 Discrétisation

Les équations présentées ci-dessus sont discrétisées sur une grille spatio-temporelle. Cette discrétisation est soumise à des contraintes de stabilité numérique et de compatibilité avec le code de calcul.

La grille utilisée est une grille C Arakawa (Fig. 2.5). Les champs scalaires sont définis au centre de la grille (au point T), tandis que les vecteurs de vitesses sont définis au centre de chaque face (points U et V). Les vorticités relative et planétaire sont définies sur l'arête de la grille, au point f . La vitesse verticale n'est pas définie sur le même plan horizontal que les autres, mais décalée d'un demi-point de grille (point W). La grille d'océan est ainsi définie en fonctions d'indices entiers (i, j, k) ou demi-entiers. Par exemple, T est le point de coordonnées (i, j, k) et U est défini au point $(i + 1/2, j, k)$. Par contre, le code de calcul en FORTRAN90 a besoin d'indices entier. Sur une grille horizontale, les points U d'indice $(i + 1/2, j, k)$ et V d'indice $(i, j + 1/2, k)$ seront donc ramenés en (i, j, k) , au même indice que T , pour des besoins numériques. Sur la verticale, l'axe k est dirigé vers le bas. La surface correspond au niveau $k = 1$, qui est le même indice que pour le niveau T situé dessous. Le dernier niveau W correspond au fond de l'océan, et donc le dernier point T est toujours un point de terre. Des facteurs d'échelle permettent ensuite de calculer l'écartement entre deux indices de grille. Comme ces facteurs d'échelle sont toujours positifs, un signe *moins* est apposé dans le code avant chaque dérivée verticale. Les dérivées partielles sont discrétisées selon un schéma au différences finies, centré au second ordre.

Le schéma de discrétisation temporelle utilisé pour les processus non diffusifs (équation du moment et advection des traceurs, gradient de pression et terme de Coriolis) est le schéma «*leapfrog*» :

$$x^{t+\Delta t} = x^{t-\Delta t} + 2\Delta t F^t \quad (2.15)$$

Où x représente u , v , T ou S . F correspond à la partie droite de l'équation, calculée au pas de temps t , et Δt est le pas de temps du système.

Pour la partie diffusive selon l'horizontale, un schéma avant est utilisé :

$$x^{t+\Delta t} = x^{t-\Delta t} + 2\Delta t F^{t-\Delta t} \quad (2.16)$$

Ce schéma est stable dans le temps si la condition suivante sur A^h , le coefficient de mélange horizontal, est respectée :

$$\begin{aligned} A^h &< \frac{e^2}{8\Delta t} && \text{Si on utilise un terme de diffusion laplacien} \\ A^h &< \frac{e^4}{64\Delta t} && \text{Si on utilise un terme de diffusion bilaplacien} \end{aligned} \quad (2.17)$$

Où e est la taille de la grille horizontale. La solution si le modèle s'avère instable est donc de réduire soit le pas de temps, soit la valeur du coefficient de mélange. Un tel schéma peut être également utilisé pour les termes de diffusion verticale, mais la condition de stabilité impose alors une contrainte trop forte sur le pas de temps. Un schéma avant peut toutefois être utilisé en y appliquant une technique de *time-splitting* : dans ce cas le pas de temps Δt est découpé en N fractions de temps, réduisant le critère de stabilité. Sinon un schéma arrière doit être utilisé : ce type de schéma est parfaitement stable, mais diffusif. Il consomme beaucoup de temps, mais reste préférable à la méthode du *time-splitting* dès que le pas de temps doit être découpé en plus de 3.

Le code NEMO permet de repartir d'un état calculé à l'aide d'un fichier de *restart*, qui contient deux niveaux de pas de temps. Cette stratégie n'induit pas de perte de précision entre une simulation effectuée sans restart et une simulation redémarrée à partir d'un tel fichier.

2.2.3 La configuration GLAZUR64

La configuration GLAZUR64 utilisée dans cette thèse est basée sur le code de calcul NEMO, version 3.2.1 [Madec, 2008]. Hérité de la configuration GDL64 (pour Golfe du Lion au $1/64^\circ$, Langlais [2007]), le domaine a été étendu vers l'Est. En effet, la configuration possédant 2 frontières ouvertes (à l'Est et au Sud), la dynamique à plus basse résolution apportée le long de la frontière Est a besoin de plusieurs kilomètres pour s'ajuster à la grille de GLAZUR64 [Ourmières et al., 2011]. L'extension du domaine d'étude en amont permet de laisser un espace d'ajustement à la grille avant d'arriver au niveau des côtes varoises, qui est notre zone d'étude privilégiée.

Le domaine couvre ainsi tout le Golfe du Lion et la Côte d'Azur au $1/64^\circ$, de 2°E à 8°E en longitude, et de $41,26^\circ\text{N}$ à $43,9^\circ\text{N}$ en latitude (Fig. 2.6). La résolution selon l'horizontale est en moyenne de 1,25 km (377 points) sur 1,73 km (170 points). Sur la verticale, GLAZUR64 a 130 niveaux verticaux, avec une épaisseur variable allant de 1 mètre en surface jusqu'à une trentaine de mètres au fond.

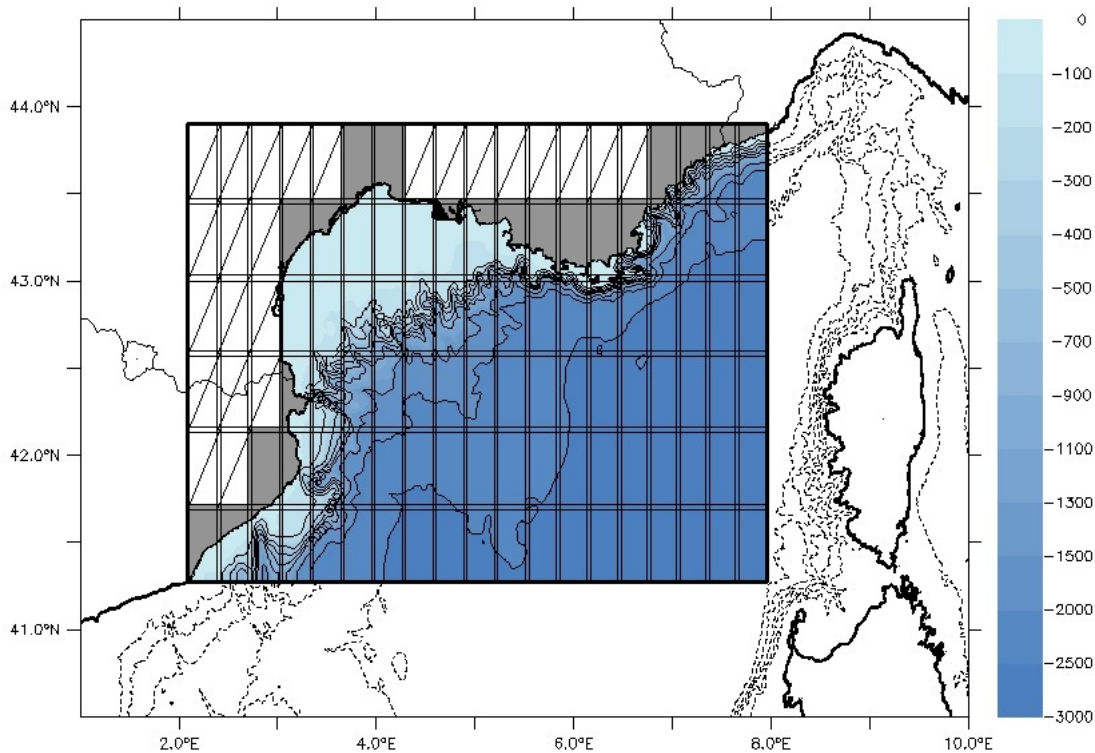


Figure 2.6 – Le domaine de GLAZUR64 et son découpage en 90 processeurs/sous-domaines, ainsi que la bathymétrie de la région d'étude (en mètres).

2.2.3.1 Informatique

Les premières simulations de GLAZUR64 [Ourmières *et al.*, 2011] étaient basées sur la version 1.06 du code NEMO, et exécutées sur le supercalculateur NEC SX-8 BRODIE de l'IDRIS ²¹. À partir de 2009, GLAZUR64 a été mis à jour vers la version 3.2.1, et migré vers le supercalculateur VARGAS, un cluster de processeurs IBM Power6 (<http://www.idris.fr/su/Scalaire/vargas/index.html>). En janvier 2013, un changement de machine a eu lieu à l'IDRIS : c'est à présent sur ADA, une machine IBM x3750, que les simulations seront effectuées (<http://www.idris.fr/ada/>).

Bien que le domaine d'étude ne soit pas très étendu spatialement, sa haute résolution nécessite une parallélisation du travail, pour diminuer le temps de calcul. Le domaine est ainsi divisé en plusieurs sous domaines, chacun attribué à un processeur, à l'intérieur desquels la physique est calculée localement. Les processeurs communiquent entre eux le long de leurs frontières (conditions latérales), et se superposent sur 2 points de grilles. Après chaque pas de temps, les sous-domaines communiquent en envoyant à leurs voisins les nouvelles valeurs des points situés dans la zone de chevauchement. Une telle décomposition en multiples processeurs (MPI) permet de ne pas modifier le code : les dimensions de la grille lors du calcul ne sont plus celles du domaine entier, mais celle des sous-domaines. Comme NEMO calcule la physique sur tout le domaine (points de terre et mer) et y applique ensuite un masque terre/mer, il faut minimiser la surface terrestre incluse dans les processeurs pour diminuer le temps de calcul. Des outils de pré-processing permettent de calculer le découpage optimal de la zone d'étude pour éliminer

21. Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique

un maximum de points de terre. Bien que la parallélisation du travail par une décomposition en MPI permette de diminuer considérablement le temps de calcul, la communication entre les processeurs occupe du temps de calcul. Il faut ainsi choisir un nombre de processeurs tels que le temps de calcul soit optimisé. La configuration GLAZUR64 est décomposée en 90 sous-domaines (de 22x30 ou 21x30 points), chacun correspondant à un processeur (rectangles dans la figure 2.6). Les sous-domaines ne contenant que des points de terre ne requièrent pas de processeur, et ne sont donc pas pris en compte (rectangles barrés dans la figure 2.6). Une année de simulation coûte ainsi aux environs de 4 000 h CPU (≈ 90 h en temps humain).

Des sorties 3D moyennées quotidiennement sont transmises sur le serveur de stockage GAYA de l'IDRIS. Plusieurs fichiers NetCDF sont ainsi générés pour une journée de simulation :

- un fichier contenant les variables situées sur les points de grille T (traceurs, SSH, champs atmosphériques, profondeur de la couche de mélange), de 68 Mo.
- deux fichiers contenant les variables situées sur les points de grille U et V (champs de vitesse et stress du vent), de 33 Mo chacun.
- un fichier contenant les variables situées sur les points de grille W (vitesse vertical et diffusivité), de 65 Mo.

Dans une volonté de comparer les sortie GLAZUR64 avec des observations localisées en surface, des sorties bi-quotidiennes des champs de surface 2D ont également été mises en place. Tout cela correspond à un besoin de stockage d'environ 75 Go par année de simulation.

2.2.3.2 Paramétrisation de la configuration de référence

L'océan est en contact avec de nombreux autres milieux, tels que le continent, l'atmosphère ou encore la glace. Cela génère de nombreux échanges, tels que des flux de chaleur ou de l'évaporation. La paramétrisation de ces échanges aux interfaces est nécessaire dans le modèle. De façon générale, le contact peut se faire au niveau de la surface ($z = \eta(i, j, k, t)$) ou du fond de l'océan ($z = -H(i, j, k)$). Ces deux interfaces sont référencées par rapport à un niveau $z = 0$ qui correspond à la position moyenne de la surface. Dans le cadre d'une modélisation de la Méditerranée, il n'est pas nécessaire de prendre en compte la glace de mer.

GLAZUR64 fait de façon générale appel à des paramétrisations standards en ce qui concerne la paramétrisation des interfaces. On peut citer par exemple l'utilisation d'une surface libre [Roullet and Madec, 2000], une formulation Bulk pour les forçages atmosphériques [Large and Yeager, 2004] et des conditions aux frontières ouvertes combinant radiation et relaxation [Treguier et al., 2001]. Certaines paramétrisations plus spécifiques sont utilisées, comme l'utilisation de partial-steps selon la verticale [Barnier et al., 2006; Penduff et al., 2007], ou encore l'ajout d'un run-off pour l'introduction d'eau douce venant du Rhône.

La paramétrisation loin des interfaces fait également appel la plupart du temps à des options standards de NEMO, comme le schéma de fermeture turbulente TKE [Blanke and Delecluse, 1993], ou encore l'ajout d'un terme de diffusion pour les traceurs sur la couche de fond (ce qui améliore la diffusion le long du talus pour mieux représenter les effets de la gravité lors de descente d'eaux denses) [Beckmann and Doscher, 1998].

Toutes ces paramétrisations sont expliquées en détails ci-dessous.

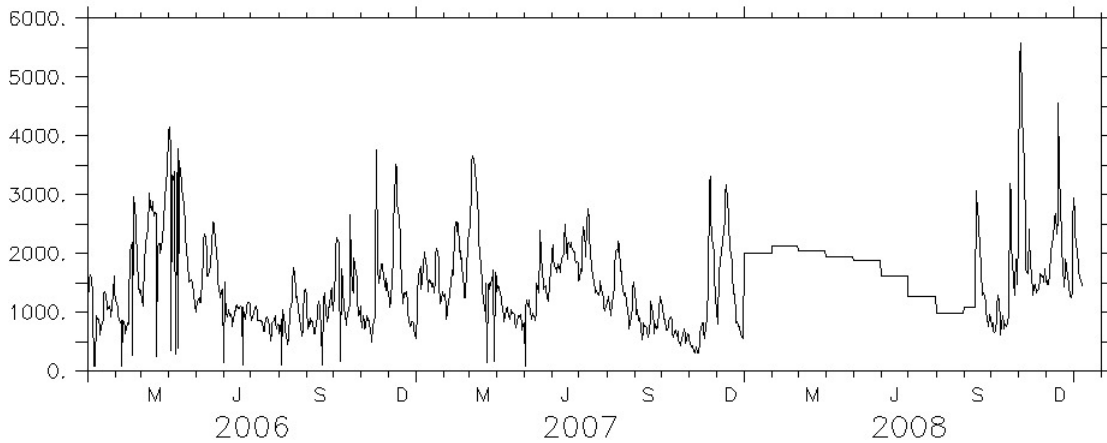


Figure 2.7 – Données de débit du Rhône issues de la Compagnie Nationale du Rhône (en m^3/s), de 2006 à 2008. Lorsque les données quotidiennes ne sont pas disponibles, une climatologie mensuelle est utilisée.

Runoff : introduction du Rhône

Les échanges entre les océans et la côte se font principalement au niveau des embouchures de fleuves. On observe une forte modification des propriétés thermohalines de l'océan dans ces régions, à travers un apport d'eau dessalée et souvent fraîche. Dans la région du Golfe du Lion, la prise en compte du débit du Rhône est nécessaire pour reproduire correctement la dynamique de la région : ces eaux participent à la circulation thermohaline générale et doivent être prises en compte non seulement dans le cadre d'une modélisation globale et climatique, mais également dans des modèles régionaux plus à même de résoudre les mouvements verticaux. Par défaut, la version de NEMO utilisée permet de prendre en compte l'apport d'eau de rivière en l'incluant dans le flux de surface d'eau douce (précipitations). Ce type de représentation convient pour des configurations globales ou à l'échelle du bassin, mais devient limité lorsque la résolution horizontale et verticale devient fine. La résolution de 1 m en surface dans GLAZUR64 permet (et nécessite) une représentation plus précise de l'apport d'eau douce et de la diffusion du panache du Rhône.

Un module a donc été ajouté, qui considère les embouchures de rivière comme des frontières ouvertes spécifiées. Un canal de quelques points de grille est creusé dans la bathymétrie, au fond duquel on spécifie la température, salinité et vitesse du flux. La salinité est fixée à une valeur seuil de 5 PSU pour des raisons numériques, et la température est calculée à chaque pas de temps à partir de la moyenne de température des 9 points les plus proches de l'embouchure.

Des données de débit quotidien du Rhône sont fournies par la Compagnie Nationale du Rhône de 1964 jusqu'en 2009. Certaines dates manquantes et les années plus récentes (jusqu'en 2012) sont remplacées par une climatologie mensuelle, calculée à partir de ces données quotidiennes. De 2006 à 2008 (période de la simulation de référence), le débit moyen du Rhône est de $1\,500\ m^3/s$, avec un maximum de $5\,600\ m^3/s$ lors d'un épisode de crue en automne 2008 (Fig. 2.7). On observe clairement que le Rhône a une forte variabilité et que l'utilisation d'une climatologie dégrade la solution.

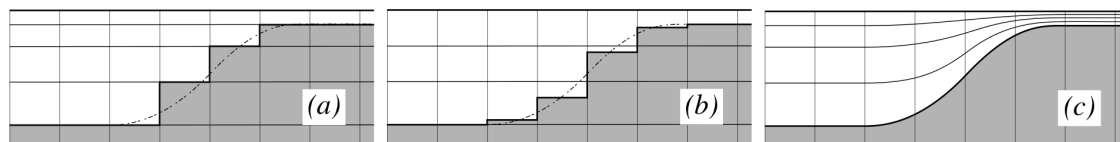


Figure 2.8 – Les principaux types de représentation du fond de l’océan par NEMO. a) coordonnées en z avec full-step, b) coordonnées en z avec partial-step, c) coordonnées sigma (figure issue de Madec [2008])

Expression de la surface

Il a été décidé dans GLAZUR64 de prescrire une surface libre, notamment pour représenter correctement le panache rhodanien, et l’élévation de surface induite par le CN. Le filtrage des ondes de gravité se fait par la méthode de *Roulet and Madec* [2000].

Grille verticale

Sur la verticale, la représentation de l’état de l’océan sera sensible à la grille utilisée. Il est habituel d’avoir une bonne résolution près de la surface, là où la plupart des processus à haute-fréquence prennent place, puis de dégrader progressivement la résolution avec la profondeur, en accord avec les échelles de grandeur des phénomènes.

Différents types de coordonnées existent, qui permettent de répartir les niveaux verticaux en accord avec les processus physiques. Ces systèmes de coordonnées doivent être choisis en fonction de la topographie du domaine d’étude et du nombre de niveaux prescrits.

Le système de coordonnées en *sigma* ajuste l’épaisseur des couches à la profondeur. Ainsi tous les niveaux verticaux s’adaptent à la profondeur de l’océan, et l’épaisseur de chaque couche augmente avec la profondeur (figure 2.8, c). Ce système permet une haute résolution verticale en zone côtière et épouse avec précision le relief marin, mais pose des problèmes dans les régions où l’on rencontre de forts gradients de pente (comme un talus continental), car l’épaisseur des couches varie alors très rapidement. Des options permettent de diminuer le nombre de niveaux en zone peu profonde, pour éviter une sur-résolution ou mieux prendre en compte un talus continental.

La résolution verticale en coordonnées z est une grille fixe, définie par une fonction logarithmique qui permet de choisir plus de niveaux près de la surface (voir section 4.2.2). Cette grille est plus simple d’utilisation (chaque niveau est associé à une profondeur, contrairement aux coordonnées sigma), mais peut poser problème dans le cas d’une bathymétrie complexe : la représentation du fond se fait en «marches d’escalier», et on voit donc apparaître des murs verticaux (figure 2.8, a). Ce genre de bathymétrie peut perturber les écoulements géostrophiques (qui longent les isobathes) et bloquer certains écoulements d’eau dense le long du talus.

Les inconvénients du système de coordonnées en z peuvent être corrigés en partie en utilisant un système de *partial steps*, qui ajuste l’épaisseur des cellules en contact avec le fond en fonction de la bathymétrie (figure 2.8, b). Il est également possible d’utiliser en supplément une *Bottom Boundary Layer*, qui fait communiquer entre elles les cellules de fond pour faciliter la diffusion et l’advection. L’écoulement d’eau dense est ainsi facilité.

Pour la configuration GLAZUR64, le choix s’est porté sur l’utilisation de coordonnées z -*partial steps* avec *Bottom Boundary Layer*. Le modèle dispose de 130 niveaux verticaux, ce qui

assure une haute résolution selon la verticale, et minimise les sauts dans la bathymétrie, surtout le long du talus continental.

Prise en compte des forçages atmosphériques

La surface de l'océan est fortement influencée par l'atmosphère, qu'il s'agisse de flux turbulents ou radiatifs. L'océan et l'atmosphère échangent à travers des processus verticaux, tels que les précipitations et l'évaporation qui jouent sur le volume d'eau, ou l'ensoleillement qui réchauffe la couche de surface. Des échanges horizontaux se produisent aussi, sous l'influence du vent. Tous ces paramètres jouent sur la dynamique et les propriétés thermohalines de l'océan. Différentes méthodes sont disponibles dans NEMO pour paramétrer les flux de surface. Dans GLAZUR64, il a été décidé d'utiliser les formules Bulk, proposées par *Large and Yeager* [2004], pour prescrire les flux atmosphériques. Elles permettent d'estimer les flux turbulents à partir de l'état de l'atmosphère près de la surface (température, humidité, vent à 10m...). Une description de cette formulation est disponible en annexe B.

Pour représenter correctement les échanges entre l'océan et l'atmosphère, NEMO requiert la prescription de 7 champs à la surface : les composantes du stress de surface à 10 m $\vec{\tau}(\tau_x, \tau_y)$, les flux de chaleur descendant solaire Q_{Sw} et de grande longueur d'onde Q_{Lw} , la température de l'air à 10 m et l'humidité, ainsi que les précipitations (un 8^{eme} champ étant les précipitations solides de type neige ou grêle, inutile dans la région d'étude). Tous ces champs sont prescrits aux points d'océan des traceurs, ce qui simplifie la lecture.

Il est également possible de fournir la température à 2 m au lieu de 10, en le spécifiant dans la *namelist* de la configuration. C'est également là qu'on précise la fréquence temporelle des forçages, qui seront ensuite interpolés dynamiquement (*On The Fly*) par NEMO, à l'aide d'un fichier de coordonnées et de poids. Ce type d'interpolation permet de gagner du temps lors de la préparation des jeux de forçage, et de prescrire différents types d'interpolation selon le champ : ainsi les flux, les précipitations et l'état de l'air sont interpolés de façon bilinéaire sur une grille, tandis que le stress du vent est interpolé avec une méthode bicubique, pour mieux représenter son rotationnel.

Dans les premières simulations de référence de GLAZUR64 (simulations 1998-2001, voir *Ourmières et al.* [2011]), les forçages atmosphériques proviennent de REMO, un downscaling des réanalyses ECMWF²² développé au Max Planck Institute [*Jacob et al.*, 2001]. Ce modèle atmosphérique a une résolution spatiale de 18 km qui est nécessaire pour représenter correctement les structures fines de vent, notamment le cisaillement Mistral-Tramontane fréquent dans la région, améliorant ainsi considérablement la dynamique à méso-échelle des modèles d'océan [*Langlais et al.*, 2009b; *Schaeffer et al.*, 2011a]. De plus, la fréquence horaire du modèle permet de prendre en compte les cycles diurnes/nocturnes et la brise de mer associée [*Bernie et al.*, 2007]. Sur les périodes plus récentes (2006-2012), il a été décidé d'utiliser des données issues du modèle opérationnel hydrostatique ALADIN, de Météo-France. Sa résolution spatiale est d'environ 9,5 km, pour une résolution temporelle de 3 heures. Sa grille est quasi-régulière quand on travaille sur de petits domaines comme le notre. La perte en résolution temporelle est compensée par une augmentation de la résolution spatiale : *Schaeffer et al.* [2011a] suggère que la résolution

22. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

spatiale, plutôt que la résolution temporelle, joue un rôle prédominant sur les systèmes de vents. Il s'avère en outre qu'une résolution temporelle de 3 heures est suffisante pour représenter les événements à haute-fréquence prenant place dans la région [Lebeaupin-Brossier et al., 2009].

2.2.3.3 Emboîtement de modèles : paramétrisation des frontières

Le domaine de GLAZUR64 étant limité à la Méditerranée Nord-Ouest, il est nécessaire de connaître la dynamique et les propriétés thermohalines de la Méditerranée en dehors de cette zone pour arriver à une représentation réaliste. Cet échange d'information se fait au niveau des frontières ouvertes du domaine. Ce sont des frontières numériques au travers desquelles les perturbations générées dans le domaine sont autorisées à sortir. De la même façon, les informations sur la dynamique externe sont autorisées à rentrer. Les frontières ouvertes laissent passer des flux entrants comme des flux sortants.

La paramétrisation des frontières ouvertes, ou OBC²³, permet de déterminer le nombre de frontières ouvertes et calculer des valeurs pour les traceurs et la vitesse le long de ces frontières, en utilisant un algorithme qui combine conditions de radiation et de relaxation. Les frontières sont situées sur les points V de la grille C-Arakawa (pour une frontière Est ou Ouest) ou sur les points U (pour une frontière Sud ou Nord). Typiquement, dans GLAZUR64, le CN va pénétrer dans le domaine au travers de la frontière Est, et en ressortir par la frontière Sud.

Algorithme de radiation/relaxation

Dans NEMO, les frontières ouvertes sont traitées au travers d'une méthode combinant radiation et relaxation envers un jeu de données. Le principe de l'algorithme de radiation est d'appliquer au modèle une contrainte suffisamment forte pour que le domaine intérieur soit influencé par l'extérieur, mais suffisamment faible pour que les perturbations générées dans le domaine soient libres de sortir sans créer de rebonds artificiels d'énergie. Pour ce faire, les contraintes sont différentes pour un flux entrant ou sortant. L'algorithme de radiation est issu de l'équation d'abord proposée par *Orlanski* [1976], puis reprise par *Raymond and Kuo* [1984] et modifiée par *Marchesiello et al.* [2001].

De façon générale, pour une variable pronostique Φ (typiquement un traceur ou un terme de vitesse), on peut écrire l'équation :

$$\Phi_t + C_x \Phi_x + C_y \Phi_y = \frac{1}{\tau_0} (\Phi_{ext} - \Phi) \quad (2.18)$$

Où Φ_t , Φ_x et Φ_y représentent respectivement les dérivées de Φ selon t, x et y. Φ_{ext} est une estimation de l'état de Φ à l'extérieur du domaine, et τ_0 est une constante de temps représentant la relaxation de la variable envers cet état. On peut calculer les vitesses de phase normale (C_x) et tangentielle (C_y) de cette variable :

$$C_x = \frac{-\Phi_t}{(\Phi_x^2 + \Phi_y^2)} \Phi_x \quad \text{et} \quad C_y = \frac{-\Phi_t}{(\Phi_x^2 + \Phi_y^2)} \Phi_y \quad (2.19)$$

Orlanski [1976] considère la vitesse de phase tangentielle nulle, tandis que *Raymond and Kuo*

23. Open Boundary Conditions

[1984]; *Marchesiello et al.* [2001] la prennent en compte. En accord avec *Barnier et al.* [1998], il a été décidé de ne retenir que la vitesse de phase normale aux frontières, mais en conservant Φ_y dans le calcul de C_x . Les équations 2.18 et 2.19 deviennent ainsi :

$$\Phi_t + C_x \Phi_x = \frac{1}{\tau_0} (\Phi_{ext} - \Phi) \quad \text{avec} \quad \begin{aligned} C_x &= \frac{-\Phi_t}{(\Phi_x^2 + \Phi_y^2)} \Phi_x \\ C_y &= 0 \end{aligned} \quad (2.20)$$

La vitesse de phase de la vitesse normale est appliquée à tous les termes (traceurs et vitesse), pour éviter de calculer trop de vitesses de radiation indépendantes. Elle est calculée sur les deux points de grilles les plus proches des frontières à l'intérieur du domaine, et sur les trois pas de temps précédents [*Barnier et al.*, 1998].

La condition appliquée sera différente selon la direction de la vitesse de phase normale à la frontière, avec des coefficients de relaxation différents. Ainsi par exemple, dans le cas d'une frontière Est (typiquement zone d'entrée du CN dans GLAZUR64), si C_x est positif (sortant), une condition de radiation associée à de la relaxation est utilisée; si C_x est négatif (entrant), seule la relaxation envers le forçage externe est appliquée :

$$\begin{aligned} \Phi_t &= -C_x \Phi_x + \frac{1}{\tau_o} (\Phi_{ext} - \Phi) && \text{pour} && C_x > 0 \\ \Phi_t &= \frac{1}{\tau_i} (\Phi_{ext} - \Phi) && \text{pour} && C_x < 0 \end{aligned} \quad (2.21)$$

Le domaine est ainsi considéré comme un bassin fermé, où des vitesses normales aux frontières ouvertes sont autorisées. La bathymétrie doit être constante sur au moins les 4 points de grille avant la frontière, pour s'assurer que la condition de radiation soit calculée de façon consistante. Une frontière ouverte peut être synonyme de puits ou de source, puisque chaque frontière fonctionne séparément. Une correction est ainsi appliquée à chaque pas de temps pour s'assurer que le volume d'eau dans le domaine est constant. Cette correction permet également d'équilibrer les effets d'évaporation et/ou de précipitation.

Choix de la valeur du coefficient de relaxation

Il est conseillé de choisir τ_i de l'ordre de la journée si le flux prescrit a une fréquence quotidienne, ce qui permet de rester proche du flux externe, tout en s'assurant la stabilité numérique. τ_o est choisi plus grand, afin de laisser sortir les perturbations du domaine, mais en conservant tout de même un rappel vers le forçage externe. Typiquement ce pas de temps est choisi plus grand que les échelles de temps turbulentes, soit 1 000 jours [*Madec*, 2008]. Mais les configurations NEMO traditionnelles n'étant pas aux mêmes échelles spatiales que GLAZUR64, ces ordres de grandeur ne sont pas forcément pertinents dans notre cas. Il est donc nécessaire d'estimer les coefficients de relaxation adéquats pour notre configuration.

Deux simulations test ont été effectuées avec des coefficients de relaxation différents, avec un forçage externe issu de MED12. La première simulation a un coefficient de radiation entrant de 10 jours, afin de laisser entrer le flux externe sans toutefois imposer une contrainte totale au domaine, et le coefficient pour un flux sortant a été choisi de l'ordre d'une année (365 jours),

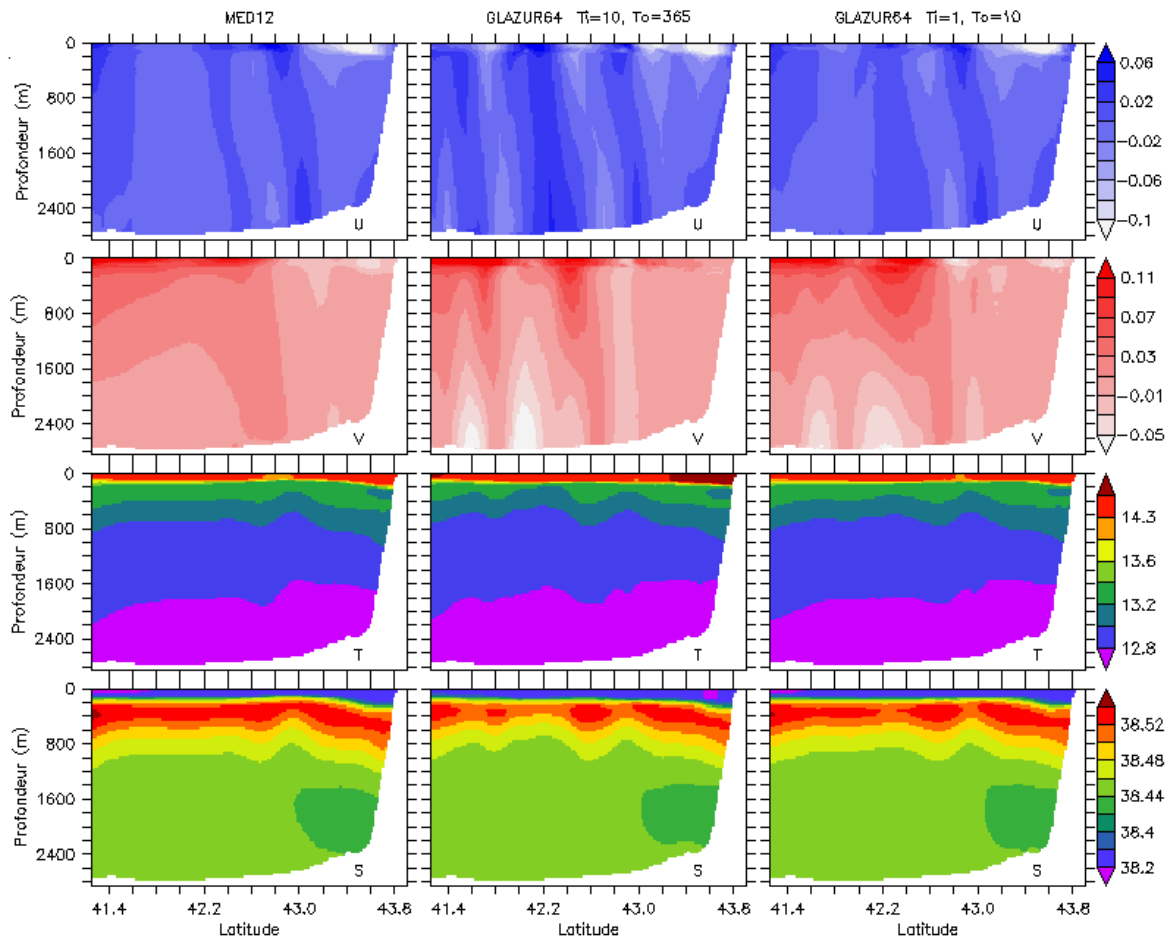


Figure 2.9 – Impact de la valeur du coefficient de radiation sur la vitesse et le champ de masse de GLAZUR64 le long de la frontière Est. De gauche à droite, courants, température et salinité le 2 février 2007 pour : la simulation MED12, une simulation GLAZUR64 avec des coefficients de radiation $\tau_i = 10$ et $\tau_0 = 365$, et une simulation GLAZUR64 avec des coefficients de radiation $\tau_i = 1$ et $\tau_0 = 10$.

pour laisser librement sortir les perturbations de GLAZUR64, avec un rappel au forçage extérieur faible. Pour l'autre simulation, des temps de rappel plus forts ont été choisis : 1 jour pour un flux entrant (soit une contrainte totale), et 10 jours pour un flux sortant.

Les figures 2.9 et 2.10 montrent, pour le 2 février 2007, le forçage issu de MED12 imposé à GLAZUR64 (colonne de gauche), et la solution au premier point de grille intérieur de GLAZUR64 pour la configuration avec des temps de rappel faibles (colonne centrale) et forts (colonne de droite), pour les frontières Est et Sud respectivement. On y constate que la configuration avec des temps de rappel forts est plus proche de la solution externe, tant au niveau dynamique qu'hydrologique : les champs de vitesse à la frontière Est sont quasi-constants au large du domaine (hors du CN) et en accord avec MED12, tandis que la simulation moins contrainte présente une dynamique beaucoup plus complexe (Fig. 2.9). Le long de la frontière Sud, par laquelle le CN sort du domaine, nous retrouvons encore une fois une dynamique plus complexe pour la simulation avec des temps de rappel faibles (Fig. 2.10). La position des masses d'eau, notamment les LIW, reconnaissables par leur forte salinité, semble fortement conditionnée par le forçage externe.

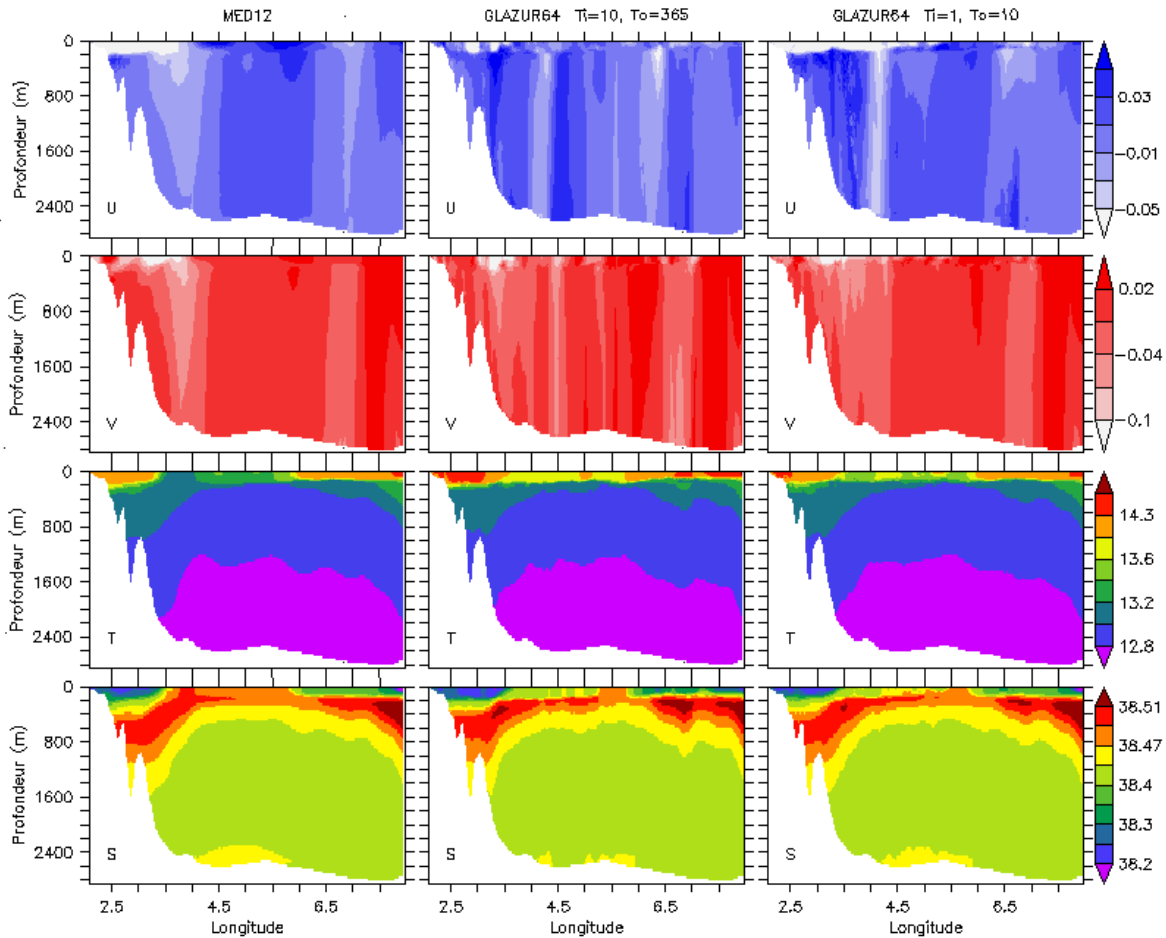


Figure 2.10 – Impact de la valeur du coefficient de radiation sur la vitesse et le champs de masse de GLAZUR64 le long de la frontière Sud. De gauche à droite, courants, température et salinité le 2 février 2007 : la simulation MED12, une simulation GLAZUR64 avec des coefficients de radiation $\tau_i = 10$ et $\tau_0 = 365$, et une simulation GLAZUR64 avec des coefficients de radiation $\tau_i = 1$ et $\tau_0 = 10$.

La figure 2.11 représente les champs de vitesse, température et salinité moyennés sur 150 m pour MED12 et les deux configurations testées, nous permettant de vérifier l'emboîtement entre configurations. On y observe que loin des frontières, les deux simulations GLAZUR64 sont relativement similaires, notamment sur le plateau du Golfe du Lion et le long du CN. Mais elles présentent des différences près des frontières et au large du domaine, là où le forçage appliqué a le plus de poids. Le CN et les champs de masse simulés par la configuration avec des temps de rappel forts s'emboîtent bien avec MED12. La simulation avec des temps de rappel plus faibles présente de fortes discontinuités au niveau des frontières avec MED12 : à l'Est, les eaux entrantes du CN sont plus chaudes et moins salées que le forçage externe, avec l'apparition d'une double branche de circulation, et au Sud on observe clairement une discontinuité entre les courants des deux solutions.

On constate ainsi que la simulation avec des temps de rappel élevés permet d'imposer une contrainte plus forte par le forçage externe, ce qui améliore considérablement l'emboîtement des solutions. Le long de la frontière Sud sont souvent observées des intrusions de courant, correspondant à la branche de retour du CN qui s'écoule au Nord des îles Baléares. Il est donc

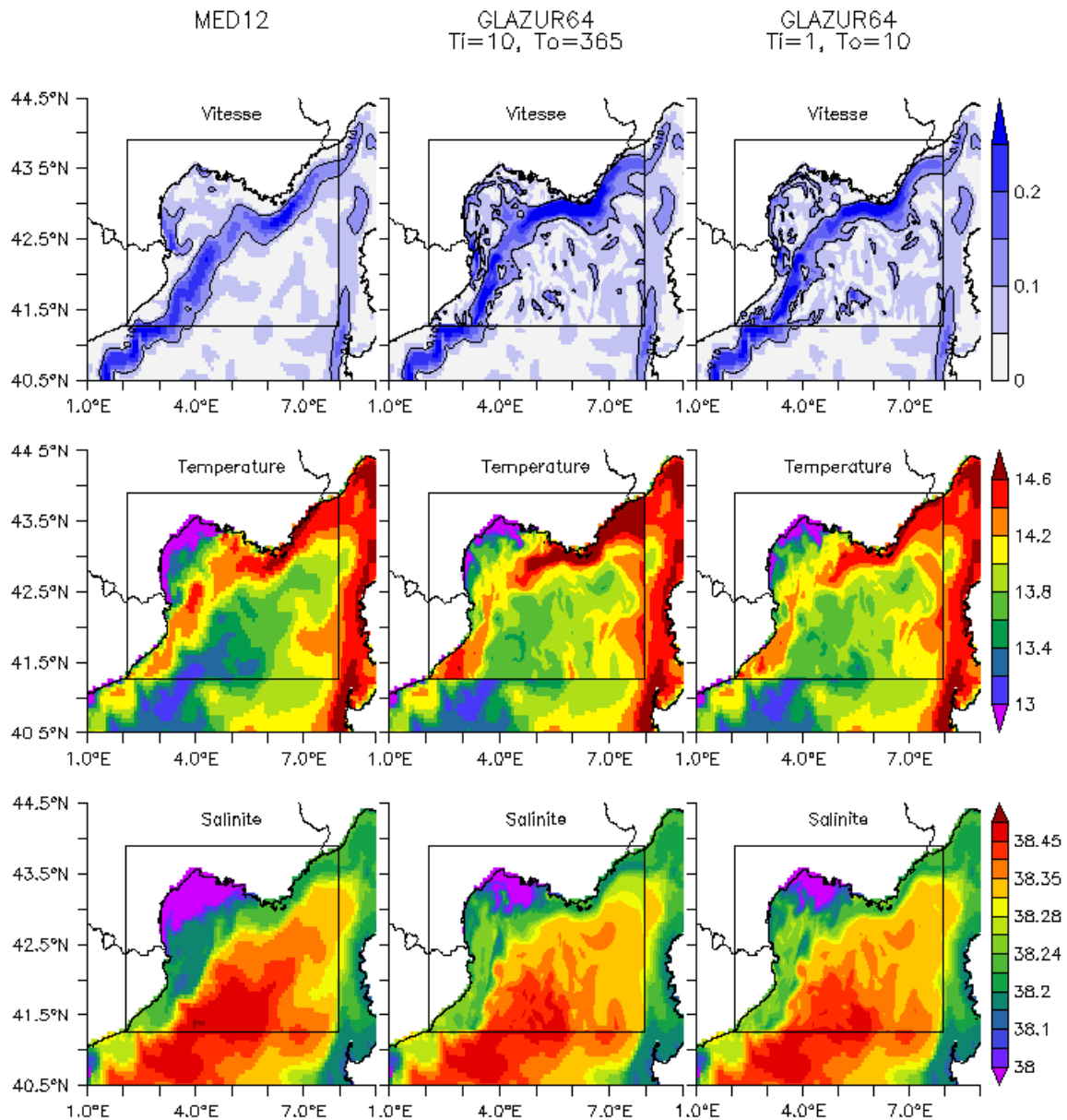


Figure 2.11 – Impact de la valeur du coefficient de radiation sur l’emboîtement des simulations. Courant, température et salinité (de haut en bas) moyennés sur 150 m pour 3 simulations : MED12, une simulation GLAZUR64 avec des coefficients de radiation $\tau_i = 10$ et $\tau_o = 365$, et une simulation GLAZUR64 avec des coefficients de radiation $\tau_i = 1$ et $\tau_o = 10$ (de gauche à droite). La date est le 2 février 2007.

important de s’assurer que ces flux entrants soient bien représentés, ainsi que l’entrée du CN le long de la frontière Est. Le choix du coefficient de relaxation entrant τ_i de l’ordre de la journée, en accord avec *Treguier et al.* [2001], va conditionner fortement la solution et permettre de laisser entrer la totalité du flux. Les jeux de données utilisés aux frontières ayant une fréquence quotidienne, la condition de relaxation appliquée est bien en phase avec le forçage externe. GLAZUR64 avec des temps de rappel forts possède ainsi un CN très bien emboîté avec la solution externe, tant à la frontière Est qu’à la frontière Sud.

Les simulations présentées dans le reste de ce travail de thèse auront des coefficients de

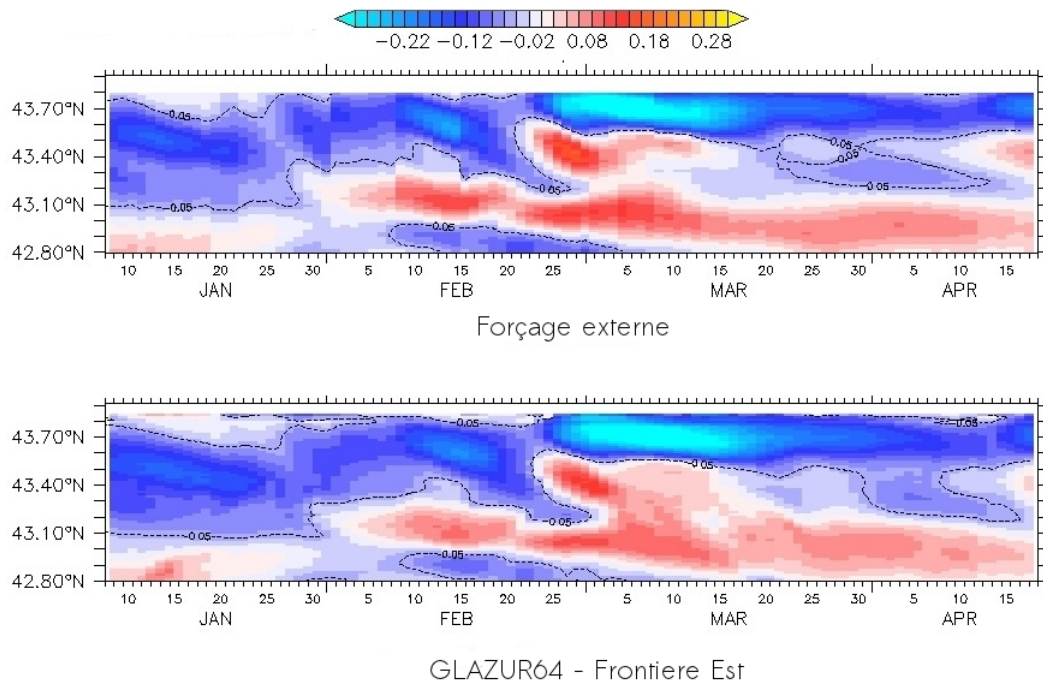


Figure 2.12 – Vitesse zonale du CN moyennée sur 300 m le long de la frontière Est, pour le début d'année 2011. L'isoligne représentant le CN (0.05 m/s) est représenté. En haut : forçage externe appliqué à la frontière ; en bas : configuration GLAZUR64 à 2 points à l'intérieur du domaine.

radiation tels que $\tau_i = 1$ jour et $\tau_o = 10$ jours. Bien évidemment, comme cette paramétrisation augmente l'impact du forçage externe, il est nécessaire de s'assurer de la bonne qualité de ce dernier (notamment en terme d'intensité et de positionnement du CN).

Condition pour définir la direction du flux

Le choix d'utiliser la direction de la vitesse de phase pour appliquer la condition de radiation/relaxation est discutable. En effet, les vitesses de phase du modèle ressemblent parfois à un bruit blanc [Treguier et al., 2001]. Une solution serait de calculer cette vitesse de phase sur plus de points à l'intérieur du domaine, pour capter un flux plus représentatif du flux moyen [Treguier et al., 2001].

La figure 2.12 montre la vitesse zonale du CN simulée par le forçage externe appliqué le long de la frontière Est (simulations MERCATOR pour l'année 2011) et simulée par GLAZUR64 (OBC définie par le signe de C_x). On observe que le CN entrant dans GLAZUR64 est très proche de la simulation MERCATOR, laissant penser que la condition s'applique de façon satisfaisante.

Il est donc décidé de conserver l'OBC basée sur le signe de C_x , puisque qu'il semble que le flux du CN est ainsi correctement paramétré. Cependant, dans le cas de flux d'intensité plus faible (processus hors du CN), il se peut que cette condition présente un côté aléatoire, mais négligeable à côté de la nécessité de représenter de façon correcte le CN.

Variables prescrites aux frontières

Les variables concernées par l'algorithme de radiation sont traditionnellement dans NEMO les champs de masse (T,S) et la vitesse normale aux frontières. Dans le cas d'une surface libre

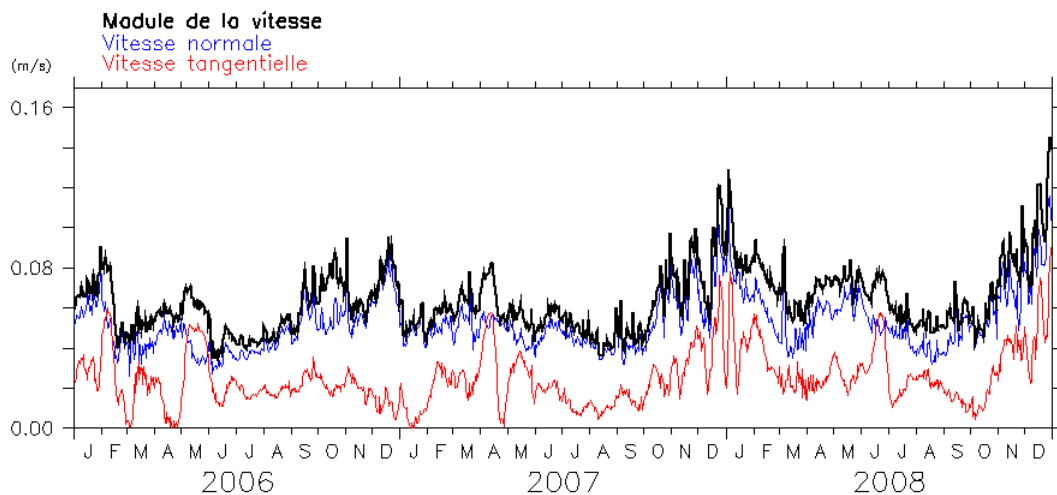


Figure 2.13 – Intensité du CN prescrit par le forçage externe (MED12) le long de la frontière Est ($7,9^{\circ}\text{E}$) de 2006 à 2008. Moyenne sur une boîte allant de $43,28^{\circ}\text{N}$ à $43,9^{\circ}\text{N}$ et sur 300 m, ce qui correspond à la région où s’écoule le CN. En noir : module de la vitesse. En bleu : vitesse zonale (normale) absolue. En rouge : vitesse méridienne (tangentielle) absolue.

filtrée, on considère que le gradient de SSH est nul dans la direction normale à la frontière [Marchesiello *et al.*, 2001] (dans le cas d’un toit rigide, il est nécessaire de prescrire des données de SSH et de vitesse barotrope).

Le choix de ne prescrire que la composante normale de la vitesse à la frontière dans NEMO découle simplement du fait que des vitesses tangentielles ne sont pas toujours disponibles, notamment pour des modèles à grande échelle, pour lesquels NEMO a été développé originellement [Treguier *et al.*, 2001]. Dans notre cas, l’influence des conditions latérales est très forte : le flux au travers de la frontière Est conditionne fortement l’intensité et la position du CN. Comme montré sur la figure 2.13, la vitesse normale du courant est la principale composante de la vitesse. Cependant, la vitesse tangentielle n’est pas négligeable, et il arrive même que le CN pénètre dans le domaine avec une composante tangentielle plus importante que la composante normale, comme par exemple en mai 2006. Ces événements de pénétration du CN dans GLAZUR64 avec une direction Sud-Ouest arrivent notamment en hiver et au printemps. Afin de conserver de façon fidèle la variabilité du courant, nous avons donc décidé de ne pas seulement prendre en compte la vitesse normale aux frontières, mais également la vitesse tangentielle.

Forçages océaniques utilisés

Le forçage aux frontières a évolué depuis les premières simulations de Langlais [2007] pour GDL64 et Ourmières *et al.* [2011] pour GLAZUR64. Sur la période 1998-2001, le forçage océanique utilisé est une configuration au $1/16^{\circ}$ (soit 5 km) avec 43 niveaux verticaux (allant de 6 m en surface à 200 m au fond), nommée MED16²⁴ [Béranger *et al.*, 2010]. Elle est forcée en surface par des réanalyses ERA40 issues de ECMWF, avec une résolution spatiale de 50 km [Uppala *et al.*, 2005]. Les sorties modèle ont une fréquence temporelle de 5 jours. MED16 est

24. Méditerranée au $1/16^{\circ}$

une configuration NEMO, avec une paramétrisation en *noslip*, un toit rigide, et un opérateur biharmonique pour la diffusion horizontale. Cette configuration a été utilisée notamment pour des études de plongée d'eau dense en Méditerranée Nord-Ouest [Béranger et al., 2010], de circulation dans le bassin Levantin [Alhammoud et al., 2005], ou encore pour l'étude du transport à travers les principaux détroits méditerranéens [Béranger et al., 2005].

MED16 a été développée dans le cadre du projet SiMED. La configuration MED12, avec une résolution de $1/12^\circ$ (soit entre 6 et 8 km) et 50 niveaux verticaux (dont 23 sur les premiers 100 m), a été développée après MED16, dans la volonté de normaliser l'effort de recherche sur les modèles de bassin au $1/12^\circ$. Le schéma de fermeture turbulente TKE est utilisé pour le terme de diffusion verticale [Blanke and Delecluse, 1993], mais la valeur du coefficient de diffusion verticale peut être modifiée en cas d'instabilité [Barnier et al., 2006], et la paramétrisation latérale est en *noslip*. Les forçages atmosphériques proviennent d'un *downscaling* de WRF²⁵, avec une résolution spatiale de 20 km et une fréquence temporelle de 3 h. Plus d'informations peuvent être trouvées dans l'article de Lebeaupin-Brossier et al. [2011].

MED12 a été notamment utilisée en Méditerranée Nord-Ouest pour des études de convection d'eau profonde [Beuvier et al., 2012] ou de sensibilité de la circulation côtière aux forçages atmosphériques [Lebeaupin-Brossier et al., 2011, 2012a,b], et nous a été fournie sur la période 2000-2008. Elle a servi de forçage externe à GLAZUR64 sur la période 2006-2008 et une simulation long-terme sur la période 2000-2008 est prévue, mais nécessite d'accéder à des réanalyses ALADIN (forçage atmosphérique) pour les années antérieures à 2006. La perte en résolution spatiale par rapport à MED16 est compensée, comme pour les forçages atmosphériques, par un gain en résolution temporelle : des sorties quotidiennes sont fournies en entrée à GLAZUR64.

Une autre configuration NEMO au $1/12^\circ$ existe en Méditerranée. Il s'agit d'une configuration à visée opérationnelle, développée par MERCATOR, qui couvre la Méditerranée et l'Atlantique Nord. PSY2 possède les mêmes 50 niveaux verticaux que MED12, avec une surface libre filtrée, un schéma de fermeture turbulente TKE, des *partial-steps* au fond et du *partial-slip* le long des frontières latérales [Cailleau et al., 2012]. Contrairement à MED12, cette configuration MERCATOR opérationnelle est associée à un système d'assimilation séquentielle (SAM2), basé sur un filtre de Kalman, qui assimile les données de SST, SLA et profils *in-situ* disponibles sur la plate-forme Coriolis. Depuis 2008, plusieurs versions de cette configuration ont été proposées (Table 2.2). La première, PSY2V3R1 (2008-2010) est forcée en surface par ECMWF avec une résolution spatiale de 16 km et une fréquence quotidienne, à l'aide des routines bulk *clio* de NEMO. Fin 2010, PSY2V3R1 a été remplacée par PSY2V4R1. La principale différence réside dans une mise à niveau importante des forçages atmosphériques : la fréquence temporelle passe à 3 h et les forçages sont inclus au travers des formules bulk (les mêmes que celles utilisées dans GLAZUR64). Enfin la version PSY2V4R2 (juin 2011) propose principalement une amélioration de son système d'assimilation. Les configurations MERCATOR sont utilisées pour forcer GLAZUR64 sur les périodes plus récentes, de 2008 à 2012, en association avec les forçages atmosphériques ALADIN.

Il est important de noter que le fait de choisir des configurations issues du code de calcul NEMO en forçage latéral est un avantage, puisque cela nous assure que le noyau physique de

25. Weather Research and Forecasting

	GLAZUR64	MED12	MERCATOR PSY2V4R1
Domaine	Golfe du Lion et Côte d'Azur	Méditerranée	Atlantique Nord et Bassin occidental Méditerranéen
Résolution horizontale	1/64°	1/12°	1/12°
Coordonnées Verticales	Z - Partial steps (130 niveaux)	Z (50 niveaux)	Z - Partial steps (50 niveaux)
Pas de temps	60 s	720 s	720 s
Mélange vertical	TKE	TKE	TKE
Frottement latéral	Freeslip	Noslip	Partial-slip
Forçage atmosphérique	ALADIN (9,5 km, 3 h), formules Bulk	WRF (20 km, 3 h)	ECMWF (16 km, 3 h), formules Bulk
Surface	Surface libre filtrée	Surface libre filtrée	Surface libre filtrée
Assimilation	Non	Non	Oui (SAM2)
Frontières ouvertes	2 (Sud et Est du domaine), forcées par MED12 ou MERCATOR PSY2	Zone tampon au niveau du détroit de Gibraltar avec relaxation envers une climatologie	2 (Nord et Sud du domaine), forcées par PSY3 (global, 1/4°)

Table 2.1 – Paramétrisation générale des principales configurations utilisées : GLAZUR64 (paramétrisation de référence), MED12, et MERCATOR-PSY2V4R1

PSY2: Atlantic and Mediterranean at 1/12°			
System name	Model	Assimilation	status
PSY2V3R1	NATL12 LIM2 NEMO 1.09 (Tropical, North Atlantic and Mediterranean Sea, 1/12° horizontal resolution, 50 vertical levels) Daily atmospheric forcing, bulk CLIO.	Assimilating RTG-SST, SLA from Jason 1, Jason 2 and Envisat, in situ profile from CORIOLIS with SAM2 (SEEK Kernel)	Operated weekly, with daily updates of atmospheric forcing
PSY2V4R1	NATL12 LIM2 NEMO 3.1 (Tropical, North Atlantic and Mediterranean Sea, 1/12° horizontal resolution, 50 vertical levels) 3-hourly atmospheric forcing , bulk CORE.	Assimilating RTG-SST, SLA from Jason 1, Jason 2 and Envisat, in situ profile from CORIOLIS with SAM2 + IAU and bias correction	In transition to weekly operation (15/12/2010), with daily updates of atmospheric forcing

Table 2.2 – Description synthétique des versions du système PSY2 de MERCATOR utilisées dans ce travail de thèse. En jaune, les principales améliorations apportées à la version la plus récente (Table issue de QuO Va Dis ? [2010b]).

la configuration emboîtée est identique à celui de la configuration de bassin. De plus, les forçages atmosphériques des deux configurations, bien qu'étant issus de modèles différents, ont la même fréquence temporelle. Cela nous assure une certaine continuité entre les deux configurations, malgré le saut de résolution apporté en passant du $1/12^\circ$ au $1/64^\circ$, et limite l'apparition d'éventuels problèmes liés à de tels *downscalings* [Auclair et al., 2001]. La table 2.1 récapitule la paramétrisation générale de GLAZUR64 et des deux principales configurations au $1/12^\circ$ utilisées dans ce travail de thèse, MED12 et PSY2V4R1.

2.2.3.4 Condition initiale et estimation de la durée du spin-up

Lors du démarrage d'une simulation, le modèle est initialisé avec des champs de masse (température et salinité). Aucun champ de vitesse n'est donné en entrée, et c'est à travers l'ajustement géostrophique des masses d'eau que va naître la circulation générale de la simulation. Le modèle nécessite donc un temps d'ajustement (ou *spin-up*) pour adapter ces champs de masse à la nouvelle grille et aux forçages atmosphériques, ainsi que pour recréer les champs de vitesse géostrophique. Différentes causes de *spin-up* existent. La première correspond à l'ajustement des flux de surface à la configuration. Comme il s'agit de forçages à haute-fréquence, cet ajustement est assez rapide. L'autre ajustement est de type dynamique : la position des masses d'eau va induire des courants géostrophiques, par ajustement entre les forces de pression et de Coriolis. Il est nécessaire de s'assurer que la configuration soit bien à l'état d'équilibre avant d'exploiter les sorties. Typiquement, la durée de *spin-up* est variable selon la configuration, et peut varier de plusieurs années dans le cas d'une configuration globale ou climatologique [Somot et al., 2006], à deux semaines pour des configurations opérationnelles [Cailleau et al., 2010].

Dans le cas de GLAZUR64, deux simulations jumelles ont été conduites avec des conditions initiales différentes afin d'estimer la durée de *spin-up* (RUN1 initié au 20 juin 2011, RUN2 au 1^{er} novembre 2011). En supposant que RUN1 est déjà à l'équilibre lorsque RUN2 est initialisée, les deux simulations sont comparées pour évaluer au bout de combien de temps elles convergent. Toutes deux ont été initialisées à partir des champs de masse quotidiens moyennés issus de MERCATOR, respectivement au 20 juin 2011 et au 1^{er} novembre 2011.

La SST est un bon indicateur de l'ajustement du modèle aux forçages atmosphériques. L'erreur de moyenne quadratique (ou RMSE²⁶) entre la simulation à l'état d'équilibre RUN1 et la simulation en *spin-up* RUN2 permet d'étudier la convergence entre les 2 simulations (Fig. 2.14). On observe une divergence entre les deux simulations début novembre, avec une RMSE moyenne de l'ordre de $0,08^\circ\text{C}$ au bout de 15 jours. Cette différence diminue ensuite progressivement jusqu'à atteindre un état relativement stationnaire avec des écarts moyens de température inférieurs à $0,02^\circ\text{C}$ fin janvier, soit au bout de 3 mois de simulations. On peut alors considérer que l'écart de SST entre les deux simulations est négligeable. Cependant, dès le mois de décembre, les écarts de température de surface sont faibles, et la simulation peut être exploitable en fonction du processus étudié. La comparaison des champs de température sur la couche de surface (0 – 150 m) ou encore sur toute l'épaisseur du domaine donnent des résultats semblables, ainsi que les champs de salinité.

L'état d'équilibre dynamique de la simulation est plus délicat à estimer. L'ajustement géo-

26. Root Mean Square Error

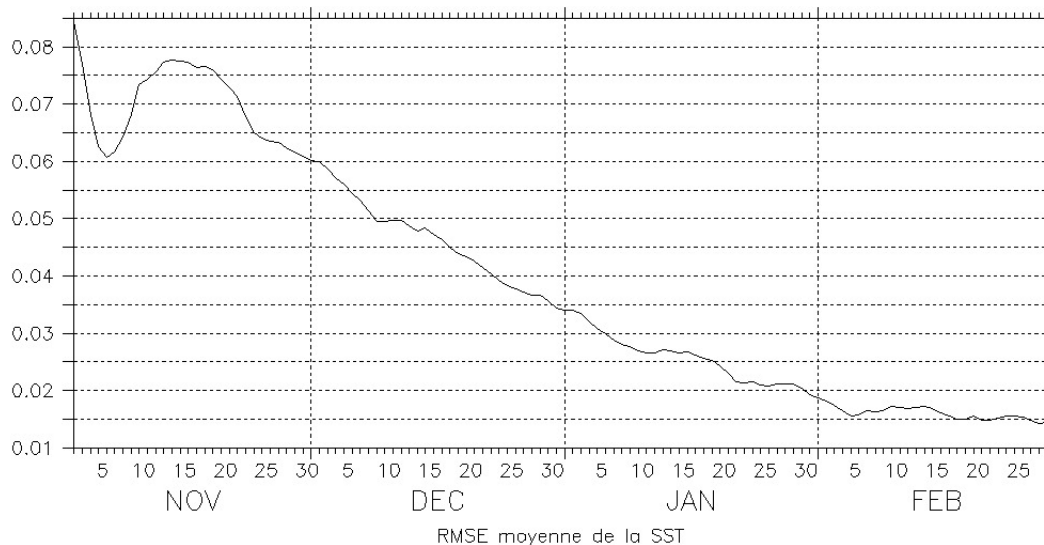


Figure 2.14 – *RMSE de la la SST entre RUN1 et RUN2, moyennée sur tout le domaine, sur toute la durée du RUN2.*

strophique du CN est très rapide (quelques jours), ce qui permet d’avoir rapidement une idée de la dynamique générale dans le domaine, mais les structures méso-échelle telles que les instabilités du CN sont très sensibles à la CI²⁷. Il est donc très difficile de retrouver des champs strictement similaires entre deux simulations, notamment en ce qui concerne la méso à sub-méso-échelle. Les deux simulations convergent assez rapidement sur le plateau du Golfe du Lion (environ 1 mois), car la circulation y est principalement influencée par les vents. Les tourbillons créés entre le CN et la côte sont également observés rapidement dans les deux simulations, car ils sont principalement dépendants des battements du CN (et donc du forçage externe). Au large, en l’absence de courant dominant, l’activité méso-échelle est beaucoup plus complexe : la prescription de la condition aux frontière dépend du signe de la vitesse de phase et donc les processus à méso-échelle y sont moins contraints.

Un diagnostic de niveau d’énergie (E_c ²⁸ ou EKE ²⁹) est difficilement utilisable lorsque le *spin-up* prend place en hiver, car l’énergie dégagée par la forte activité tourbillonnaire saisonnière est plus forte que celle produite par l’effet de *spin-up*. Dans notre cas, l’ E_c du RUN2 à 70 m (pour s’affranchir de l’effet des vents) est supérieure à celle du RUN1 au 1^{er} novembre, ce qui peut s’expliquer par l’ajustement dynamique de la solution (Fig. 2.15). Les courbes d’ E_c moyennes vont ensuite se rejoindre mi-novembre, laissant penser que l’état d’équilibre de la solution est déjà atteint. Cependant, lorsque l’hiver avance et que les simulations se mettent à générer plus de méso-échelle, le niveau d’ E_c entre les simulations se remet à diverger, étant plus important en janvier dans RUN2, et en février dans RUN1. Il est ainsi difficile de conclure à partir de tels diagnostics sur la durée d’ajustement de la solution.

Il est important de noter que la durée du *spin-up* dépend fortement de la Condition Initiale (CI) utilisée : plus celle-ci est cohérente avec les forçages, plus le *spin-up* sera rapide. C’est pourquoi il a été décidé d’utiliser les champs T,S issus des modèles au 1/12° utilisés aux frontières,

27. Condition Initiale

28. Énergie Cinétique

29. Eddy Kinetic Energy, ou énergie cinétique des tourbillons

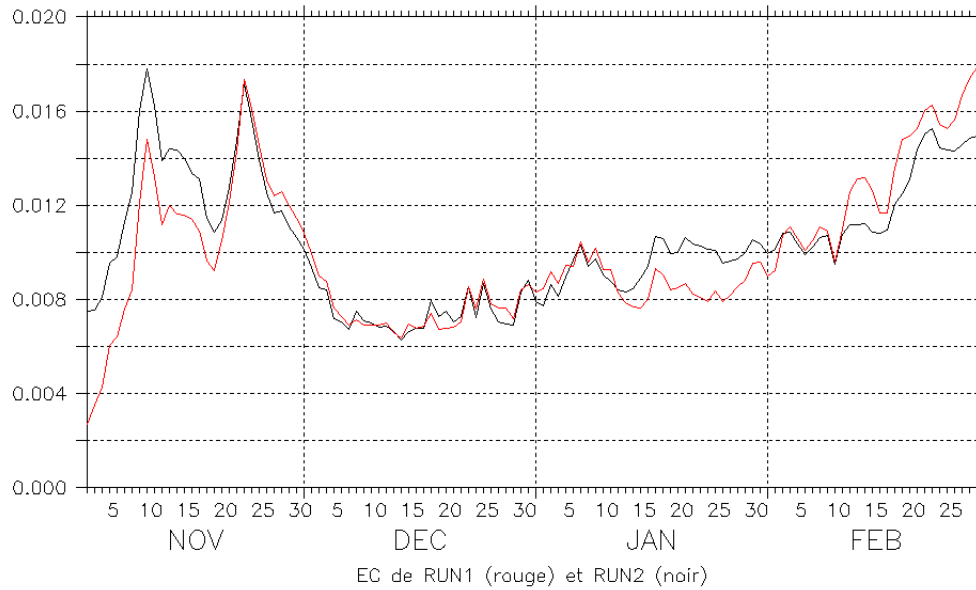


Figure 2.15 – Évolution de l'énergie cinétique moyenne sur le domaine de RUN1 (rouge) et RUN2 (noir), à 70 m de fond.

moyennés sur la journée ou au mois, et interpolés sur la grille de GLAZUR64. La date à laquelle débute la simulation joue également un rôle important. La région présente une forte variabilité saisonnière, avec beaucoup de mélange et de méso-échelle en hiver, et un état stratifié en été. L'étude menée ici ne permet donc que d'avoir une estimation de l'ordre de grandeur de ce *spin-up* (entre 2 et 4 mois) : il doit être ré-évalué qualitativement et quantitativement pour chaque simulation, en fonction de la date de début de la simulation et du type de processus que l'on souhaite étudier.

2.3 Mesures et observations

Ce travail de thèse s'appuie non seulement sur la modélisation à haute résolution, mais aussi sur les observations, indispensables pour connaître de façon précise et réelle l'hydrodynamique des océans. La diversité des instruments couvrant la mer Méditerranée permet d'obtenir des informations à diverses échelles spatio-temporelles, allant du profil vertical simple (à très haute-résolution verticale mais extrêmement localisé) aux observations satellites (grande couverture synoptique mais limitée en surface), en passant par les profils verticaux le long d'une trajectoire (bouées dérivantes, instruments montés sur bateau,...). La complémentarité et la quantité des observations disponibles sur le domaine d'étude permettent une vue globale de la dynamique méditerranéenne au large des côtes françaises. L'effort de mise à disposition des données par les différents acteurs nous permet de pouvoir échantillonner la zone d'étude avec une forte résolution spatiale (tant sur l'horizontale que sur la verticale) et temporelle. Les observations présentées dans cette section serviront non seulement à étudier la dynamique régionale, mais aussi à valider le réalisme des simulations numériques utilisées.

2.3.1 Un rapide historique de la mesure océanographique

C'est avec le développement de la navigation que sont apparues les premières mesures *in-situ*, dès le XIX^{ème} siècle, notamment avec des expéditions telles que celle menée par l'explorateur James Clark Ross en Antarctique, qui serait le premier à avoir effectué des sondages à grande profondeur [Ross, 1847]. La mesure *in-situ* est restée longtemps le seul outil d'observation des océans, avec des technologies toujours plus avancées, jusqu'à l'arrivée des satellites de mesure dans la seconde partie du XX^{ème} siècle. Les campagnes en mer sont indispensables à l'océanographe et la diversité des instruments embarqués à bord permet de connaître non seulement la composition des masses d'eaux rencontrées, mais également leur dynamique. La limitation spatiale des mesures (aux alentours du navire) est compensée par un bon échantillonnage des données sur la verticale et la possibilité d'effectuer les mesures en des lieux choisis. La possibilité d'embarquer des instruments variés fait de la campagne océanographique l'un des outils privilégiés pour les observations *in-situ*. Cependant, ces missions sont limitées par leur coût, et par des restrictions techniques concernant leur route (par exemple, la région toulonnaise présente une forte activité militaire qui régule l'accès à certaines zones). Il a donc été nécessaire de développer, en parallèle de ces campagnes, des instruments de mesure indépendants dérivant avec le courant ou avec des trajectoires pré-définies. Le développement de moyens de communication à distance (Iridium, GPS³⁰,...) a facilité le lâcher d'instruments autonomes. Les campagnes en mer offrent l'opportunité de mettre à l'eau ces instruments, en complément des mesures effectuées sur le navire océanographique.

La naissance des observations satellites a marqué le début d'une nouvelle ère pour l'océanographie. Les premières observations eurent lieu dès le début de la deuxième partie du XX^{ème} siècle, lors des programmes *Mercury*, *Gemini* et *Apollo* de la NASA³¹. Les scientifiques prirent alors conscience du potentiel des mesures satellites, et les satellites artificiels dédiés à l'observation de l'environnement firent leur apparition. Les satellites dits océanographiques ou météorologiques sont équipés de divers instruments de mesure qui permettent d'évaluer l'état de la mer en surface, à partir du rayonnement électromagnétique émis par la surface terrestre. Aujourd'hui la multitude d'instruments embarqués permet de recueillir des informations sur la hauteur de mer, la température de surface et la concentration en Chlorophylle *a* notamment. Mais la télédétection à distance ne consiste pas uniquement en des observations satellites à l'échelle planétaire. Les radars, installés sur des sites fixes ou embarqués à bord d'avions, sont capables de mesurer la composition de l'atmosphère et l'état de la surface de mer avec une grande précision. Les instruments de télédétection à distance sont des outils très puissants, avec une grande résolution spatio-temporelle. Cependant, leurs observations sont limitées à la surface de l'océan, les ondes électromagnétiques ne pouvant pas se propager dans le milieu marin.

2.3.2 Réseaux d'observations et bases de données

Afin de mettre en commun les nombreuses mesures de l'océan et de coordonner les efforts d'observation, différents réseaux et bases de données ont été mis en place. Les données qui seront présentées dans cette section et utilisées dans le cadre de ce travail de thèse proviennent pour la

30. Global Positioning System

31. National Aeronautics and Space Administration

plupart des bases de données Coriolis et MyOcean, ou sont issues de campagnes en mer réalisées par la communauté scientifique ou dans le cadre du réseau MOOSE.

Soutien aux différents projets français et européens, le réseau MOOSE a pour objectif de mettre en place un système d'observation côtière et hauturière en mer Méditerranée. Relié au chantier MISTRALS, son objectif est de fournir la coordination technique nécessaire au suivi de l'évolution à long-terme (plus de 10 ans) des masses d'eau en Méditerranée Nord-Occidentale, dans un contexte de réchauffement climatique et de croissance anthropique forte. Le réseau MOOSE s'étend sur le bassin Nord-occidental et fournit un ensemble d'observations à toutes les échelles. Il regroupe des mesures à haute-résolution temporelle (mouillages, radars) combinées à des mesures issues de plateformes mobiles (gliders, navires, flotteurs,...), afin de fournir une vision la plus synoptique possible des processus hydrodynamiques du bassin. La mise en réseau de tous les moyens d'observations de l'océan existants est associée à un suivi des apports fluviaux et des dépôts atmosphériques.

Deux zones clés, où surviennent des processus sensibles avec une forte variabilité inter-annuelle, ont été identifiées et font l'objet d'une couverture renforcée. Tout d'abord la région du Golfe du Lion, dans laquelle un fort refroidissement hivernal des eaux de surface par les vents continentaux génère un phénomène de convection d'eaux denses, et ensuite le bassin Ligure, dans lequel prend naissance le CN. Dans la région du Golfe du Lion, 3 mouillages profonds ont été mis en place, qui mesurent en continu température, salinité et vitesse du courant. L'un est situé au large du Golfe, à l'emplacement de la bouée Météo-France GOLFE, tandis que les deux autres ont été implantés respectivement dans les canyons du Planiers (au large de Marseille) et de Lacaze-Duthiers (mouillage MOLA, au large du cap Créus). Des radiales glider sont effectuées de façon régulière entre les mouillages des canyons et celui du large, pour prendre des mesures de température, salinité, oxygène et chlorophylle. Dans la région Ligure, deux mouillages stratégiques ont été implantés, le long du CN. Le premier est situé à l'emplacement de la bouée DYFAMED³², au large de Nice, et le second au sud de la région toulonnaise, sur le site ANTARES. Des radiales glider ainsi que des suivis mensuels par navire (permettant d'obtenir des transects de vitesse par ADCP) sont effectués entre Nice et le site DYFAMED, permettant ainsi de connaître régulièrement les caractéristiques hydrologiques et dynamiques du CN. De plus, des radars haute-fréquence ont été implémentés dans la région toulonnaise et fournissent des cartes de courant de surface avec une fréquence horaire. En parallèle de ces mouillages et des suivis mensuels par navire ou glider, une flotte de bouées de type ARGO a été lâchée dans le bassin.

La diversité et la quantité des mesures ne sont un avantage que si elles sont mises de façon efficace à la disposition des scientifiques, par exemple à travers la mise en place d'une base de données commune facilement accessible, ce qui est le cas de la plateforme Coriolis. Cette base de données est une initiative française datant de 2001, destinée à l'origine à fournir des données de façon régulière et complète aux centres opérationnels du SHOM³³ et de MERCATOR, notamment à des fins d'assimilation de données. Elle organise et maintient l'acquisition de données *in-situ* nécessaires à l'océanographie opérationnelle, et contribue au projet ARGO en déployant environ 65 flotteurs par an. La structure dans sa forme actuelle date de 2009. Le réseau permet aujourd'hui à la communauté de chercheurs de disposer d'une gamme complète d'observations

32. DYnamique des Flux Atmosphériques en MEDiterranée

33. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

sur toute la surface du globe. Les données sont collectées dans le cadre de campagnes océanographiques (CTD³⁴, Thermosalinographes,...) et à partir d'instruments autonomes (gliders, flotteur, bouées ARGO, ...). Un tel outil est aujourd'hui indispensable pour accéder à des observations non seulement en temps quasi-réel, mais aussi en différé, permettant d'obtenir par exemple à partir d'une seule base de donnée l'ensemble des mesures disponibles dans une région, sur une décade. Les observations sont toutes normalisées dans un format NetCDF, ce qui permet un traitement efficace des données.

En complément de la base de données Coriolis, il est aussi important de citer le programme MyOcean, qui vise à regrouper les données issues de différentes bases de données (dont Coriolis) au niveau européen, fournissant ainsi un portail d'accès unique à toutes les données (observations *in-situ* et satellite ainsi que modélisation).

2.3.3 Données hydrologiques

2.3.3.1 Observation de la surface

Mouillages

Les mouillages permettent d'échantillonner avec une haute fréquence temporelle un point fixe de l'espace. Ce type d'outil permet d'obtenir des informations du point de vue Eulérien sur la variabilité des processus prenant place dans une région. Le long d'une ligne de mouillage, divers instruments peuvent être accrochés (ADCP³⁵, capteur de température et de pression, capteurs biologiques,...), en fonction des besoins. Les données peuvent être récupérées soit par transmission iridium ou à l'aide du système satellite ARGO, ou bien au cours de campagnes dédiées pour relever les capteurs et nettoyer la ligne de mouillage des impuretés et de la biologie qui s'y fixent. Les mouillages peuvent échantillonner tout ou une partie de la colonne d'eau, ou encore être localisés seulement en surface : on parle alors de bouée.

Deux bouées de mesure spécifiques ont été mises en place par Météo-France en Méditerranée Nord-Ouest, pour mesurer de façon continue la pression, la température de l'air et de surface de mer, le vent, ainsi que l'humidité et les vagues, avec une fréquence horaire. La première bouée, AZUR, est ancrée depuis 1999 par 2 300 m de fond à 43,3°N - 7,8°E dans le bassin Ligure, au large de Nice (Fig. 2.16). La seconde bouée, GOLFE, est opérationnelle depuis 2001 et se situe à 42,1°N - 4,7°E, au large du golfe du Lion. La table 2.3 récapitule les périodes sur lesquelles elles seront utilisées pour des comparaisons de SST avec les simulations. En complément de ces deux mouillages, deux autres bouées côtières seront exploitées (bouées NICE et MARSEILLE, figure 2.16 et table 2.3).

Les bouées proposent des données à très haute-résolution temporelle, avec une couverture de plusieurs années. Cela permet une étude statistique de la variabilité inter-annuelle en des points stratégiques (la bouée GOLFE, notamment, est situé dans la zone de convection d'eaux denses MEDOC³⁶). Cependant, ces instruments eulériens ne permettent pas d'avoir une vue globale des processus prenant place autour du point d'étude, et certaines variations des mesures ne peuvent ainsi pas être expliquées sans observations complémentaires.

34. Conductivity Temperature Depth

35. Acoustic Doppler Current Profiler, ou Courantomètre à effet Doppler

36. (Zone de convection) MÉDiterranée OCcidentale

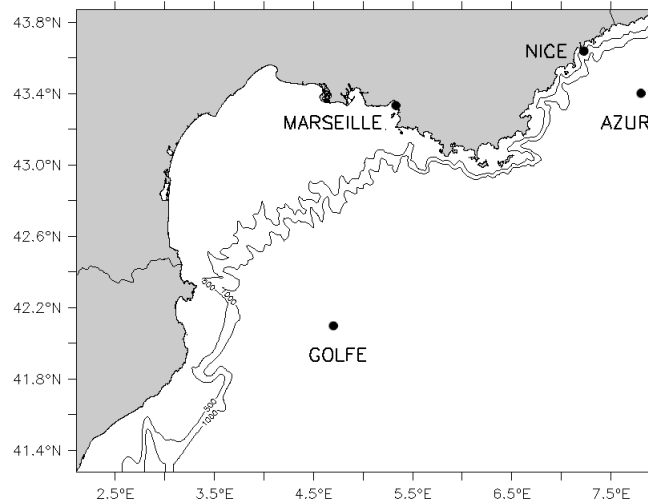


Figure 2.16 – Emplacement des quatre bouées fixes disponibles sur le domaine en 2007-2008.

Bouée	Position	Période de mesure
AZUR	7,8°E - 43,4°N	08/08/2007 - 14/12/2008
GOLFE	4,7°E - 42,1°N	08/08/2007 - 14/12/2008
MARSEILLE	5,34°E - 43,33°N	21/02/2007 - 29/04/2008
NICE	7,23°E - 43,64°N	17/04/2007 - 14/12/2008

Table 2.3 – Périodes de mesure des quatre bouées fixes disponibles sur le domaine en 2007-2008.

La SST des points de grille les plus proches des bouées a été extraite de GLAZUR64, MED12 et des données satellite.

Mesure par satellite

Les instruments embarqués à bord des satellites permettent de capturer l'état de la surface de l'océan et d'apporter une vision synoptique des structures de surface, notamment au travers de mesures de SST ou de couleur de l'eau et concentration en *chlorophylle-a*. Plusieurs satellites sont actuellement en fonctionnement et fournissent à la communauté scientifique des mesures hydrologiques.

La mesure de SST est effectuée à l'aide de radiomètres à Infra-Rouge (IR), mesurant l'émission d'ondes IR sur les premiers millimètres de la surface de l'océan. L'émission d'IR étant liée à la température (rayonnement d'un corps noir), il est ainsi possible de connaître la SST. L'état de l'atmosphère (couverture nuageuse, humidité) influe sur la qualité des données, mais l'amélioration des mesures et le traitement du signal permettent aujourd'hui d'avoir une meilleure couverture. L'observation de cartes de SST permet d'observer des fronts de température, et donc d'identifier les masses d'eau de surface. Dans la zone d'étude, les eaux provenant de mer Ligure ont une signature thermique différente de celles du Golfe du Lion. La trace du CN, les eaux côtières ou encore les remontées d'eau froide le long des canyons (upwellings) sont ainsi identifiables.

La couleur de l'océan est variable dans la gamme du visible (400 – 700 nm), et dépend de la concentration en chlorophylle et autres pigments végétaux présents dans l'eau. Ainsi, plus la concentration de phytoplancton est élevée, plus l'eau est verte. L'étude de la couleur de mer permet ainsi indirectement d'obtenir des renseignements sur la circulation océanique. En effet, le phytoplancton va avoir tendance à se développer dans des eaux froides et riches en nutriments. La répartition de ce phytoplancton permet donc d'identifier les masses d'eau, les courants, processus méso-échelle, phénomènes d'upwelling/downwelling, panaches fluviaux, etc. (e.g. *Forget and André* [2007]). Lors de processus d'upwelling, des eaux froides riches en nutriments remontent à la surface, et sont identifiables sur des cartes de couleur de mer. La concentration en *chlorophylle-a* est également un très bon traceur du panache du Rhône, dont les eaux dessalées sont riches en nutriments et favorisent la prolifération de phytoplancton. À l'inverse, les eaux du CN sont de nature oligotrophe, et sont ainsi identifiables par des concentrations en phytoplancton très faibles.

Une grande quantité de produits satellite L4³⁷ sont mis à la disposition des chercheurs. On peut ainsi citer le capteur SeaWiFS³⁸ (développé par la NASA), embarqué sur le satellite SeaStar, ou encore MERIS³⁹ qui est un spectromètre monté sur le satellite ENVISAT, et qui mesure avec une résolution de 300 m la couleur de l'océan au large et dans les zones côtières. Les spectroradiomètres MODIS⁴⁰, montés en 1999 sur le satellite *Terra*, puis en 2002 sur *Aqua*, mesurent également entre autres la couleur de l'océan, et fournissent une image complète de la surface de la Terre tous les 1 ou 2 jours. Des données de SST satellite et de couleur de mer sont disponibles au travers du projet Medspiration, initiative européenne fondée par l'ESA⁴¹, dont le but est de combiner les mesures indépendantes des différents satellites. Cela permet de disposer d'un jeu de données unique plus précis et de meilleure qualité, à des fins d'assimilation ou de recherche. Les produits L4 Medspiration sont aujourd'hui distribués par diverses agences européennes, et dans le cadre du projet MyOcean. Cependant, ces données ne sont pas encore disponibles sur la période 2007-2008. Ce seront donc des données journalières à haute résolution de SST satellite, interpolées de façon optimale au 1/16°, et traitées par le GOS⁴² (<http://gos.ifa.rm.cnr.it/>), qui seront exploitées dans le chapitre 3.

2.3.3.2 Mesures sur la verticale

Des instruments spécifiques sont embarqués à bord des navires scientifiques, pour des mesures de biologie ou d'hydrodynamique. Parmi ceux-ci, l'outil le plus couramment utilisé par les physiciens est la CTD, qui permet de mesurer des profils verticaux de température, pression, et conductivité (et donc indirectement de salinité). Rattachée à un câble et mise à l'eau lors de stations à l'aide d'une grue, la CTD est l'un des outils les plus efficaces pour mesurer avec une haute résolution les caractéristiques thermohaline des masses d'eau jusqu'à une grande profondeur (les eaux méditerranéennes sous 1 000 m présentent très peu de variabilité). Cependant,

37. Les données satellites hydrologiques ont plusieurs niveaux de qualité, allant de la donnée brute (L1) à la donnée ayant subi plusieurs niveaux de traitement pour l'améliorer (L4).

38. Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor

39. Medium Resolution Imaging Spectrometer

40. Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer

41. European Spatial Agency

42. Gruppo di Oceanografia da Satellite

l'échantillonnage spatial est limité et requiert un arrêt du navire.

Les flotteurs profileurs ARGO sont devenus depuis quelques années un outil indispensable pour l'océanographie mondiale (e.g *Poulain et al.* [2007]; *Taillandier et al.* [2006]; *Smith et al.* [2008] pour la Méditerranée). Équipées du système de transmission par satellite ARGO, créé en 1978 par le CNES⁴³, la NOAA⁴⁴ et la NASA, ces balises CTD sont très économes en énergie et peuvent fonctionner plusieurs mois. Elles équipent ainsi par exemple des bouées dérivantes et des mammifères marins. Forte d'un ensemble de plus de 3 000 flotteurs sur l'océan global, la flotte ARGO effectue des profils de température et de salinité dans l'océan. C'est devenu aujourd'hui un outil indispensable pour les physiciens, malgré quelques limitations : ces bouées dérivant avec le courant, elles ne permettent pas d'échantillonner avec précision une région déterminée, et ne sont pas utilisables en zone côtière ou littorale (risque d'échouage).

Le glider est un nouvel outil qui est apparu cette dernière décennie, en complément des instruments cités plus haut. C'est un véhicule sous-marin autonome, effectuant des trajectoires en dent-de-scie jusqu'à 1 000 m de fond. Véhicule de petite taille, pesant aux alentours de 50 kg, il communique entre deux plongées par liaison satellite avec une base terrestre. Équipé d'un système de ballast pour minimiser l'utilisation des batteries, il peut rester quelques mois en mer, en effectuant des plongées à une vitesse de 10 – 20 cm/s. Lors de ses remontées, espacées de quelques kilomètres, il transmet ses mesures à la base, et peut également recevoir des informations sur une nouvelle trajectoire éventuelle (ou une correction de sa trajectoire). Les gliders embarquent à leur bord des instruments de mesure de température, conductivité et pression, mais aussi des outils de mesure de biologie (Oxygène, fluorescence, mesures optique, ...). Un groupe d'océanographes européens a mis en place en 2005 l'initiative EGO⁴⁵ (qui a ensuite regroupé des scientifiques du monde entier), afin de coordonner les déploiements de gliders, leur entretien, la collecte des données, et leur mise en ligne en *real-time* sur des bases de données telles que Coriolis. Cette initiative est une valeur ajoutée à la qualité technique de l'instrument : les gliders permettent d'obtenir des profils de température et salinité comme le ferait une CTD, mais avec l'avantage d'effectuer plusieurs plongées consécutives et d'être indépendant. Contrairement aux flotteurs-profileurs, la trajectoire du glider est imposable et permet donc d'échantillonner une zone choisie.

Tous les profils verticaux disponibles sur la plateforme Coriolis pour les années 2007 et 2008 sont exploités dans ce travail de thèse (Fig. 2.17). La période d'étude prenant place au début des mesures glider en Méditerranée, seules quelques trajectoires sont exploitables, mais montrent déjà l'apport considérable de cet instrument à la fréquence d'échantillonnage plus élevée que les instruments traditionnels (table 2.4). Mais si les gliders ne couvrent pas tout le domaine, la disponibilité d'un grand nombre de données de bouées ARGO, ainsi que quelques profils CTD, permet une validation des simulations en terme d'hydrologie.

Le pas d'échantillonnage vertical de tous ces instruments est très important, avec une centaine de mesures sur les 1 000 premiers mètres. À titre de comparaison GLAZUR64 possède 74 niveaux sur la même épaisseur, et MED12 en possède 36. Afin de pouvoir effectuer une comparaison équivalente, les observations ont donc été interpolées sur les grilles verticales des deux

43. Centre National d'Étude Spatiales

44. National Oceanic and Atmospheric Administration

45. Everyone's Glider Observatory, anciennement European's Glider Observatory

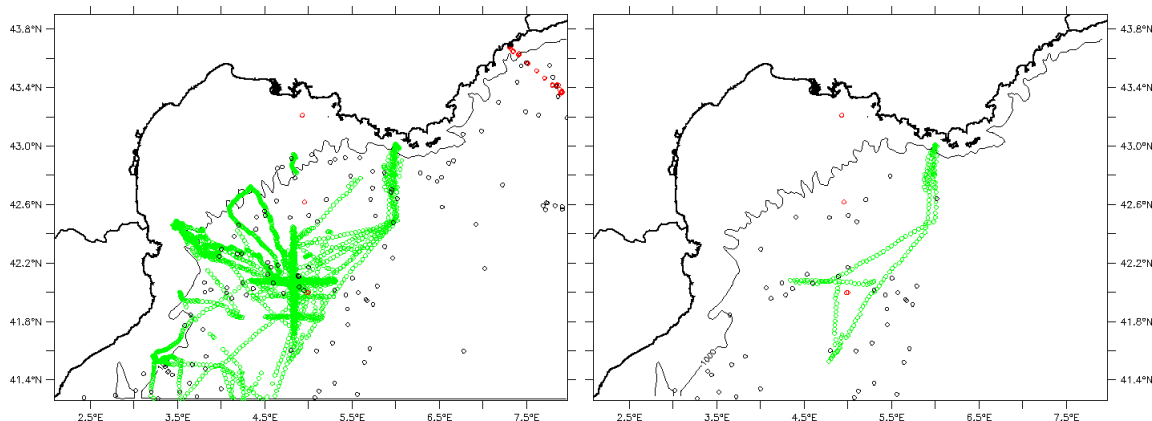


Figure 2.17 – Position des profils verticaux disponibles sur la plateforme Coriolis pour les deux principales périodes exploitées : 2007-2008 (gauche) et avril-décembre 2008 (droite). En noir : profils Argo. En rouge : profils CTD. En vert : profils Gliders. L'isobathe 1 000 m est représenté.

Type d'Instrument	Nombre disponible	Nombre total de profils	Nombre de points (grille GLAZUR64)	Nombre de points (grille MED12)
CTD	2	133	1 798	3 711
ARGO	8	126	9 389	4 163
GLIDER	5	3 927	170 942	81 858
TOTAL	15	4 186	182 129	89 732

Table 2.4 – Tableau récapitulatif du nombre de profils disponibles sur les années 2007-2008 pour chaque instruments, et le nombre de points correspondants non masqués, une fois interpolés sur les grilles respectives des modèles.

Type d'Instrument	Nombre disponible	Nombre total de profils	Nombre de points (grille GLAZUR64)	Nombre de points (grille MED12)	Nombre de points (grille MERCATOR)
CTD	1	5	306	127	127
ARGO	5	58	5 063	2 153	2 153
GLIDER	2	220	12 040	5 310	5 326
TOTAL	8	283	17 409	7 590	7 606

Table 2.5 – Tableau récapitulatif du nombre de profils disponibles sur la période avril-décembre 2008 pour chaque instruments, et le nombre de points correspondants non masqués, une fois interpolés sur les grilles respectives des modèles.

configurations. Il a ensuite été extrait des simulations, pour chaque profil vertical, un profil simulé par interpolation linéaire. Les mesures et les simulations ont ainsi la même résolution spatiale. Une différence de résolution temporelle existe également entre les mesures *in-situ* et les simulations. Les profils effectués en mer se font sur une durée de l'ordre de l'heure, tandis que les données des modèles sont des moyennes journalières. Certains processus haute-fréquence affectant les masses d'eau (propagation d'ondes internes, approfondissement/diminution de la thermocline sous l'effet du forçage atmosphérique, ...) n'apparaissent donc pas dans les sorties modèle et peuvent induire un biais entre celles-ci et les mesures, surtout près de la surface. Il faut donc être prudent dans l'interprétation des données. Après ce travail de mise en forme, 4186 profils verticaux sont disponibles (table 2.4) pour la période 2007-2008. La résolution verticale des deux simulations étant très différentes (130 niveaux pour GLAZUR64 et 50 pour MED12) et les observations ayant été interpolées sur les deux grilles, plus de points sont disponibles pour une comparaison avec GLAZUR64. Dans le cadre d'une étude sur la période avril-décembre 2008 (section 4.1), 283 profils ont été extraits selon le même principe (table 2.4 et fig. 2.17).

2.3.4 Données dynamiques

2.3.4.1 ADCP

En mer Méditerranée, le bateau océanographique Théthys II, de la DT-INSU, effectue de façon régulière des transects au large de Nice, en direction de la bouée AZUR (voir section 2.3.3.1), et est mis à la disposition de la communauté scientifique dans le cadre de campagnes océanographiques ou à des fins d'enseignement universitaire.

Le Théthys II est équipé de nombreux instruments, dont un ADCP. Les ADCP sont l'un des outils les plus couramment utilisés pour enregistrer des profils verticaux de vitesse : montés sous la coque du navire et composés de 3 ou 4 transducteurs acoustiques, ils enregistrent les vitesses le long de la trajectoire, par mesure Doppler. Le signal est rétrodiffusé par les micro-organismes et déchets en suspension dans les différentes couches d'eau (*bins*). La portée du signal dépend donc de la concentration de particules dans le milieu. Le profileur enregistre ainsi non seulement les composantes de vitesse radiales relatives au navire, mais également le roulis et le tangage du bateau. Les mesures sont ensuite moyennées sur la période d'intégration et correspondent aux composantes de la vitesse dans le repère terrestre $(\vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ pour chaque *bin*. La vitesse du bateau est ensuite déduite de la vitesse mesurée, pour ne garder que le signal du courant. L'ADCP du Théthys II est un ADCP de coque RDI 150 kHz de 60 cellules avec des bins de 4 m, fournissant des données moyennées sur la minute. Les 4 premiers *bins* sont de façon générale inutilisables car trop bruités.

Les données ont été récupérées et traitées dans le cadre du projet SAVED de l'INSU (<http://saved.dt.insu.cnrs.fr>). Ces données à haute fréquence temporelle seront comparées dans la suite de cette thèse avec des sorties quotidiennes moyennées des simulations : c'est pourquoi seules les données montrant un courant stable à l'ordre de la journée (notamment par comparaison entre les données d'ADCP à l'aller et au retour des missions) seront exploitées. Il faut toutefois s'attendre à une sous-estimation de l'intensité des courants dans les simulations à cause de cette différence de fréquence temporelle.

2.3.4.2 Altimétrie

La hauteur de mer (ou SSH) est reliée à la densité des masses d'eaux océaniques et à la forme de la planète (géoïde terrestre). La mesure de SSH inclut le géoïde et la topographie dynamique, mais la mesure de la SLA (anomalie de SSH) permet une connaissance plus précise de la dynamique : elle ne donne que l'information sur la variabilité océanique, en enlevant le signal à basse fréquence et les variations de hauteur du fond des océans. Cette mesure est valable si les orbites du satellite sont suffisamment répétitives.

La mesure du niveau des océans par altimètre embarqués à bord de satellites permet une vue synoptique des principaux courants océaniques et de la méso-échelle. En 1992, un satellite issu d'une collaboration entre le CNES et la NASA, dédié à l'observation de l'océan, a été lancé. Topex/Poséidon (T/P), est le premier altimètre à fournir des mesures à long-terme de l'océan, avec des mesures du niveau de mer à haute précision (2 à 5 cm d'erreur) tous les 10 jours. Cette mission s'est arrêtée en 2006, mais la continuité des données est assurée par les satellites JASON. JASON-1, lancé en 2001 sur la même orbite que T/P, n'avait une durée de vie annoncée que de 5 ans mais est toujours en fonctionnement, et JASON-2 est arrivé en 2008 pour prendre la relève de ses deux prédécesseurs. Les radars altimétriques de la plupart des satellites, dont JASON, utilisent la bande de fréquence *Ku* (12 – 18 GHz).

L'altimètre envoie des ondes en direction de la surface terrestre (plus de 150 pulses par seconde), le long de traces ascendantes ou descendantes, et mesure le temps de retour de l'écho. Connaissant la vitesse d'émission de l'onde, il est ainsi possible de connaître la distance entre le satellite et la surface. La SSH est ensuite déterminée en soustrayant à cette distance la hauteur absolue du satellite par rapport à une ellipsoïde de référence. De nombreux facteurs peuvent influencer la vitesse de propagation de l'onde émise par l'altimètre et donc fausser le résultat. C'est pourquoi des corrections sont effectuées en post-traitement avant la mise à disposition des données. Les signaux à haute-fréquence (inférieurs à une journée), tels que la marée, les ondes barotropes et les forçages atmosphériques, sont les principales sources d'erreur. Leur suppression ou correction permet de ne garder que le signal à basse-fréquence, relatif à la circulation océanique.

Les mesures de hauteur de mer sont distribuées à la communauté scientifique depuis 1992. Plusieurs produits sont disponibles, soit issus de différents satellites, soit du même satellite mais avec des corrections différentes. Typiquement, ce ne sont pas les données brutes qui sont fournies à l'utilisateur, mais des données déjà filtrées. Des cartes de surface sont aussi proposées, interpolées à partir des traces altimétriques. Les données altimétriques exploitées ici sont issues des altimètres multi-mission Ssalto-Duacs, disponibles sur le site de AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com>). Il s'agit de vitesses géostrophiques absolues calculées à partir de la hauteur de mer au-dessus du géoïde de référence, et interpolées sur une grille régulière de $1/8^\circ \times 1/8^\circ$. La topographie dynamique utilisée pour le calcul de ces vitesses géostrophiques est une somme de la SLA et de la MDT⁴⁶ régionale. Chaque donnée de vitesse géostrophique correspond à l'état de la mer pour une journée donnée, avec une fréquence temporelle de 7 jours. La précision de calcul sur les vitesses géostrophiques a été estimée à 3 – 5 cm/s dans la zone d'étude [*Rio et al.*, 2007]. Cependant, les données altimétriques sont souvent limitées en zone côtière. Les données

46. Mean Dynamic Topography

de type AVISO sont suffisantes pour étudier la dynamique CN le long du talus du Golfe du Lion, mais peuvent s'avérer limitées le long de la Côte d'Azur.

2.3.4.3 Radar HF

L'apport des mesures par radar HF⁴⁷ (fréquences comprises entre 3 et 30 MHz) est aujourd'hui pleinement reconnu [Essen *et al.*, 2000], que ce soit pour de l'enregistrement de courant de surface, de la mesure de vagues ou encore de la détection de tsunamis [Paduan and Rosenfeld, 1996]. La cartographie des courants de surface par radar HF est utilisée de façon régulière dans des études de courants côtiers [Liu *et al.*, 2007; Forget *et al.*, 2008; Cochin, 2006; Kaplan *et al.*, 2005]. L'activité radar principale du MIO est tournée vers une étude du système de circulation côtière en Méditerranée Nord-Ouest, qui est dominée par le CN. Elle rentre ainsi dans le cadre des projets HyMEX et MOOSE. Dans l'optique de l'étude de la variabilité du CN en zone côtière, la mesure par radar HF est un apport considérable : la haute-résolution spatio-temporelle des données permet de capter les diverses échelles de variabilité du courant, du signal haute-fréquence à la variabilité saisonnière.

La théorie de la mesure radar est basée sur la réflexion d'ondes électromagnétiques émises par le radar sur des vagues de surface d'une longueur d'onde donnée [Crombie, 1955] : les vagues de Bragg, dont la longueur d'onde λ_b est égale à la moitié de la longueur d'onde λ_r émise par le radar, vont rétrodiffuser la majorité du signal émis. Ce signal rétrodiffusé est en phase avec le signal émis (puisque dans le cas des vagues de Bragg, le signal rétrodiffusé est déphasé de 2π). La rétrodiffusion due aux autres vagues et aux interactions électromagnétiques est du second ordre. La vitesse du courant est déterminée ensuite à partir de la différence entre les fréquences de l'onde émise et de l'onde renvoyée par les vagues de Bragg. Ce décalage en fréquence, appelé fréquence Doppler, correspond à la vitesse de propagation des vagues de Bragg. La vitesse de propagation de ces vagues résulte de la combinaison entre leur vitesse de phase et la vitesse du courant qui les porte. Leur vitesse de phase étant connue (vagues de gravité), on peut donc extraire la vitesse du courant de surface dans la direction du radar. Pour reconstruire le champ de vitesses vectoriel, il est nécessaire de disposer d'un second radar. La reconstruction de la vitesse totale se fait ainsi par projection des deux vitesses radiales obtenues. Les courants mesurés représentent le courant à une profondeur de 74 cm [Stewart and Joy, 1974]. Les ondes HF émises en incidence rasante suivent la surface de la mer (et donc la courbure de la Terre). Elles ne sont pas limitées à l'horizon, ce qui permet donc d'enregistrer les courants de surface sur une grande distance : dans notre cas, la veine entière du CN (lorsqu'il n'est pas déstabilisé et s'écoule le long du talus) entre dans la zone de couverture radar. De plus, la résolution spatiale des cartes de vitesse obtenues est de 3 à 5 km², avec une résolution temporelle très élevée (horaire).

L'activité radar au LSEET⁴⁸ (aujourd'hui part du MIO) a débuté dès 1975. Le laboratoire s'est rapidement impliqué dans des programmes de recherche nationaux et européens, et est pleinement reconnu par la communauté scientifique. Il est à présent l'un des trois principaux centres de compétence en Europe, avec les universités de Sheffield et Hamburg. La dynamique radar du laboratoire se focalise aujourd'hui sur la surveillance des courants côtiers et l'étude des

47. (radar) Haute-Fréquence

48. Laboratoire de Sondage Électromagnétique de l'Environnement Terrestre

interactions entre océan et ondes électromagnétiques. Les radars océanographiques utilisés sont pour la plupart à haute ou très haute fréquence, et fonctionnent à un niveau quasi-opérationnel. Les premières campagnes radar du laboratoire ont commencé en baie de Hyères et en mer du Nord, puis se sont ensuite multipliées dans les années 1980 et 1990, principalement autour de l'embouchure du Rhône. En 2004, deux radars WERA HF ont été acquis, émettant des ondes continues à fréquence modulée dans une bande de fréquence de 5 kHz, autour d'une fréquence porteuse de 16,15 MHz. Un complément d'information sur les radars HF WERA peut être trouvé dans *Gurgel et al.* [1999]. La première campagne effectuée avec ces radars a été menée de juin 2005 à janvier 2007 à l'Est du Golfe du Lion. Elle était destinée à surveiller les échanges côte-large [Allou et al., 2010]. Les radars déployés sur la zone, sur l'île du Frioul et aux salins de Giraud, ont enregistré les courants de surface à très haute résolution spatio-temporelle (1 h et 5 km), et ont notamment permis d'observer l'occurrence d'un tourbillon dans la zone [Schaeffer et al., 2011b]. Dans le cadre des projets ECCOP⁴⁹ et TOSCA⁵⁰, le couple de radar a été implanté dans la région toulonnaise. Leur but est de mesurer les champs de vitesse de surface au large de Toulon et des îles d'Hyères, notamment le CN. Le premier site, installé en mai 2010, est situé au cap Sicié à une altitude de 190 m (5,86°E - 43,06°N) tandis que l'autre, situé à Cap Bénat à 165 m d'altitude et à 400 m de la côte (6,357°E - 43,092°N), est opérationnel depuis décembre 2011. Sur les années 2010-2011, comme un seul radar fonctionnait, seules des cartes de vitesse radiales sont disponibles. Il a cependant été prouvé que sous certaines conditions, des informations peuvent tout de même en être extraites [Marmain et al., 2011]. Ce réseau pérenne prend place dans le réseau MOOSE.

49. Étude de la Circulation Côtière en zone Provençale

50. Tracking Oil-Spill and Coastal Awareness network

Chapitre 3

L'apport de la haute-résolution dans la représentation de la dynamique du courant Nord Méditerranéen

Ce chapitre présente une analyse comparée d'une simulation de GLAZUR64 sur les années 2007-2008 avec MED12, dans le but de montrer l'apport de la haute-résolution dans la représentation de la dynamique du CN et de sa méso-échelle associée. La première partie de ce travail porte sur l'étude analytique de l'apport de la haute-résolution en terme de représentation de processus, et la seconde partie sur un travail de validation systématique avec toutes les observations disponibles. Cela va permettre de mettre en avant les défauts et qualités de GLAZUR64 dans la représentation réaliste du CN (dynamique générale et méso-échelle associée), par rapport au modèle de bassin dans lequel il est imbriqué.

La simulation T20 exploitée dans ce chapitre est forcée aux frontières par MED12 et en surface par ALADIN. La CI est issue d'une moyenne mensuelle des champs de température et salinité de MED12. La simulation couvre la période du 10 avril 2006 au 14 décembre 2008, avec des sorties 3D moyennées sur la journée et des champs de surface moyennés toutes les 12 h. Afin de s'affranchir de tout éventuel effet de *spin-up*, la simulation ne sera exploitée qu'à partir de janvier 2007. La paramétrisation du modèle est celle présentée en section 2.2.3 et correspond à la paramétrisation de référence de GLAZUR64. Les informations complémentaires sur la simulation sont consignées dans le tableau A.1.

3.1 Apport de la haute-résolution en terme de dynamique et de variabilité

3.1.1 Analyse de champs moyens.

La figure 3.1 présente les champs de courants et de vorticité moyennés sur 150 m pour toute la durée de la simulation. Elle permet de visualiser la trajectoire moyenne du CN et son intensité, et de valider l'imbrication de GLAZUR64 dans MED12. Les deux simulations présentent un CN moyen généralement semblable, s'écoulant le long du talus d'Est en Ouest au travers du domaine

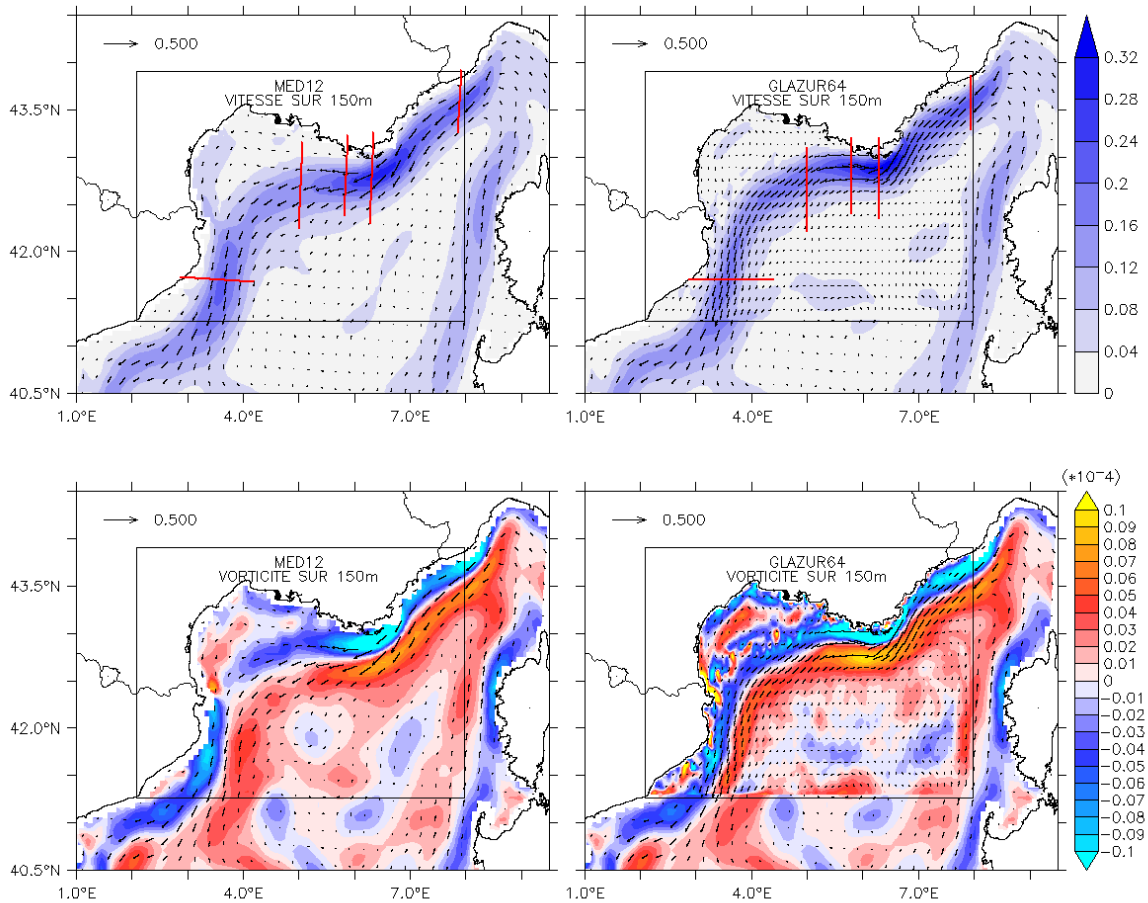


Figure 3.1 – En haut : Champs de vitesse moyens sur 2007 et 2008 (en m/s), moyenné sur 150 m pour GLAZUR64 (droite) et MED12 (gauche). En bas : Champs de vorticité relative moyenne en s^{-1} sur 2007 et 2008, moyennée sur 150 m pour GLAZUR64 (droite) et MED12 (gauche). Le domaine de GLAZUR64 est encadré en noir. Les sections en rouge (panneau supérieur) montrent l'emplacement des coupes verticales présentées en figure 3.4.

de GLAZUR64, avec une vitesse moyenne allant de 0.3 à 0.35 m/s (Fig. 3.1). Les champs de vorticité montrent une trace du CN bien identifiée dans les deux simulations, avec classiquement une bande de vorticité positive de l'ordre de $0,1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ sur le bord Sud du courant, associée à une bande de vorticité négative sur le bord Nord d'intensité équivalente. Les fronts de vorticité sont plus marqués dans GLAZUR64, que ce soit le long du CN ou sur le plateau.

Le CN entre par la frontière Est du domaine de GLAZUR64, et s'écoule ensuite le long de la Côte d'Azur avant d'accélérer en approchant des îles d'Hyères, là où la côte change d'orientation. Le courant simulé par MED12 ralentit alors puis s'écoule en direction de l'Ouest jusqu'au milieu du talus du Golfe du Lion, avant de tourner vers le Sud (Fig. 3.1). Dans la configuration à plus haute-résolution, le courant remonte légèrement vers le Nord après avoir franchi la région Toulonnaise, en suivant la bathymétrie. Il sort ensuite du domaine de GLAZUR64 en restant plus proche des côtes que dans MED12. La trace du courant est plus marquée dans GLAZUR64 en terme de vorticité le long du plateau du Golfe du Lion (Fig. 3.1). On remarque d'ailleurs la présence de noyaux de vorticité positive le long du talus dans GLAZUR64, qui ne sont pas présents dans MED12. Ils peuvent être attribués à une activité méso-échelle prenant place ré-

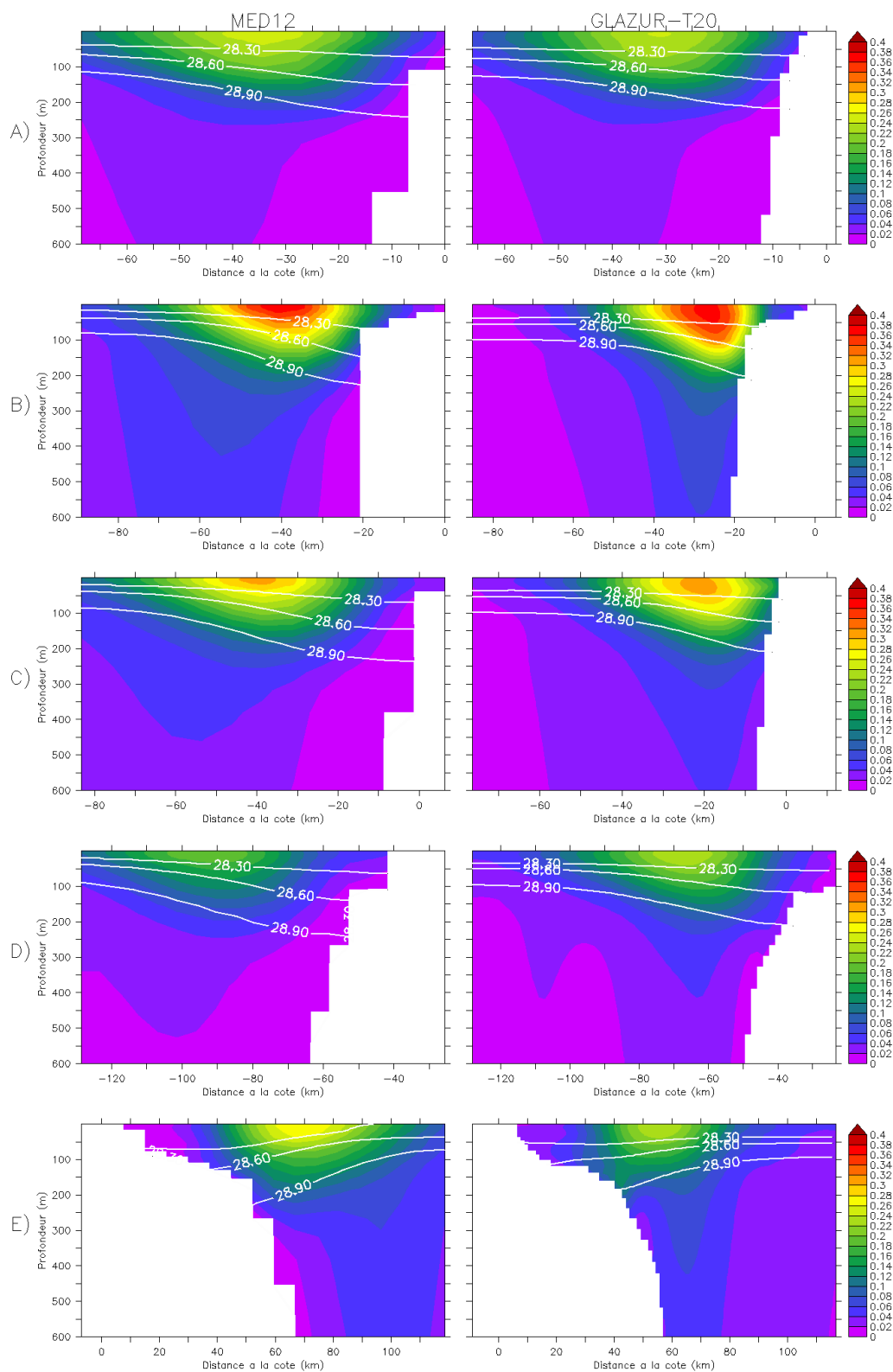


Figure 3.2 – Coupes verticales du CN (moyenne sur la période d'étude), en m/s pour MED12 (gauche) et GLAZUR64 (droite) à A) la frontière Est (7.97°E), B) en arrivant sur la région Toulonnaise (6.297°E), C) à l'entrée du Golfe du Lion (5.8°E), D) le long du talus (5°E) et E) à la sortie du Golfe du Lion (41.26°N). La position de ces sections est marquée sur la figure 3.1. Les isopycnes 28.3, 28.6 et 28.9 sont marquées. Les sections sont exprimées en fonction de la distance au trait de côte.

gulièrement le long du talus, de type intrusions du courant ou génération de tourbillons dus à la propagation de méandres le long du courant [*Flexas et al.*, 2002].

Le CN qui pénètre à travers la frontière Est de GLAZUR64 est un courant large et peu profond (40 km sur une profondeur d'approximativement 150 m), avec une vitesse moyenne sur 2 ans de 0.25 m/s (Fig. 3.2, panneau A). On observe en aval un ajustement du champ de masse à la grille de GLAZUR64, assorti d'une accélération de la veine de courant. Les simulations commencent ainsi à présenter des différences au large de Toulon (Fig. 3.2, panneau B). Bien que dans les deux cas on observe une accélération du courant, la veine n'a pas la même forme. Le CN reproduit par MED12 est un peu moins large qu'à la frontière Est et s'est légèrement approfondi : il atteint 200 m avec une veine centrée à 40 km des côtes. Le courant simulé par GLAZUR64 s'est quant à lui resserré et approché de la côte (25 km), se collant au talus. Il est asymétrique, présentant une forte pente sur son bord Nord, associée à une plongée des isopycnes. Ce comportement est confirmé par l'étude des champs de vorticités associés, qui montrent une bande de vorticités négatives plus étroite mais d'intensité plus forte que la bande associée d'intensité positive (Fig. 3.1). C'est l'endroit du domaine où le CN présente les fronts de vorticités les plus importants. Cela est dû au changement d'orientation de la côte, qui induit une accélération et un changement de direction du courant.

Bien qu'ayant reproduit une veine de courant différente au large de Toulon, les deux simulations présentent les mêmes caractéristiques le long du plateau du Golfe du Lion : il est systématiquement plus étroit, asymétrique et rapproché du talus dans GLAZUR64 que dans MED12, mais avec une intensité et une profondeur semblables (Fig. 3.2, panneaux C à E). On remarque le rôle de barrière du talus, le long duquel s'écoule le courant sans y pénétrer. Les vitesses y sont plus faibles que dans la région toulonnaise, surtout au centre du Golfe, où la vitesse moyenne atteint à peine 0.2 m/s (Fig. 3.2, panneau D). À cet endroit, la veine de courant est également très large (60 km dans MED12 et 50 km dans GLAZUR64). Il s'agit en fait d'une zone où le guidage bathymétrique du CN est très souvent perturbé par le passage de méandres qui peuvent mener à des intrusions du courant sur le plateau, au contraire de la côte d'Azur, où la quasi-absence de plateau limite les extensions du courant vers la côte. La position de la veine de courant moyenne y est ainsi moins marquée que dans les régions où le plateau continental est réduit.

3.1.2 Variabilité à méso-échelle

L'augmentation de la résolution de la grille horizontale et verticale dans GLAZUR64 permet théoriquement une meilleure représentation de la méso-échelle, allant des tourbillons aux méandres du CN. Les deux simulations présentent des différences beaucoup plus marquées dans la résolution de ce type de processus à l'échelle de la journée, illustrant la variabilité à méso-échelle de la région d'étude. La date du 11 janvier 2007 est présentée en figures 3.3 et 3.4 : elle est représentative des différences généralement observées entre les simulations au niveau de l'activité méso-échelle associée au CN (méandres et tourbillons).

Dès les premiers kilomètres parcourus à l'intérieur du domaine de GLAZUR64, les simulations commencent à diverger. Alors que le courant simulé par MED12 s'écoule de façon stable le long de la Côte d'Azur, celui simulé par GLAZUR64 va devenir plus étroit, et se décoller du

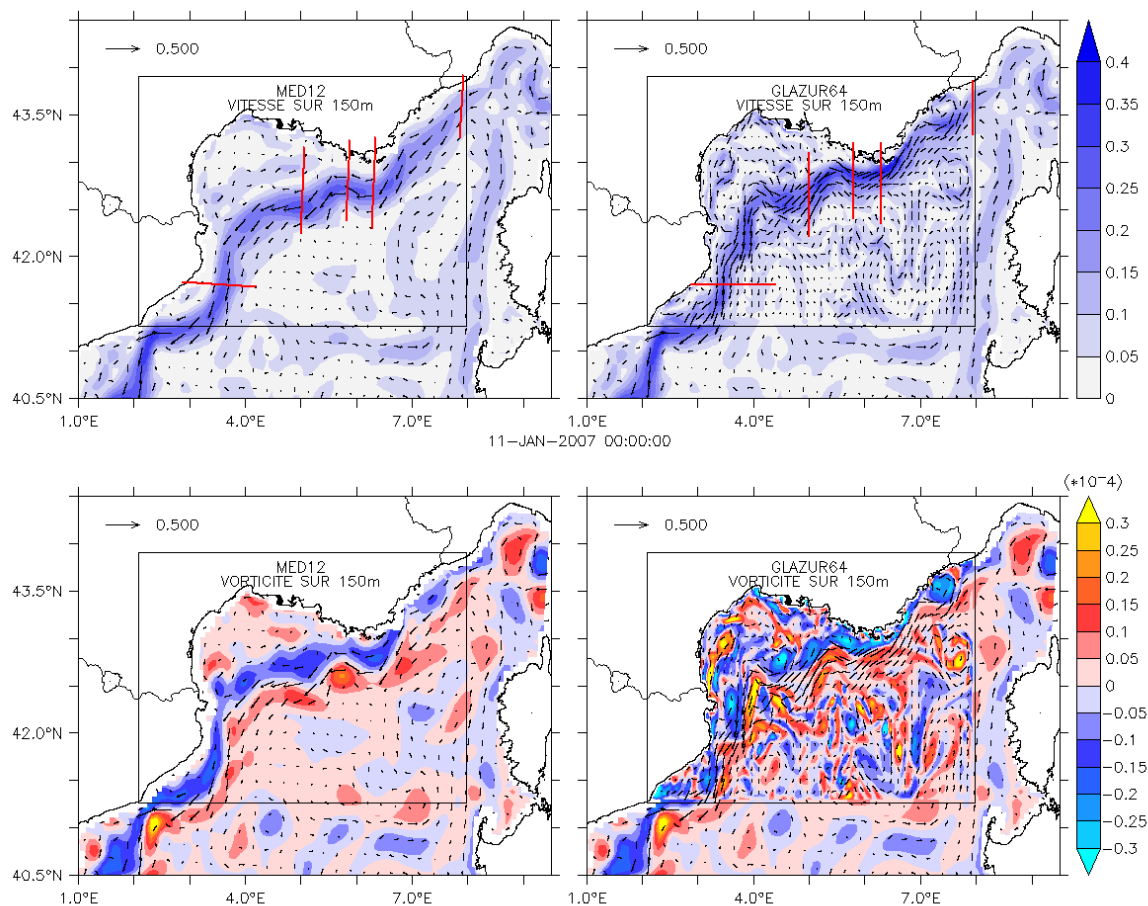


Figure 3.3 – Figure identique à la figure 3.1, mais pour des sorties quotidiennes de GLAZUR64 et MED12, le 11 janvier 2007.

talus. Un tourbillon anticyclonique, régulièrement observé dans les simulations de GLAZUR64, prend place entre la côte et le large (Fig. 3.3). Le courant se recolle ensuite en s’approchant de la côte varoise. Après avoir franchi la région toulonnaise, le courant s’accélère dans les deux simulations et des méandres du CN se propagent le long du talus du Golfe du Lion. Bien qu’ils aient sensiblement la même longueur d’onde, leur amplitude dans GLAZUR64 est beaucoup plus forte, et est associée à des intrusions sur le plateau du Golfe du Lion. Ces événements d’intrusion du courant sur le plateau participent aux échanges côte-large et impactent la méso-échelle côtière. On observe dans la simulation GLAZUR64 la présence de tourbillons sur le bord Nord du courant, le long du talus continental du golfe du Lion et au large de la Côte d’Azur, qui ne sont pas présents dans MED12. Sur le plateau, la circulation étant dominée par le forçage atmosphérique et les forçage étant différents dans les deux simulations, plus de circulation à méso-échelle apparaît dans GLAZUR64. Les processus typiques prenant place sur le plateau, tels que les upwellings ou les tourbillons du type de ceux observés lors des campagnes ECOLO et LATEX [Schaeffer et al., 2011b; Hu et al., 2011] sont régulièrement visibles dans les sorties quotidiennes des deux simulations. Ils ont cependant des caractéristiques spatio-temporelles différentes selon la configuration. Lors de coups de vents importants, la méso-échelle est en général en bon accord dans les deux simulations (jet côtier, upwelling important, ...), mais peut

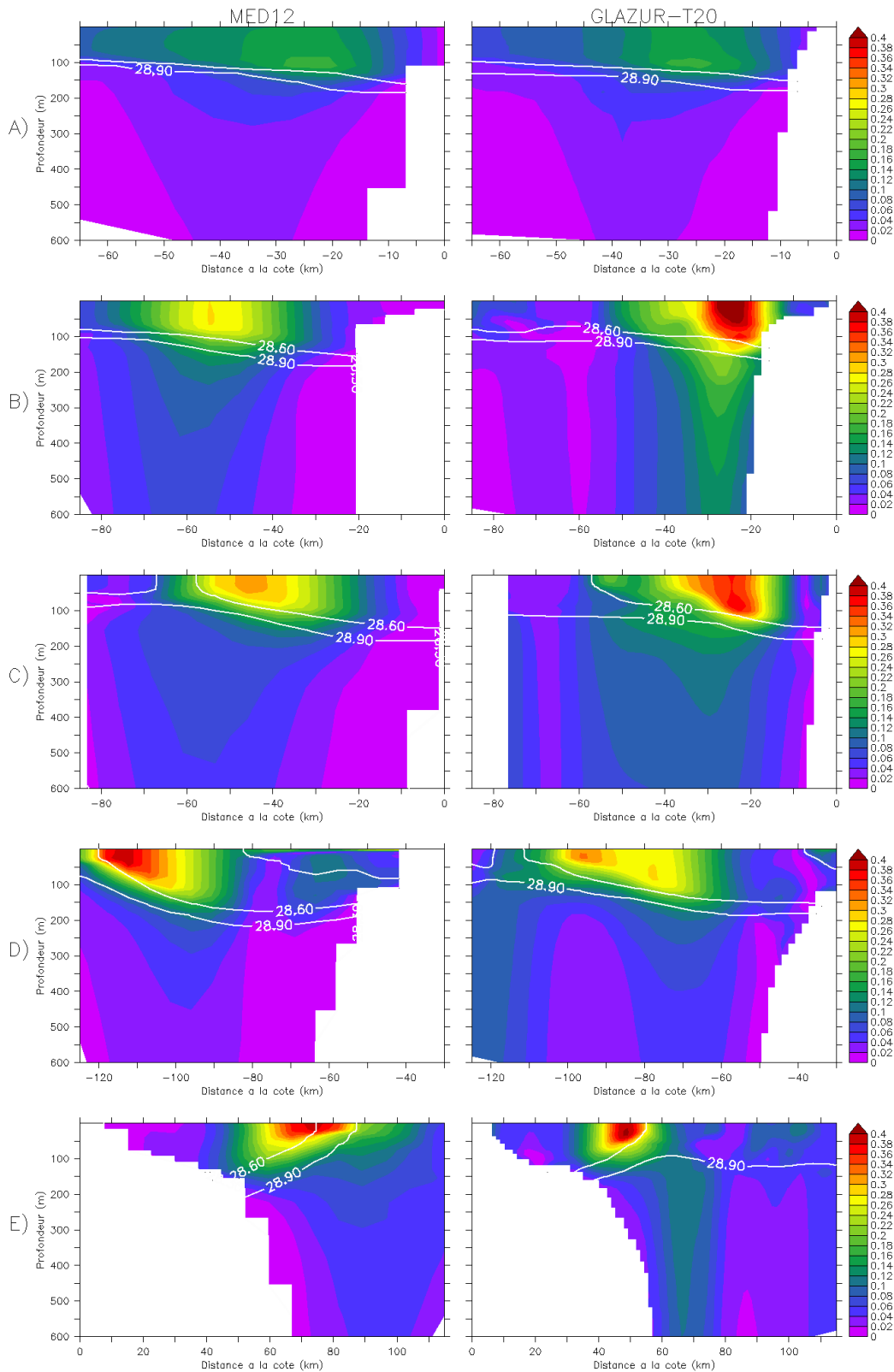


Figure 3.4 – *Figure identique à la figure 3.2, mais pour le 11 janvier 2007.*

être très différente lorsque le vent est plus variable (car dans ce cas, le forçage peut différer plus sensiblement). Au large du domaine, quasiment aucune activité turbulente n'est visible dans les champs MED12, tandis que de nombreux filaments de vorticité sont présents dans les champs

GLAZUR64 (Fig. 3.3).

Comme observé sur le panneau A de la figure 3.4, qui montre une coupe verticale du courant quelques points après la frontière du domaine, le courant simulé par GLAZUR64 est très proche de celui de MED12, avec une vitesse maximale de 0.2 m/s et une profondeur de 100 m. Les deux simulations reproduisent ensuite en approchant de Toulon une accélération du CN associée au changement d'orientation de la côte : le courant devient plus étroit et profond, la veine principale atteignant 150 m de fond (Fig. 3.4, panneau B). MED12 reproduit un courant centré à 50 km de la côte, avec une vitesse maximale de 0.28 m/s, alors que le courant simulé par GLAZUR64 est plus fort (plus de 0.4 m/s) et très proche des côtes (moins de 30 km). La veine de courant avec des vitesses supérieures à 0.15 m/s atteint les 600 m de profondeur, alors que dans MED12 elle dépasse à peine les 200 m.

À l'entrée du Golfe, au large de Marseille, le CN remonte vers le Nord en suivant la bathymétrie. Dans les deux simulations, il va ensuite se décoller du talus en faisant un large méandre. Le courant simulé par MED12 accélère en sortant de la région toulonnaise, mais conserve la même largeur (Fig. 3.4, panneau C). Il est centré à 42.7°N pour une vitesse de 0.3 m/s. Il s'accélère encore en se détachant vers le Sud et sa veine principale dépasse les 200 m de profondeur (Fig. 3.4, panneau D). Le CN simulé par GLAZUR64 est à la même latitude le long de la section C que B. Il a ralenti mais reste encore plus rapide que dans MED12, avec une veine à 0.35 m/s. Plus loin le long du Golfe du Lion, le courant simulé par GLAZUR64 s'éloigne moins du talus et il est moins rapide que celui simulé par MED12 (Fig. 3.4, panneau D).

À la sortie du Golfe, le CN s'oriente plein Sud, près des côtes espagnoles. On peut remarquer que malgré l'emboîtement entre les solutions, le courant issu de GLAZUR64 reste plus proche du talus continental. On note d'ailleurs sur le panneau E de la figure 3.4 que le CN avec une haute-résolution est plus étroit que celui à plus basse résolution, et s'écoule au-dessus de l'isobathe 300 m. Cette intrusion sur le talus ne concerne que la partie supérieure du courant. La veine à plus faible vitesse (0.15 m/s) reste bloquée par le talus, induisant ainsi un cisaillement latéral de la veine de courant. Le CN simulé par MED12 ne pénètre pas sur le talus, est beaucoup plus large et ne présente pas de cisaillement.

L'étude de ce type de cartes permet de mettre en évidence une activité méso-échelle plus importante dans GLAZUR64, que ce soit sur le plateau, au large, ou en terme d'instabilités du CN. Cependant cette étude reste qualitative, et ne peut permettre de quantifier l'apport de la haute-résolution dans la représentation des diverses échelles.

3.1.3 Analyse fréquentielle

L'étude de spectres d'énergie spatiale en deux dimensions permet de quantifier le niveau d'énergie associé à chaque échelle. La comparaison entre des spectres de fluctuation spatiale de température et de vitesse pour les deux simulations va ainsi permettre de quantifier l'apport de la haute-résolution non seulement au niveau de la méso-échelle, mais aussi d'échelles plus larges. La méthode utilisée et décrite dans le paragraphe suivant est inspirée des travaux de *Capet et al.* [2008a,c].

La première étape consiste à replacer les données sur des grilles régulières en distance avant d'y appliquer une transformée de Fourier. Le facteur d'échelle de GLAZUR64 est régulier selon

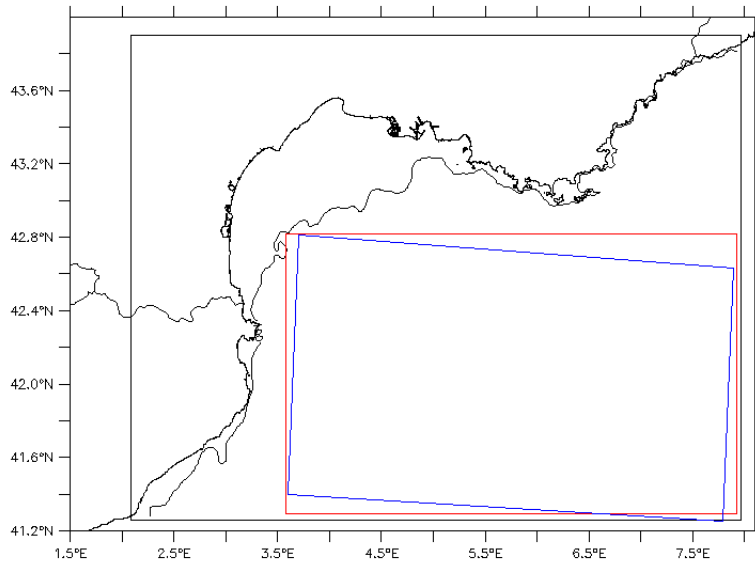


Figure 3.5 – Emplacements des domaines utilisés pour l'étude spectrale de GLAZUR64 (rouge) et MED12 (bleu). Le trait de côte et l'isobathe 100 m sont représentés.

la latitude, avec une résolution de 1.73 km, et varie selon la longitude entre 1.25 km et 1.3 km. Pour la configuration MED12, les facteurs d'échelle varient entre 6 km et 6.8 km en latitude, et 6.6 km et 7.1 km en longitude. Pour chaque configuration, une grille avec un pas constant correspondant respectivement aux facteurs d'échelle moyens selon la latitude et la longitude a donc été créée. Cette transformation permet de comparer les différents spectres extraits, et d'évaluer les fréquences observées relatives à la taille de grille. La zone la plus grande possible ne contenant pas de points de terre a ensuite été extraite des simulations et interpolée sur ces grilles (Fig. 3.5). Nous avons ainsi un domaine de 279x99 points pour GLAZUR64 (avec des pas de 1.736 et 1.274 km), et de 28x52 points pour MED12 (avec des pas de 6.4 et 6.853 km), correspondant respectivement à des carrés de 170x354 km et 173x349 km (Fig. 3.5). Même si le domaine d'étude est de taille légèrement différente dans les deux simulations, il ne contient que des points d'océan et inclut une partie du CN ainsi que le large. La taille du domaine a été choisie la plus grande possible et est suffisante pour inclure des processus méso et sub-méso-échelle complets. Les champs de vitesse et température étudiés ont ensuite été multipliés par une fenêtre de Hanning 2D [Jenkins and Watts, 1968] avant la transformation dans l'espace de Fourier, puis normalisés par la valeur de cette fenêtre pour compenser la perte de variance résultante au fenêtrage.

Les spectres issus des variances de température et d'EKE présentés en figure 3.6 résultent d'une moyenne des spectres quotidiens sur l'année 2007. Par configuration et pour chaque variable, deux spectres sont présentés, correspondant aux spectres calculés selon la latitude et la longitude. On note ainsi que tous les spectres sont cohérents en terme de forme et d'énergie. Les spectres de vitesse en surface des deux configurations (Fig. 3.6, panneau supérieur) suivent

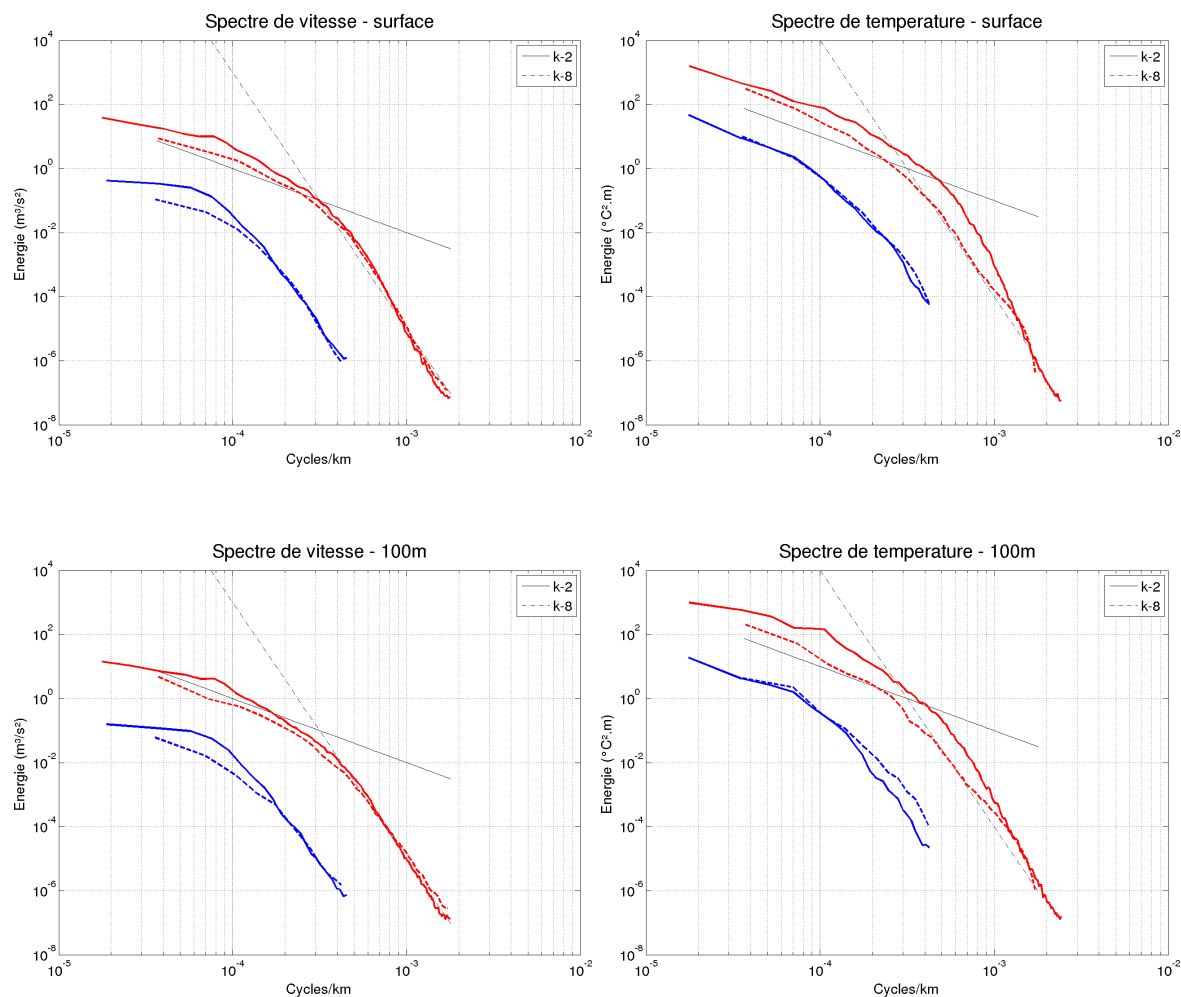


Figure 3.6 – Spectres d'énergie de vitesse (gauche) et température (droite) pour GLAZUR64 (rouge) et MED12 (bleu). En haut : spectres de surface. En bas : spectres à 100m de fond. En traits pleins : spectres selon la longitude. En pointillés : spectres selon la latitude.

un régime en k^{-2} dans les basses fréquences, et en k^{-8} dans les hautes fréquences, jusqu'à la fréquence autorisée par la taille de la grille. Malgré cette forme de spectre similaire, GLAZUR64 est plus énergétique que MED12 dans toutes les gammes de fréquence. Par exemple, le niveau d'énergie contenu aux plus basses fréquences est de $38.2 \text{ m}^3/\text{s}^2$, contre $0.48 \text{ m}^3/\text{s}^2$ pour MED12. La rupture de pente en énergie de MED12 survient dès $0,75 \cdot 10^{-4}$ cycles/km environ (soit pour une longueur d'onde associée de 80 km), alors que la chute d'énergie dans GLAZUR64 s'observe aux alentours de $1,5 \cdot 10^{-4}$ cycles/km (40 km). GLAZUR64 présente donc un niveau d'énergie élevée sur une plus grande gamme de fréquences. La coupure des spectres de la configuration à haute résolution se fait également à plus haute fréquence, ce qui s'explique logiquement par la différence de résolution entre les configurations. Les spectres en température présentent la même forme, mais avec plus d'énergie dans les basses fréquences.

Ces spectres d'énergie ont été calculés également à 100 m de fond, pour s'affranchir du signal à haute-fréquence issu de l'atmosphère. La perte d'énergie des spectres en température par rapport à la surface est faible, avec des pentes de spectres similaires. En terme de vitesse, une perte d'énergie est observée pour les processus de taille supérieure à 8.5 km dans GLAZUR64 (soit $7 \cdot 10^{-4}$ cycles/km). Cette perte d'énergie se retrouve dans MED12, mais sur toute l'étendue

du spectre. Les forçages atmosphériques jouent ainsi une part dans la variabilité de la couche de surface jusqu'à la méso-échelle. La plus haute résolution de GLAZUR64 sur la verticale ne semble par contre pas avoir d'impact important sur l'énergie contenue dans les simulations, car la différence d'énergie entre les simulations est du même ordre de grandeur en surface et à 100 m de fond.

Des spectres ont également été calculés sur des zones plus ciblées (large du domaine, CN, ...) et présentent les mêmes caractéristiques (figures non montrées).

3.2 Validation des simulations et estimation de leur réalisme

Cette première étude comparée entre les champs de GLAZUR64 et MED12 permet de mettre en évidence des différences dans la représentation du CN et de la méso-échelle par les simulations. Le courant à haute-résolution est de façon générale plus étroit et s'écoule plus proche des côtes, avec des accélérations plus marquées, et une forte activité à méso-échelle se développe dans tout le bassin. Cependant, cette augmentation de l'activité méso-échelle et la représentation plus énergétique du CN ne signifient pas que GLAZUR64 est plus réaliste que MED12. Seules des comparaisons avec des observations peuvent permettre de cautionner l'apport de la haute-résolution dans la représentation de la dynamique Nord-Méditerranéenne. Les simulations MED12 et T20 ont donc été comparées avec toutes les données disponibles sur la base de données Coriolis pour la période 2007-2008 (issues d'instruments de type ARGO, glider, et CTD), ainsi qu'avec des données issues d'autres plate-formes (données d'ADCP, de satellite, et de radars HF). L'étude portera autant sur des comparaisons statistiques que sur des cas particuliers.

La première partie de cette section portera ainsi sur une étude de la représentation du cycle saisonnier et des flux de chaleur. Les variations climatiques saisonnières régionales ont une forte influence sur la température de la mer : en hiver, les vents refroidissent de façon conséquente la couche de surface dans la région du Golfe du Lion, tandis qu'en été, l'action cumulée de l'ensoleillement et la diminution des coups de vent permet un réchauffement des eaux superficielles et l'apparition d'une thermocline marquée. La comparaison des simulations avec des données hydrologiques de surface (données satellite et bouées fixes) va permettre de mettre en évidence la justesse de la représentation du cycle saisonnier des eaux de surface, validant entre autres la paramétrisation des flux atmosphériques et la circulation sur le plateau. Une seconde partie se concentrera sur la validation de l'existence et du positionnement des masses d'eau méditerranéennes. Leur position et leur densité permettent l'ajustement géostrophique des courants. Ces paramètres hydrologiques sont sous l'influence de plusieurs sources : l'atmosphère, les mouvements sur la verticale, ou encore les conditions latérales. La comparaison des simulations avec des mesures hydrologiques sur la verticale (CTD, bouées ARGO, gliders) va ainsi permettre de mettre en évidence la justesse de la représentation de la thermocline estivale, et du positionnement des différentes masses d'eau méditerranéennes jusqu'à 1 000 m de fond. Une dernière partie portera enfin sur une validation de la dynamique du CN et des structures méso-échelles qui y sont associées. Les variations simulées du positionnement du courant au cours du temps seront comparées à des données de vitesse géostrophiques issues des données AVISO, le long de sections clés. Afin de pouvoir valider le positionnement du courant près des côtes, là où la couverture altimétrique est limitée, des données d'ADCP seront également exploitées. Elle per-

mettront en outre d'étudier de plus près certains événements de méandrisation du CN le long du talus du Golfe du Lion, associés à des intrusions du courant sur le plateau. Enfin, la justesse de la reproduction d'un tourbillon anticyclonique sur le plateau sera validée à l'aide de courants de surface mesurés par radar HF.

3.2.1 Hydrologie

3.2.1.1 Variabilité saisonnière de surface

La SST mesurée par satellite, fournie par le GOS (voir section 2.3.3.1 pour une description du produit), est ici comparée aux SST simulées par GLAZUR64 et MED12. La figure 3.7 présente tout d'abord les températures de surface moyennées sur tout le domaine pour les trois jeux de données.

On remarque immédiatement un cycle saisonnier bien marqué dans la région. En hiver, la couche de surface est froide, atteignant un minimum de 13°C en février/mars. On observe ensuite un réchauffement progressif de la couche de surface jusqu'au mois d'août, avec des températures moyennes atteignant les 24 à 25°C. Une forte variabilité de la SST est observée en été et au printemps, avec de brusques chutes de température : cela s'explique par la remontée d'eaux froides le long des canyons de Cassis et du Planier, lors d'épisodes de Mistral. Ces phénomènes d'upwelling existent également en hiver mais ils sont moins visibles sur des cartes de SST, car la couche est alors mélangée et il n'y a pas de stratification en surface.

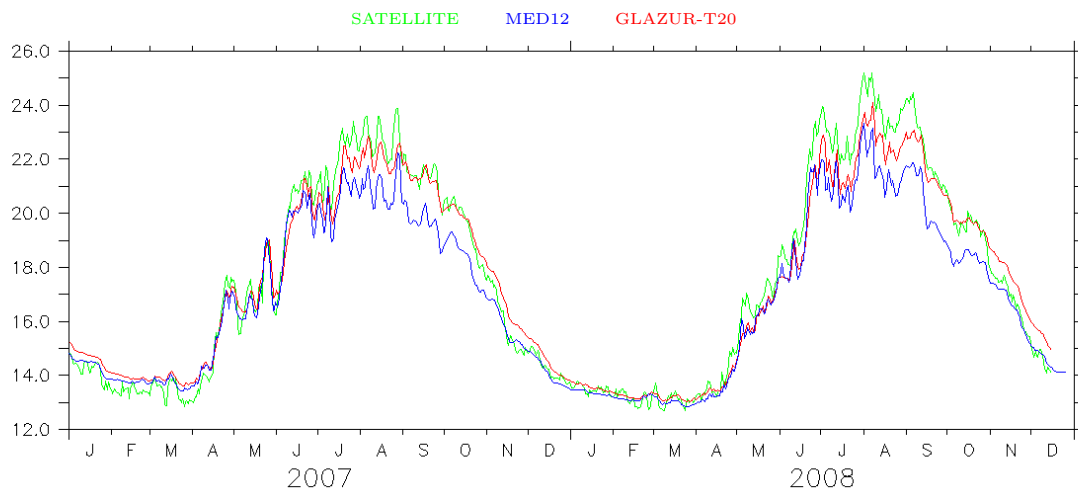


Figure 3.7 – SST en °C moyennée sur tout le domaine de GLAZUR64 (de 2.06°E à 7.97°E en longitude, et de 41.26°N à 43.9°N en latitude) pour les années 2007 et 2008. En vert : SST satellite moyenne fournie par le GOS. En rouge : SST moyenne de GLAZUR64. En bleu : SST moyenne de MED12.

Couple de données	Moyenne	Écart Maximal	RMS
GLAZUR64 - Satellite	-0.11	-2.07	0.53
MED12 - Satellite	-0.73	-4.06	0.90

Table 3.1 – Minimum, maximum, moyenne et RMS de la différence de température moyenne sur le domaine (en °C), entre les simulations et les données satellite.

Les simulations reproduisent de façon correcte ce cycle saisonnier et les refroidissements associés aux coups de vent (Fig. 3.7). GLAZUR64 est visiblement plus proche des observations, avec une différence moyenne de -0.11°C avec le satellite, pour une RMS^1 de 0.53°C (table 3.1). Le maximum d'écart en température est obtenu en été dans les deux simulations, qui sous-estiment la température moyenne de surface. La simulation MED12 peut ainsi atteindre jusqu'à -4°C de différence avec les observations à la fin de l'été. Comme elle sert de forçage aux limites pour GLAZUR64, ce biais se retrouve dans la configuration à haute-résolution, mais dans une moindre mesure. Loin des frontières, c'est en effet le forçage atmosphérique qui domine les variations de température de la couche de surface. À la fin de l'été et au début de l'automne, GLAZUR64 est en très bon accord avec les données satellite, mais sur-estime légèrement les températures à l'approche de l'hiver, alors que MED12 se réajuste à ce moment-là.

Cette étude de la température moyenne sur 2 ans montre de façon générale le réalisme des simulations dans la reproduction de la variabilité saisonnière de surface. Afin d'estimer la capacité des configurations à reproduire en détails la variabilité quotidienne dans la région, nous avons comparé des cartes de SST satellite quotidiennes avec les sorties modèle. La figure 3.8 présente ainsi quatre cas typiques de SST rencontrée dans la région, en hiver, printemps, été et automne. Le stress du vent appliqué aux simulations est superposé sur les cartes de SST. Nous pouvons remarquer ainsi tout de suite que les vents, qui ont un gros impact sur la température de la couche de surface, ne sont pas toujours similaires entre les deux simulations.

En hiver, les eaux de surface dans le domaine sont plus froides que les eaux provenant de la mer Ligure. Le CN est ainsi clairement identifiable par sa signature thermique plus chaude en surface que les eaux du Golfe du Lion. C'est ce que l'on peut observer sur le panneau supérieur de la figure 3.8 (23 janvier 2008) : la température moyenne dans le domaine est de 13.6°C pour les observations satellite, avec un minimum de 12.5°C sur le plateau du golfe du Lion et un maximum de 14.55°C à la limite Sud-Est du domaine. Dans les 3 jeux de données, la trace du CN est visible avec un coeur à environ 13.8°C . L'étude des vitesses de GLAZUR64 associées aux champs de température montre que de nombreux tourbillons anticycloniques sont générés par le CN le long du talus continental, expliquant l'extension des eaux Ligures sur le plateau (un cas typique de génération de tourbillons le long du talus est présenté en fig. 3.3). Ce type d'activité méso-échelle est fréquente en hiver et a déjà été observée par *Flexas et al.* [2002] sur des images de SST satellite en 1997. Les eaux froides observées le long de la côte, de l'embouchure du Rhône au Cap Creus, sont présentes dans les deux simulations, mais MED12 a tendance à surestimer ce refroidissement, avec des eaux aux alentours de 10°C en zone côtière (contre 12.5°C pour GLAZUR64 et 13°C pour les mesures). Cela peut s'expliquer par le fort vent continental prescrit à la simulation, qui chasse les eaux de surface vers le large, alors que dans GLAZUR64 les vents sont faibles. L'extension du panache du Rhône vers le Sud est visible dans les trois jeux de données. Au large, dans la zone de convection MEDOC, les eaux de surface sont plus froides, mais les observations montrent l'arrivée d'eau chaude (supérieure à 13.6°C) tout le long des frontières Est et Sud (excepté de 42.8 à 43.4°N). Si modèles et observations sont en bon accord le long de la frontière Est, un biais apparaît le long de la frontière Sud, de 3.5°E à 6.5°E : il n'y a aucun apport d'eau chaude dans les simulations. Ces masses d'eaux existent pourtant dans

1. Root Mean Square

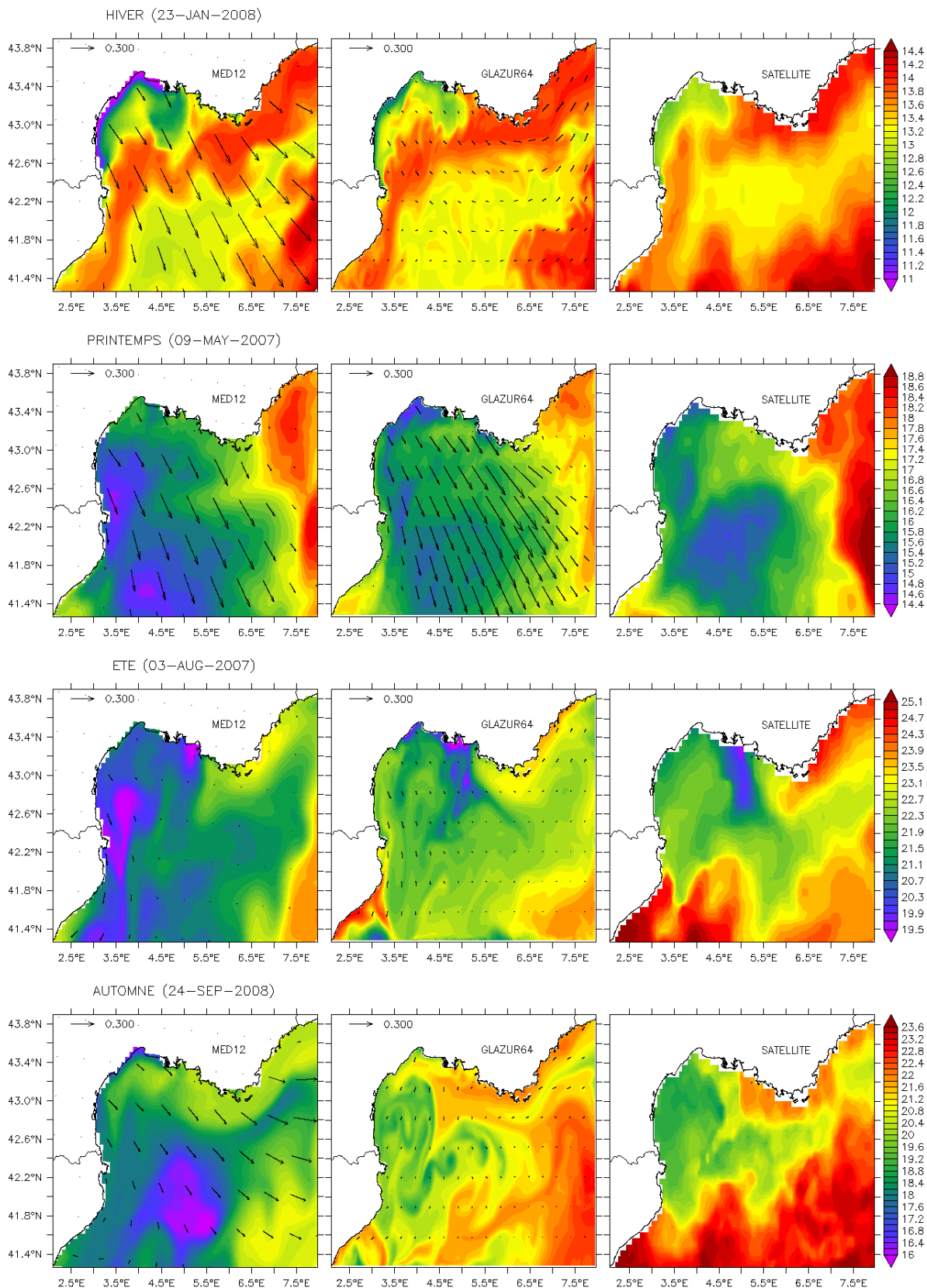


Figure 3.8 – Comparaison des SST issues de MED12 (gauche), GLAZUR64 (centre) et des données satellite traitées par le GOS (droite) pour quatre cas saisonniers typiques. Le stress du vent (moyenne quotidienne) prescrit aux simulations est superposé sur les cartes. De haut en bas : Hiver, Printemps, Été, Automne.

MED12, mais plus au Sud, et pénètrent rarement dans le domaine de GLAZUR64. On peut toutefois dire de manière générale que les simulations sont en bon accord avec la SST satellite.

Au printemps, les vents froids vont progressivement diminuer, l'ensoleillement va augmenter, menant petit à petit à un réchauffement du domaine et l'apparition d'une thermocline. La date présentée en figure 3.8 (9 Mai 2007) montre un cas printanier typique : malgré des températures plus élevées qu'en hiver (les données satellite indiquent une température moyenne dans le domaine de 16.65°C), les eaux au large et sur le plateau sont encore froides (jusqu'à 15°C). Le front de température observé sur la partie Est du domaine s'explique par la présence d'un vent de Nord-Ouest : les eaux chaudes du large en provenance de mer Ligure pénètrent par la frontière Est, mais ne s'étendent pas au-delà de 7°E . Ce comportement est correctement reproduit par les deux simulations, malgré une extension limitée à 7.5°E et des eaux moins chaudes (surtout dans GLAZUR64). Une cellule d'eau chaude peut être également observée le long de la côte espagnole dans les données satellite et dans GLAZUR64. Cette zone abritée par la chaîne des Pyrénées du vent continental se réchauffe sous l'effet du flux solaire. Au large, un noyau d'eau froide (aux alentours de 15°C) est identifié dans les 3 jeux de données mais s'étend jusqu'à la frontière Sud dans les simulations, contrairement aux observations. Cette masse d'eau est plus froide et plus étendue dans MED12 que dans GLAZUR64. Sur le plateau du Golfe du Lion, une bande d'eau à 15°C est observée près des côtes Nord. Ce phénomène est visible dans les données satellite et GLAZUR64, mais dans MED12 la masse d'eau froide s'étend sur toute la partie Ouest du plateau.

En été, la température moyenne sur tout le domaine peut dépasser les 25°C . Sur le plateau subsistent régulièrement des eaux fraîches, dues aux fréquents upwellings le long des canyons du talus continental, qui percent la thermocline saisonnière. Le 3^{ème} panneau de la figure 3.8 illustre un tel cas. Le 3 août 2007, le CN transporte des eaux chaudes le long de la Côte d'Azur, jusqu'au début du plateau du Golfe du Lion. Les données satellite montrent alors la présence d'une masse d'eau de température inférieure à 19°C , s'étendant depuis la Camargue jusqu'au talus continental et bloquant ce flux en provenance de mer Ligure. GLAZUR64 reproduit également cette masse d'eau froide : l'étude de la simulation sur les jours précédents montre que des vents continentaux ont soufflé pendant plusieurs jours sur le domaine, et provoqué un phénomène d'upwelling dans la baie de Marseille. Ces eaux froides ont ensuite été transportées vers le large par les courants et les vents. Ce processus d'upwelling et son extension vers le Sud, associée à un front de température, est ainsi clairement reproduit par GLAZUR64, en accord avec les données satellite avec des températures de l'ordre de 22°C sur le plateau. La simulation MED12 sous-estime la température de surface du Golfe avec des températures 2 à 3°C inférieures aux observations et des eaux froides qui s'étendent jusqu'à la frontière Sud du domaine. Les données satellites montrent encore la présence d'eaux allant jusqu'à 25°C qui remontent par le Sud. Ce front de température existe aussi dans MED12, mais il est trop au Sud pour pénétrer dans le domaine de GLAZUR64. La configuration à haute-résolution présente donc un biais en température au Sud du domaine, mais il est moins important que dans MED12. On observe comme au printemps une cellule d'eau chaude le long de la côte Catalane, qui est absente dans MED12.

Dès la fin de l'été, on assiste à un resserrement et une accélération de la veine du CN, associée à une augmentation des structures de méso-échelle. Tout au long de l'automne, la couche de

surface va se mélanger, et la thermocline va disparaître. Sur le panneau inférieur de la figure 3.8 (24 septembre 2008), on peut voir un exemple de cette forte activité méso-échelle. On observe une intrusion du CN sur le plateau du Golfe du Lion, limitée à la partie Est du Golfe (22°C) à 5°E . Le front de température entre les eaux du CN et les eaux du plateau à 19.5°C est ainsi visible dans les données satellite et GLAZUR64, mais décalé vers l'Ouest (4.5°E). Cette intrusion est associée à une forte activité méso-échelle sur le plateau et au large, identifiable par la présence de nombreux filaments qui se détachent des différentes masses d'eaux et se mélangent. Sur la période automnale, MED12 se refroidit trop vite (ce qui peut s'expliquer par l'existence d'un fort vent continental), et forme un noyau d'eau froide au large du CN, qui n'est pas visible dans les données satellite. On observe ainsi un biais moyen de 2.8°C sur tout le domaine entre MED12 et les observations pour ce jour, tandis que GLAZUR64 est très proche des observations tant en terme de température moyenne (biais moyen de -0.4°C sur le domaine) que de position des fronts. Il corrige un peu le déficit en eaux chaudes de la frontière Sud.

L'étude de ces cas typiques nous montre que la position du CN, le réchauffement/refroidissement saisonnier et la réponse aux coups de vents sur le plateau sont bien reproduits, malgré une tendance de MED12 à être trop froid en été et automne. Cela s'explique par un biais majeur en température le long de la frontière Sud. Nous sommes cependant en droit de nous interroger sur la qualité de ces données satellites, notamment lors d'épisodes de couverture nuageuse intense. Malgré le soin apporté au traitement des données (interpolation optimale) et l'utilisation de plusieurs sources, il est tout à fait possible que pour certaines dates la quantité de données disponibles soit trop limitée pour fournir une carte précise, notamment lorsqu'elles sont utilisées à des fins de comparaison avec des données à haute-résolution, comme ici. La validation des simulations sera ainsi complétée par une comparaison avec des données de SST provenant de bouée fixe. Une inter-comparaison de SST entre les données satellites, les simulations, et des données de bouées fixes permettra ainsi de valider la corrélation entre les différents jeux de données et d'évaluer les variations de température en des points précis. Quatre bouées de mesure de SST sont disponibles sur la période (voir section 2.3.3.1), dont deux en pleine mer (les bouées AZUR et GOLFE de Météo-France), et deux en zone côtière (nommées NICE et MARSEILLE). La position de ces bouées et leur période de mesure sont présentées en table 2.3. La SST des points de grille les plus proches des bouées a été extraite de GLAZUR64, MED12 et des données satellite.

Au large (bouées AZUR et GOLFE, figure 3.9), les données satellite et *in-situ* présentent une très bonne corrélation (respectivement 0.992 et 0.984, voir table 3.2). Cependant, la SST satellite est surestimée à l'emplacement de la bouée AZUR, avec 2°C de trop en hiver et 1 en été. Les données statistiques montrent que c'est également au niveau de la bouée AZUR que les simulations présentent le plus de biais, avec des surestimations de la température de l'ordre de 1.25°C pour GLAZUR64 et 1.15°C pour MED12. C'est notamment par un mauvais refroidissement automnal que ce biais s'explique dans les simulations. La proximité de la frontière Est du domaine de GLAZUR64 explique très certainement les résultats très similaires entre les deux simulations étudiées. Dans cette zone qui est plus abritée des vents que le golfe du Lion, la température de surface est principalement héritée du bassin Ligure. GLAZUR64 étant forcé par MED12 le long de la frontière Est, par où pénètrent ces eaux Ligures, il est naturel que

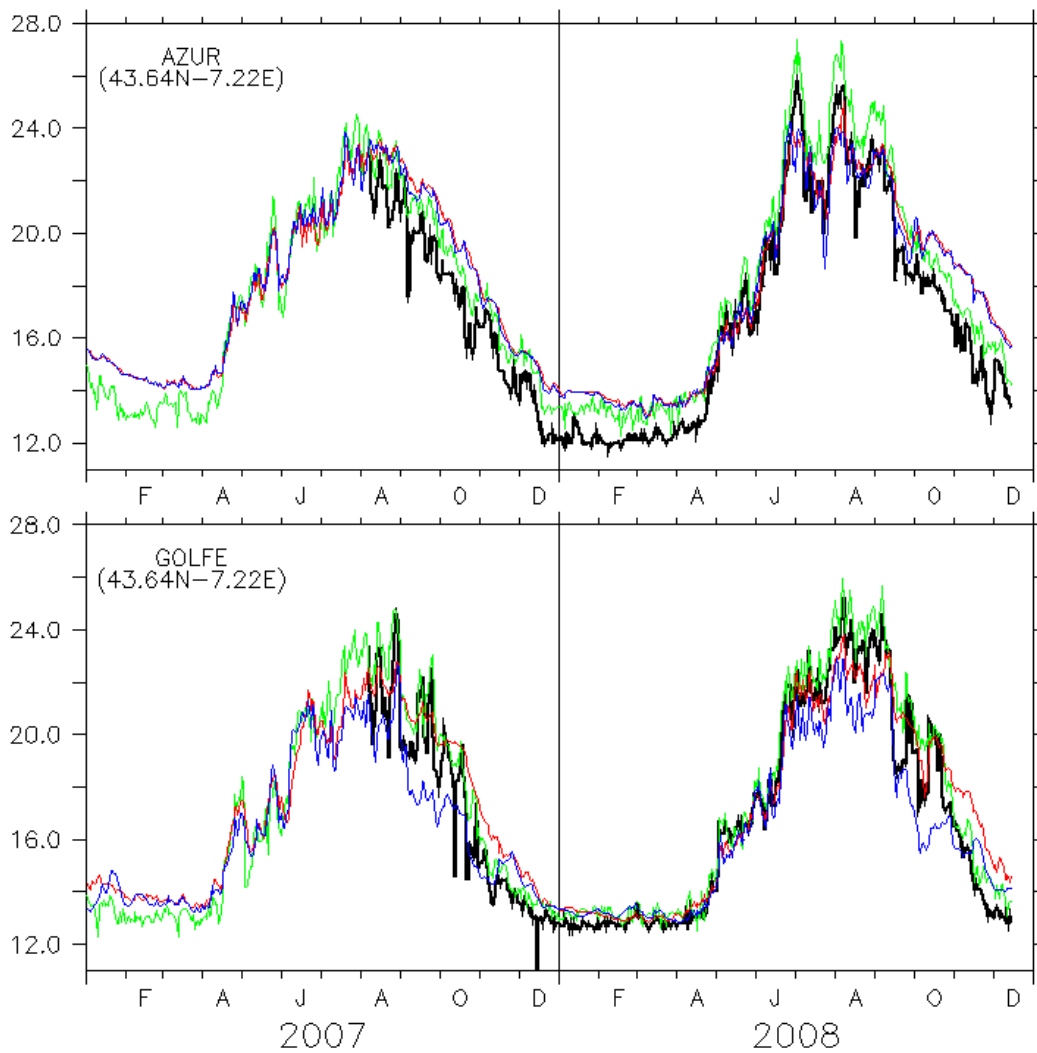


Figure 3.9 – Comparaison entre les SST des bouées fixes AZUR (haut) et GOLFE (bas), et les simulations GLAZUR64, MED12, et les données satellite sur la période 2007-2008, aux points les plus proches des bouées. Les données issues des bouées sont en noir, les données satellite en vert, GLAZUR64 en rouge, et MED12 en bleu.

le biais observé dans MED12 se retrouve dans GLAZUR64. Les mêmes similarités entre les simulations sont retrouvées au niveau de la bouée GOLFE, qui est proche de la frontière Sud du domaine de GLAZUR64. Une différence cependant est à noter : au début de l'automne (années 2007 et 2008), un brusque refroidissement est visible dans MED12, qui n'est pas présent dans GLAZUR64. Cette sous-estimation de la SST dans le modèle de bassin est ensuite compensé par un refroidissement plus faible que dans les observations, permettant ainsi à MED12 de rejoindre des températures réaliste en hiver. GLAZUR64 surestime légèrement la SST pendant tout l'automne, mais ce biais est progressivement réduit pendant l'hiver. On observe ainsi un biais systématique dans les deux simulations : GLAZUR64 surestime la température (0.488°C), tandis que MED12 la sous-estime (-0.523°C).

En zone côtière (bouées NICE et MARSEILLE), les SST modèle des deux configurations sont en très bon accord avec les mesures (figure 3.10 et table 3.2). Les maxima de températures sont du

Couple de données		Corrélation	RMSE	Différence moyenne
NICE	Satellite	0.988	0.018	-0.217
	GLAZUR64	0.987	0.029	-0.617
	MED12	0.983	0.031	-0.670
MARSEILLE	Satellite	0.939	0.039	0.414
	GLAZUR64	0.959	0.029	0.112
	MED12	0.944	0.036	-0.092
GOLFE	Satellite	0.984	0.033	0.674
	GLAZUR64	0.959	0.042	0.488
	MED12	0.959	0.048	-0.523
AZUR	Satellite	0.992	0.054	1.192
	GLAZUR64	0.962	0.065	1.246
	MED12	0.964	0.062	1.150

Table 3.2 – Corrélation, RMSE et différence moyenne (Simulation/satellite - bouées) entre les SST de quatre bouées fixes et les configurations GLAZUR64, MED12, et les données satellite. Données statistiques calculées sur la période de fonctionnement de la bouée (table 2.3). Pour chaque bouée, les meilleures statistiques avec les simulations sont en gras.

même ordre de grandeur dans les quatre jeux de données, et les réchauffements/refroidissements de la couche de surface au printemps et à l'automne sont temporellement concordants entre les observations et les simulations. Ces bouées sont situées sur le plateau continental, où la profondeur est limitée et l'influence des forçages atmosphériques (notamment les vents) est forte. Les données satellite sont très proches des données *in-situ* au niveau de la bouée NICE, avec une RMSE de 0.018°C et une corrélation de 0.988, mais ont une moins bonne corrélation avec la bouée MARSEILLE (0.94), où la couverture satellite est insuffisante pour couvrir des processus côtiers à haute-fréquence tels que les upwellings fréquents dans la zone. Seuls les upwellings importants induisant une extension de la masse d'eau froide vers le large sont captés par le satellite, comme par exemple dans le panneau 3 de la figure 3.8. Malgré un très bon accord de MED12 avec les données de bouée (une corrélation de 0.98 avec la température mesurée à NICE), GLAZUR64 présente de meilleurs résultats statistiques en zone côtière (table 3.2). Sur 20 mois de mesure, la corrélation entre la simulation et la mesure à Nice est de 0.987, pour une RMSE de 0.029°C . Au niveau de la bouée de Marseille, toutes les chutes de température observées en été sont reproduites par GLAZUR64. La bathymétrie à plus haute résolution que celle de MED12 permet très certainement une meilleure simulation des remontées d'eaux profondes le long des canyons. La qualité des flux atmosphériques et de leur paramétrisation est également un des facteurs possible expliquant les meilleurs résultats obtenus dans GLAZUR64. On notera que les données des bouée Météo-France (AZUR et GOLFE) sont assimilées dans ALADIN, mais les bouées côtières MARSEILLE et NICE sont indépendantes.

3.2.1.2 Validation du forçage atmosphérique et extension du panache du Rhône.

Il est toujours délicat de valider l'assimilation du forçage atmosphérique par un modèle. Cependant, dans notre zone d'étude, la circulation sur le plateau du Golfe du Lion est princi-

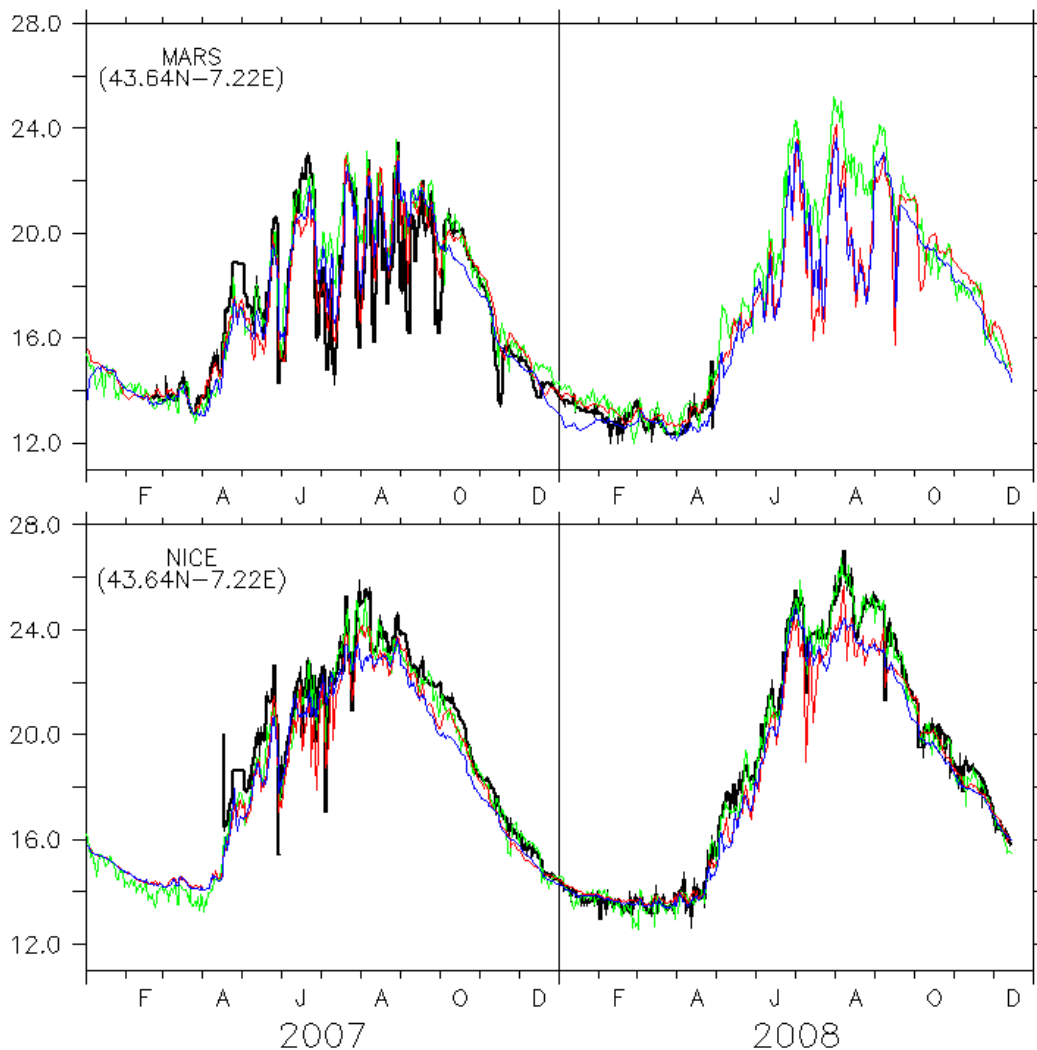
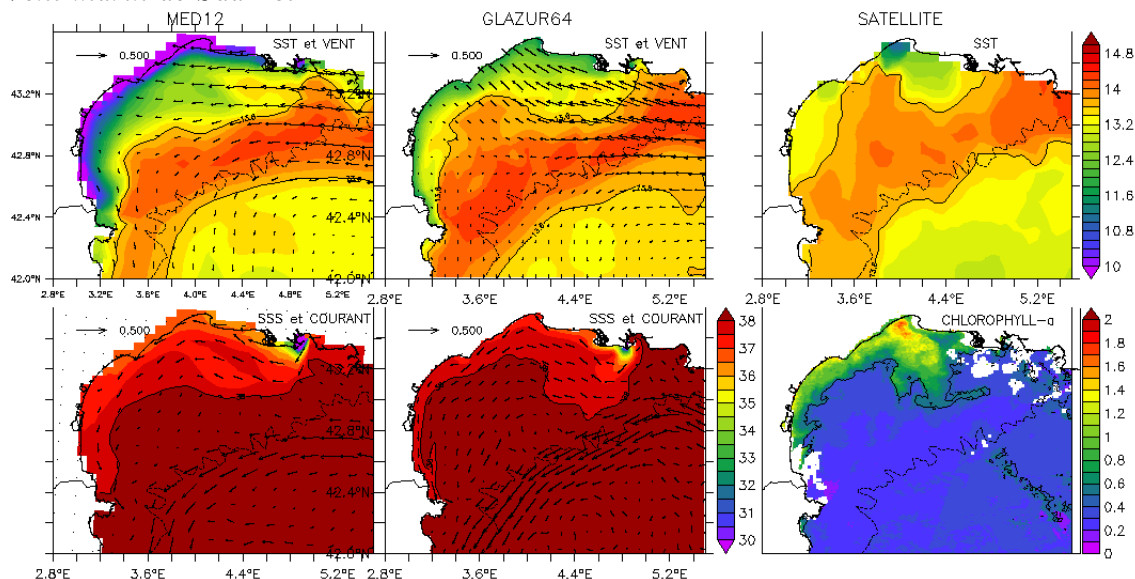


Figure 3.10 – Comparaison entre les SST des bouées fixes MARSEILLE (haut) et NICE (bas), et les simulations GLAZUR64, MED12, et les données satellite sur la période 2007-2008, aux points les plus proches des bouées. Les données issues des bouées sont en noir, les données satellite en bleu, GLAZUR64 en rouge, et MED12 en vert.

galement guidée par les vents, notamment l'extension du panache d'eaux douces provenant du Rhône : localisé en surface par effet de flottabilité, il peut s'étendre loin de l'embouchure du fleuve en l'absence de mélange vertical important (notamment la marée), mais sa position et l'extension du panache sont sous l'influence des vents, comme l'ont montré des campagnes de mesure [Broche *et al.*, 1998; Estournel *et al.*, 2001; Gatti *et al.*, 2006] et des simulations numériques [Marsaleix *et al.*, 1998; Reffray *et al.*, 2004; Ulses *et al.*, 2005]. Nous allons donc valider la qualité du vent prescrit et de sa paramétrisation dans les simulations, au travers de l'étude de la réponse du panache du Rhône à différents régimes de vent. Les eaux du Rhône sont identifiable par une salinité faible et une concentration biologique importante, grâce à l'apport de nutriments terrestres.

La figure 3.11 présente deux cas typiques d'extension des eaux rhodaniennes, sous l'influence d'un vent marin de Sud-Est (panneau a) et d'un vent continental de Nord-Ouest (panneau b). Des

a) Vent marin de Sud-Est



b) Vent continental de Nord-Ouest

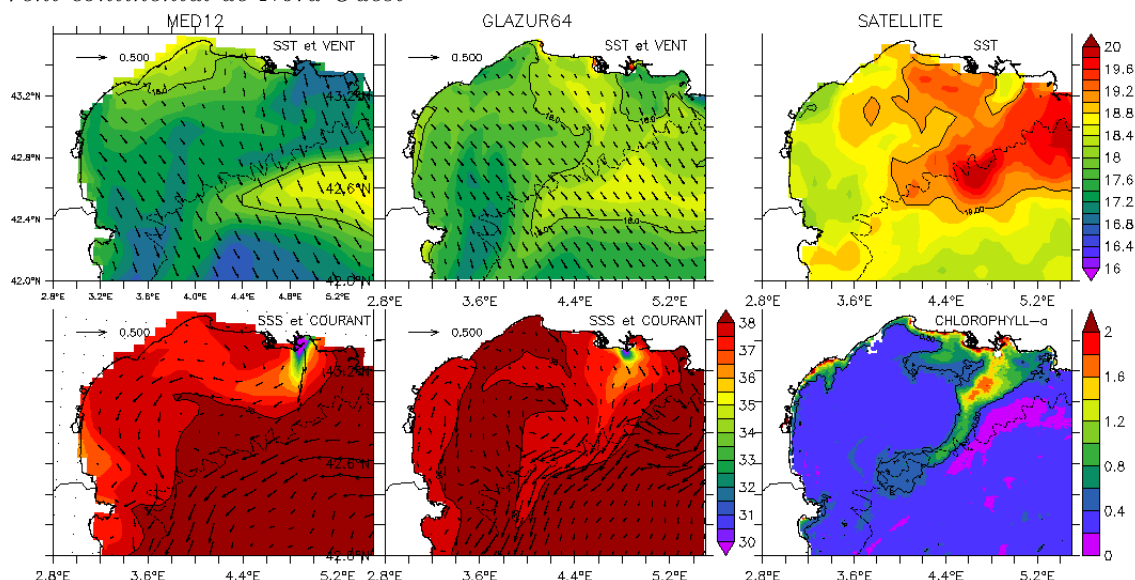


Figure 3.11 – Positionnement du panache du Rhone pour a) un vent de Sud-Est (moyenne sur 4 jours, du 31 décembre 2007 au 03 janvier 2008), b) des vents continentaux (moyenne sur 4 jours, du 12 au 15 juin 2008). Gauche : stress du vent et SST pour MED12 (haut), et salinité de surface et courant associés (bas). Milieu : stress du vent et SST pour GLAZUR64 (haut), et salinité de surface et courant associés (bas). Droite : stress du vent ALADIN et SST Satellite (haut), et concentration en Chlorophylle-a (MORIS/MEDIS, 10^{-6} kg/m³) (bas).

images composites moyennées sur 4 jours (MERIS/MODIS) de concentration de Chlorophylle-a permettent d'identifier clairement la position et la dilution du panache d'eau douce [Forget and André, 2007]. Les champs de salinité de surface des simulations (moyennés sur 4 jours pour être en accord avec les données satellite) sont utilisés pour identifier la position du panache du Rhône dans les simulations, en réponse à ces régimes de vent. Les températures mesurées par satellite (L4 AVHRR) ainsi que les températures et les vents simulés sur la même période sont présentés.

Dans le cas d'un vent marin de Sud-Est (Fig. 3.11 a), l'effet de la force de Coriolis (qui

entraîne le panache vers l'Ouest) est intensifié : les eaux du fleuve sont plaquées le long de la côte et forment un jet côtier pouvant atteindre l'extrême Sud-Ouest du plateau. MED12 reproduit correctement ce jet côtier, avec une extension du panache le long des côtes jusqu'au Cap Creus. Cependant, la comparaison avec les observations suggère que ce jet est trop large et trop froid. GLAZUR64 reproduit également le processus avec un filament d'eau dessalée plus fin le long de la côte et en meilleur accord avec les observations en terme de température. L'extension du panache au Sud de l'embouchure est limitée, comme le montrent les champs de salinité, ce qui est confirmée par la carte de *Chorophylle-a*. Ce scénario de vent de Sud-Est est moins fréquent que les épisodes de Mistral ou Tramontane, lors desquels le panache du Rhône est poussé loin de la côte, vers le Sud. Un tel cas est présenté en figure 3.11 b), pour lequel une Tramontane homogène souffle sur le plateau pendant plusieurs jours. Les données de *Chorophylle-a* montrent que le panache d'eau douce s'étend vers le Sud jusqu'au talus continental, où il est alors entraîné vers l'Ouest, vraisemblablement par le CN, jusqu'à 4°E. Les deux simulations présentent un biais systématique de 2°C sur la zone, mais les structures de température reproduites par GLAZUR64 sont en très bon accord spatial avec les données, ainsi que le filament d'eau dessalée qui s'écoule le long du talus jusqu'à 4°E. Une double circulation se met en place sur le plateau, comme c'est le cas dans les événements de Mistral/Tramontane cisailés [Estournel et al., 2003]. Dans la simulation à plus basse résolution, le panache s'étend aussi vers le Sud, mais est plus rapidement plaqué vers l'Ouest avant d'atteindre le talus. Les eaux dessalées occupent quasiment tout le plateau et rejoignent la trace du CN par l'extrémité Sud-Ouest du plateau.

L'étude de ces deux cas type montre que GLAZUR64 reproduit avec plus de fidélité la réponse du panache du Rhône au vent. Cela peut s'expliquer par une meilleure résolution, tant horizontale que verticale, qui permet à la configuration régionale d'évacuer rapidement les eaux de surface lorsque le forçage atmosphérique varie. En l'absence de données satellite de salinité ou de campagnes en mer régulières, une telle validation reste limitée à une comparaison qualitative entre les champs de salinité et simulés et la production biologique.

3.2.1.3 Positionnement des masses d'eaux sur la verticale

L'étude de la variabilité de la couche de surface permet ainsi de poser le réalisme des solutions en terme de capacité à reproduire correctement le cycle saisonnier et de réponse aux forçages atmosphériques. Une validation à l'aide de profils verticaux *in-situ* va permettre maintenant de valider le positionnement et la densité des masses d'eaux. Le positionnement des masses d'eau sur la verticale est un facteur essentiel pour la bonne représentation des processus physiques, notamment les courants géostrophiques comme le CN. La profondeur de la thermocline et la position des différentes masses d'eau peuvent être renseignées par l'étude de profils verticaux de température et salinité, extraits de mesures ARGO, glider et CTD (voir section 2.3.3.2). La plupart des profils ARGO disponibles sont situés dans la veine du CN et au large, là où les courants ont advecté les bouées. Les profils CTD se concentrent sur la radiale NICE/DYFAMED, tandis que les gliders ont principalement servi à couvrir la zone MEDOC, au départ du site Seynois de l'IFREMER (Fig. 2.4). L'ensemble de ces profils va donc permettre de valider l'existence et le positionnement des masses d'eau le long du CN et au large. Les eaux du plateau du Golfe du Lion ne feront pas partie de cette étude, mais elles sont héritées du Rhône (dont le débit est

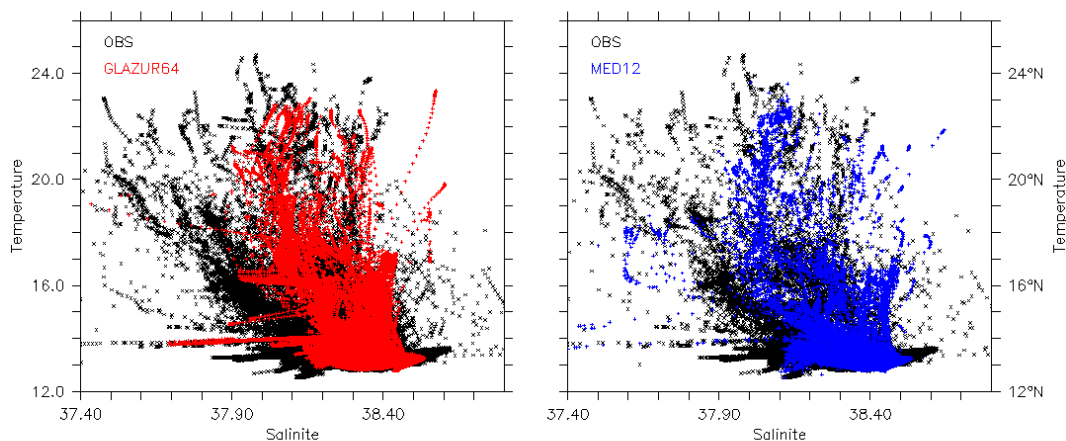


Figure 3.12 – Diagrammes TS des observations interpolées sur les grilles verticales des configurations (noir), superposés aux diagrammes TS issus des simulations (GLAZUR en rouge à gauche, MED12 en bleu à droite) aux positions et dates équivalentes.

fourni par des mesures) et du large (la faible profondeur de cette région et la circulation forcée par le vent y permettent un renouvellement fréquent des masses d'eau).

La figure 3.12 présente les diagrammes TS associés aux 3 jeux de données. Ces diagrammes sont représentatifs des eaux Nord-Méditerranéennes, à savoir des MAW peu salées et chaudes en surface, des LIW très salées dans la couche intermédiaire, et des eaux profondes WMDW froides et salées. Globalement, la forme du diagramme est similaire dans les trois jeux de données, nous assurant que toutes les masses d'eau sont assez bien représentées dans les simulations. En terme de température, les WMDW sont un peu trop chaudes dans les deux simulations, mais nous avons bien des températures s'échelonnant entre 13 et 24°C dans les simulations comme dans observations. Un manque de variabilité en terme de salinité est par contre observé : les simulations possèdent une couche de LIW pas assez salée (0.1 PSU de biais), et la forte variabilité des MAW observée dans les mesures est incomplètement représentée dans les deux simulations, avec des eaux de surface et sub-surface pas assez dessalées.

Ces tendances sont confirmées par l'étude des profils moyens de température et salinité des simulations et observations (Fig. 3.13). Il faut noter que les observations étant interpolées sur les grilles respectives des configurations, plus de points sont disponibles dans la comparaison avec GLAZUR64, notamment en surface et dans la couche intermédiaire, là où les masses d'eau ont le plus de variabilité. Des comparaisons entre les statistiques globales des deux simulations sur toute la masse d'eau ne seraient donc pas pertinentes, puisque GLAZUR64 a plus de points là où l'erreur est susceptible d'être maximale. C'est pourquoi sont présentés ici les profils de RMS et d'erreur associés aux profils verticaux moyens, afin d'estimer l'erreur des modèles par rapport aux mesures en fonction de la profondeur et non sur la couche totale. Ces deux statistiques sont présentées sous forme de nuage de points et de profil moyen. La représentation sous forme de nuages de points permet de mettre en évidence la forte variabilité des masses d'eau en surface.

En terme de température, les profils des deux simulations sont très similaires, notamment avec une thermocline pas assez pincée. Dans les observations, elle a une amplitude moyenne de

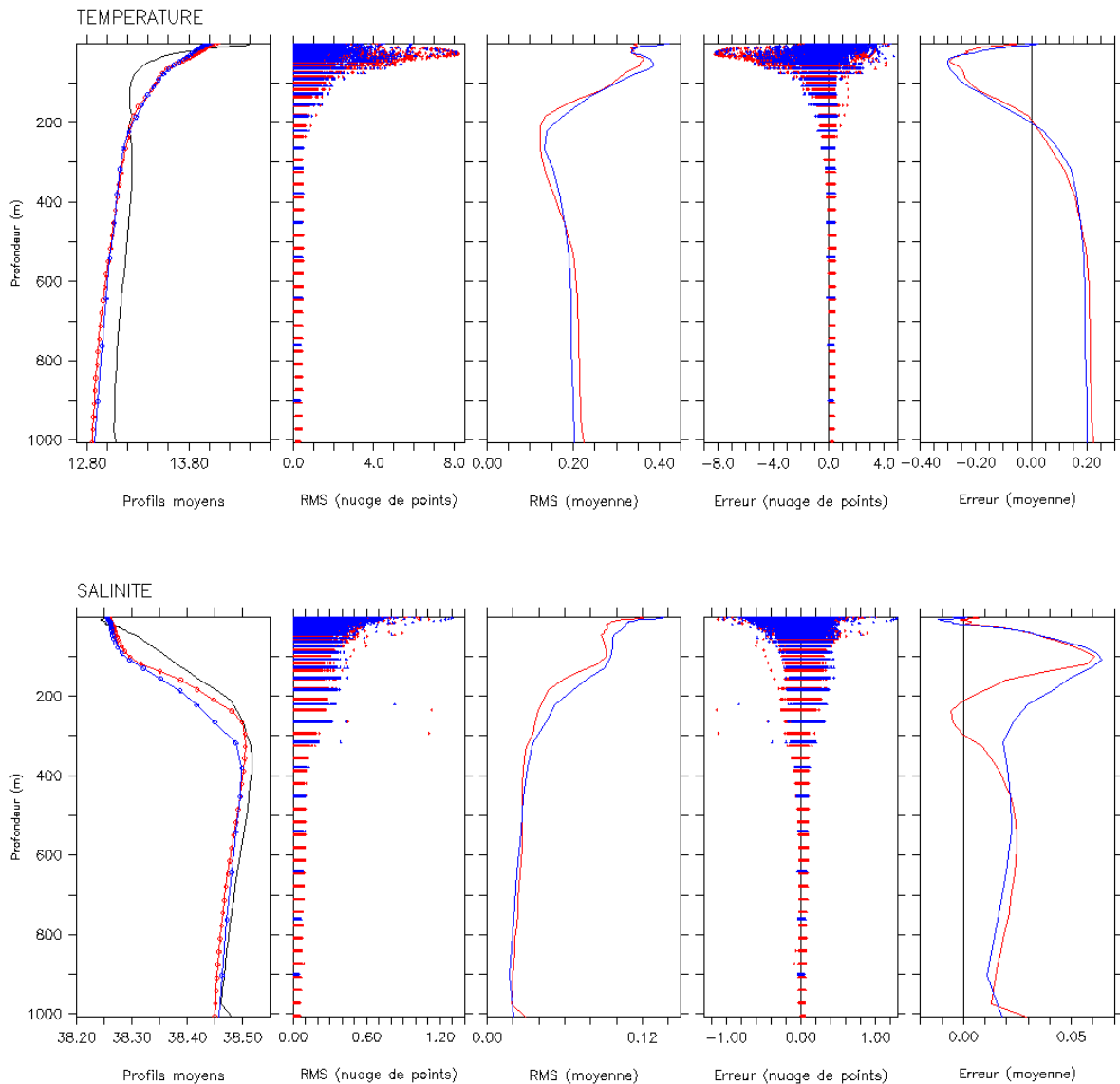


Figure 3.13 – Profils statistiques de température (haut) et salinité (bas), pour les observations (en noir), GLAZUR64 (rouge) et MED12 (bleu). De gauche à droite : profil moyen pour les trois jeux de données ; nuage de point de la RMS entre les simulations et les observations ; profil moyen de RMS associé ; nuage de point de l'erreur entre les simulations et les observations ; profil moyen de l'erreur associé.

1.2°C (de 14.4°C en surface, à 13.2°C à 100 m de fond), alors que dans les simulations, elle ne varie que de 0.8°C et atteint une profondeur de 200 m. Le maximum d'erreur sur les profils verticaux est obtenu au niveau de la thermocline, avec des RMS pouvant atteindre 8°C. Ces fortes erreurs s'expliquent en fait par un décalage fréquent de profondeur entre la thermocline mesurée et celles simulées. Un exemple est présenté en figure 3.14 : les simulations reproduisent toutes deux une thermocline trop profonde. À 33 m de fond, on se retrouve ainsi avec une erreur importante de 4.698°C, de l'ordre de l'amplitude de la thermocline. Il faut donc être prudent sur l'interprétation des statistiques dans la couche superficielle, qui a une variabilité très forte. De telles différences peuvent s'expliquer par une mauvaise paramétrisation du mélange vertical,

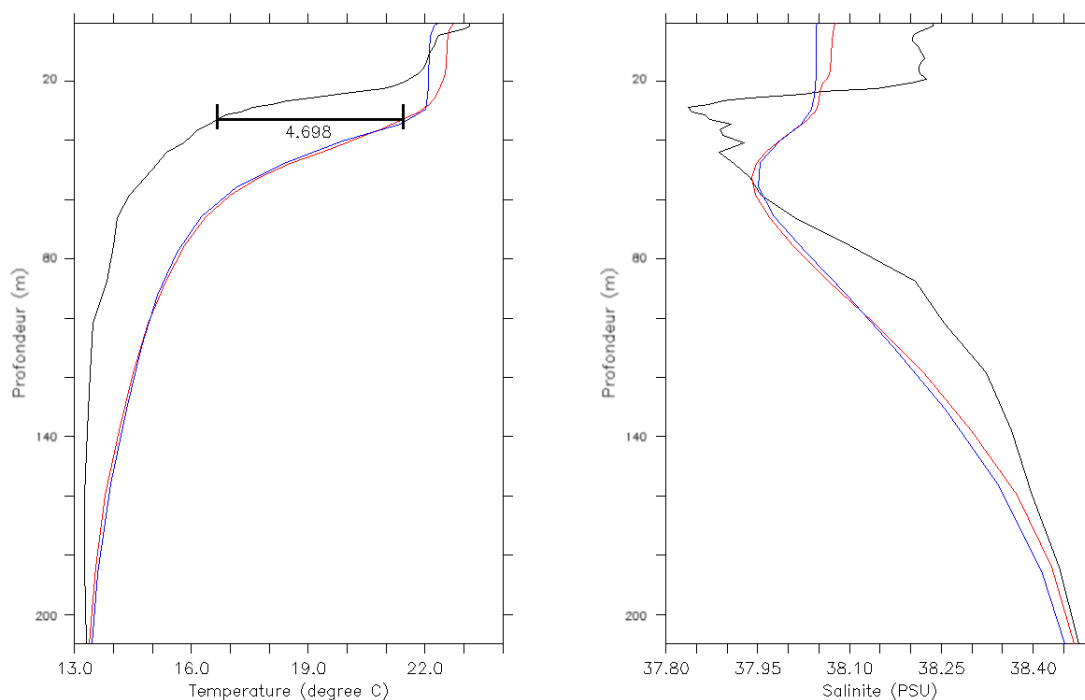


Figure 3.14 – Exemple de décalage de la thermocline entre les observations (noir) et les simulations (GLAZUR en rouge, MED12 en bleu). Profil situé à 7.5°E-43.57°N le 9 septembre 2008. La barre noire indique le maximum de décalage en température (4.698°C).

mais aussi par la différence de résolution temporelle entre les observations et les simulations (champs journaliers moyens). À partir de 200 m de fond, les courbes de température simulées et observée se croisent : les LIW et les WMDW sont plus froides dans les simulations, avec une erreur moyenne de 0.2°C. On notera que la RMS entre GLAZUR64 et les observations, sur la couche intermédiaire (100 – 450 m), est très légèrement meilleure que celle entre MED12 et les observations, montrant une tendance de GLAZUR64 à améliorer la représentation des masses d’eau et pouvant s’expliquer par une meilleure résolution verticale. Cette tendance s’inverse dans la couche inférieure, avec un biais légèrement plus important dans GLAZUR64 que MED12 de 450 à 1 000 m. Ce biais reste cependant très faible (0.2°C d’écart), et nous pouvons ainsi conclure que les champs de température verticaux sont relativement bien reproduits par les simulations. Les années 2007 et 2008 n’étant pas des années de convection d’eau profonde, il n’est malheureusement pas possible d’étudier la réponse des configurations à de tels cas de variation importante des masses d’eau sur la verticale, mais il a été montré que les deux configurations parviennent à résoudre ce type de processus (voir *Lebeaupin-Brossier et al. [2012b]* pour une étude avec MED12, et *Langlais [2007]* pour une étude avec GDL64, le prédeceseur de GLAZUR64).

Les profils moyens des simulations présentent une grosse variabilité en surface, avec une RMS moyenne de 0.8 PSU pour GLAZUR64, et 1.2 PSU pour MED12. La halocline observée présente une pente régulière de 0 à 200 m (allant de 35.25 à 35.72 PSU), jusqu’à atteindre un maximum de salinité de 38.6 PSU à 350 m de profondeur. Les simulations ont une salinité peu variable sur la première centaine de mètres (mais similaires l’une par rapport à l’autre), et divergent

ensuite de 100 à 400 m. Sur cette couche, MED12 présente une augmentation régulière de la salinité, avec la même pente que les observations (et donc un biais constant), et atteint un maximum de 38.5 PSU à 350 m. Dans GLAZUR64, la salinité augmente plus fortement que dans les observations, et rejoint ainsi le profil moyen *in-situ* dès 250 m de fond, où il atteint son maximum de salinité (38.5 PSU). Cette différence de représentation de la halocline, avec un meilleur accord entre GLAZUR64 et les observations, s'explique encore très probablement par la haute-résolution verticale de la configuration. Sous la couche des LIW, nous observons tout comme pour la température une sous-estimation de la salinité dans les simulations, encore une fois accentuée dans GLAZUR64.

3.2.2 Validation du positionnement et de l'intensité du CN

Le réalisme des masses d'eau ayant été établi dans les deux configurations, nous pouvons à présent nous interroger sur la validité de la dynamique reproduite par les deux simulations. Notamment, l'amélioration de la résolution mène-t-elle à une meilleure représentation du CN ? Et la méso-échelle associée au CN, qui est plus présente dans GLAZUR64 (voir section 3.1) est-elle réaliste ?

Un des éléments clé de la représentation du CN est son positionnement le long du talus continental. La haute-résolution horizontale et verticale de GLAZUR64 permet de prescrire une topographie beaucoup plus fine, et ainsi de mieux représenter les accidents bathymétriques de la région (de type canyons) où prennent place des instabilités baroclines pouvant déstabiliser le CN. On s'attend donc à un CN plus réaliste dans GLAZUR64 que dans MED12. Le positionnement et l'intensité du courant de chaque simulation seront ainsi évalués le long de sa trace, de la frontière Est du domaine à la sortie du Golfe du Lion, au travers de comparaison avec des données d'altimétrie AVISO et des données d'ADCP.

3.2.2.1 De la frontière italienne aux côtes varoises

La composante principale du CN étant d'origine géostrophique, les vitesses moyennes calculées sur la verticale sont représentatives de la composante géostrophique du courant. Il est donc possible de comparer le courant moyen sur 200 m simulé et les vitesses géostrophiques mesurées par altimétrie pour évaluer le positionnement du CN. Il est important de noter que la différence de résolution temporelle entre les données altimétriques et les simulations (données hebdomadaires vs. sorties quotidiennes) explique la plus forte variabilité des simulations dans les figures 3.15, 3.18, 3.20, 3.21 et 3.25. C'est pourquoi l'enveloppe du CN (identifiée comme la veine de courant de vitesses supérieures à 0.15 m/s) avec une fréquence hebdomadaire a été superposée sur les données quotidiennes. Le long de la Côte d'Azur, la couverture altimétrique du courant reste limitée, suggérant que celui-ci s'écoule trop près des côtes par rapport à la résolution des données satellite. Même si il n'est pas possible de voir la totalité de la veine de courant, on peut toutefois exploiter les données AVISO de la frontière du domaine aux côtes varoises pour évaluer son extension vers le large.

À l'entrée du domaine de GLAZUR64, la position du CN est identique dans les deux simulations (Fig. 3.15), confirmant la bonne paramétrisation des frontières. Le CN simulé s'écoule le long du talus selon un axe Sud-Est, avec un coeur centré à 43.6°N. On note une accélération de

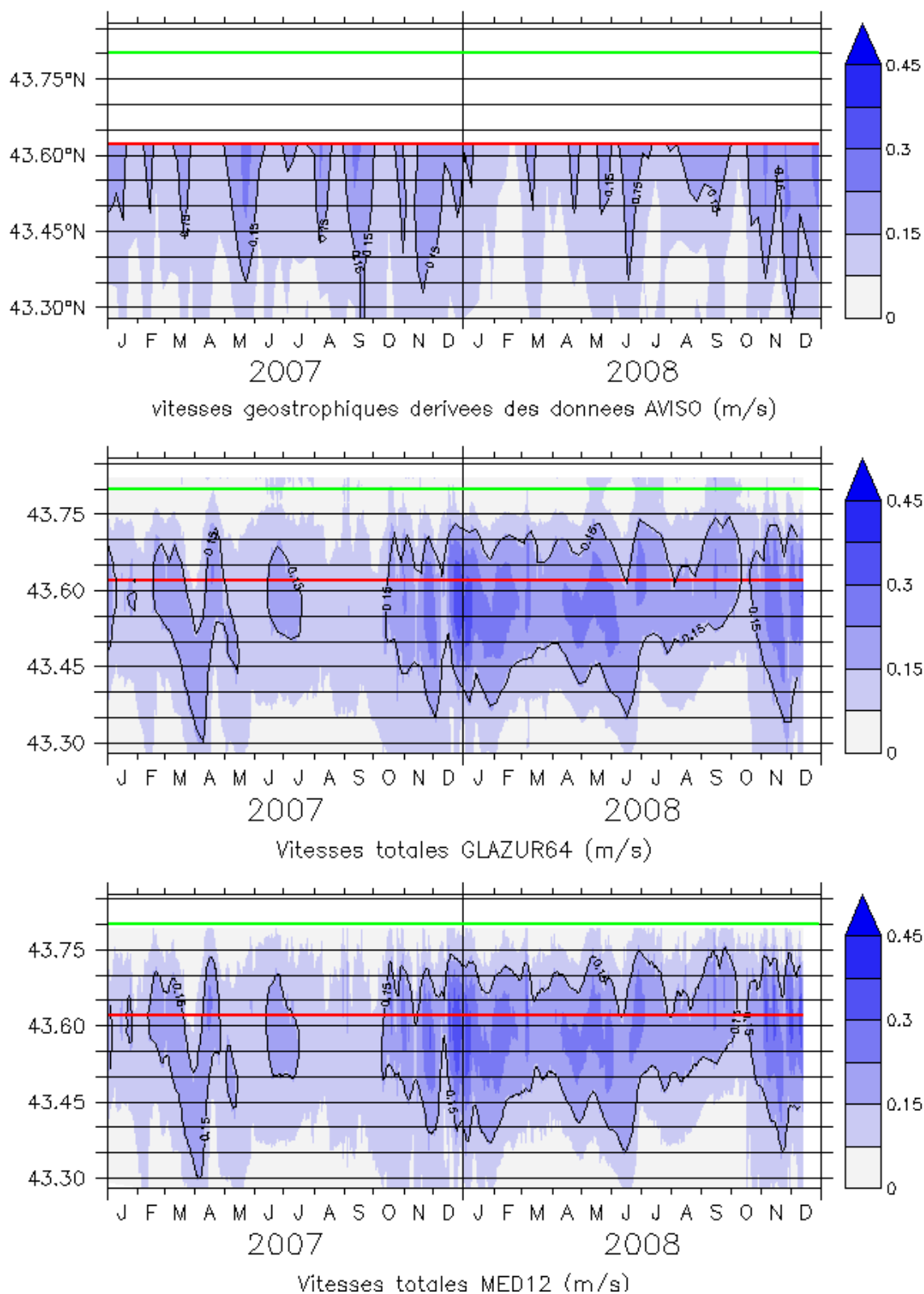


Figure 3.15 – Série temporelle du module de vitesse (m/s) pour les années 2007 et 2008 à une longitude fixée de 7.95°E. De haut en bas : vitesses géostrophiques issues des données AVISO, vitesses quotidiennes moyennées sur 200 m issues de GLAZUR64, vitesses quotidiennes moyennées sur 200 m issues de MED12. Les contours noirs délimitent la veine de courant supérieures à 0.15 m/s, avec une fréquence temporelle de 7 jours. La ligne rouge montre la limite des données AVISO à la côte, et la ligne verte délimite l'isobathe 200 m. L'emplacement de la section est présenté en figure 3.3.

la veine de courant en hiver, qui n'est pas associée à un rapprochement de la côte. Les données altimétriques ne parviennent pas à capter la veine du courant, car la couverture spatiale est limitée par la présence de la terre, mais on peut évaluer son extension vers le Sud. Il est en général limité à 43.5°N , avec quelques extensions jusqu'à 43.3°N , surtout en automne. Cette extension vers le Sud du courant est en bon accord avec nos simulations, qui reproduisent la plupart du temps un CN qui s'écoule au Nord de 43.45°E . Trois extensions plus au Sud, en novembre 2007 et juin et novembre 2008, concordent avec les observations et sont associées aux accélérations saisonnières du courant. Le coeur du courant dans les simulations est cependant trop au Sud (43.55°N), la veine de courant n'apparaissant pas dans les données satellite qui ne s'étendent pas au-delà de 43.6°N .

La mesure de courant par ADCP, si elle reste limitée dans le temps, permet d'évaluer avec précision la position et l'intensité du courant, non seulement en surface mais aussi sur les premières centaines de mètres, et cela sans la moindre contrainte de profondeur ou de distance à la côte. De nombreuses radiales ADCP sont disponibles près de la frontière Est, le Théthys II effectuant régulièrement des trajets entre Nice et le site DYFAMED (où se situe la bouée AZUR). Ici des dates clés représentant la dynamique typiquement observée ont été choisies pour illustrer la validité des simulations près de la frontière du domaine.

Le 9 avril 2008, le Théthys II a traversé la veine du CN près de la frontière Est du domaine de GLAZUR64 (Fig. 3.16). Les champs simulés sont très semblables : il est clair que GLAZUR64 n'a pas encore eu le temps de développer sa propre dynamique. *Ourmières et al.* [2011] ont montré que l'ajustement géostrophique à la grille à haute-résolution se fait sur plusieurs points de grille (≈ 60 km). On voit d'ailleurs qu'en aval du transect, à 7.2°E , la veine de courant de GLAZUR64 accélère et devient plus étroite, alors que celle de MED12 conserve les mêmes caractéristiques. Les champs de vitesses *in-situ* associés à cette traversée situent de façon très claire un CN centré à 43.54°N , avec une intensité dépassant 0.5 m/s (Fig. 3.16, panneau A). La veine de courant principale fait ainsi une vingtaine de kilomètres de large et dépasse les 150 m de profondeur. Le courant simulé par GLAZUR64 est de bien plus faible amplitude (à peine 0.2 m/s), trop loin de la côte (centré sur 43.46°N , soit 18 km trop au large), mais avec une largeur et une forme verticale satisfaisantes. On notera notamment la dissymétrie de la veine de courant, qui se retrouve dans les observations, avec une pente plus faible sur le bord extérieur. Le courant simulé par MED12, qui lui aussi présente des vitesses beaucoup trop faibles, est mieux placé mais trop large et moins bien résolu en terme de géométrie. Dans les deux simulations, les vitesses zonales et méridiennes sont trop faibles, avec une faible variation d'intensité entre l'intérieur et l'extérieur du courant, alors que la veine de courant est clairement délimitée dans les mesures (Fig. 3.16, panneau B). Cela signifie que les courants simulés ne sont pas suffisamment forts, et surtout selon la composante méridienne, impliquant un CN pas assez orienté vers le Sud.

Un transect qui a été effectué plus vers l'intérieur du domaine montre que GLAZUR64 a eu le temps d'affiner la dynamique du CN (Fig. 3.17). Le courant à haute résolution est plus puissant et plus proche des côtes que celui reproduit par MED12. La veine de courant principale est entre 43.3 et 43.45°N avec des vitesses de l'ordre de 0.35 m/s. Cela est en bon accord avec les données d'ADCP, même si celles-ci montrent que le coeur du courant est encore une fois très fort (plus de 0.5 m/s) et centré à 43.55°N . Le bord Nord du courant est à 43.6°N , tout

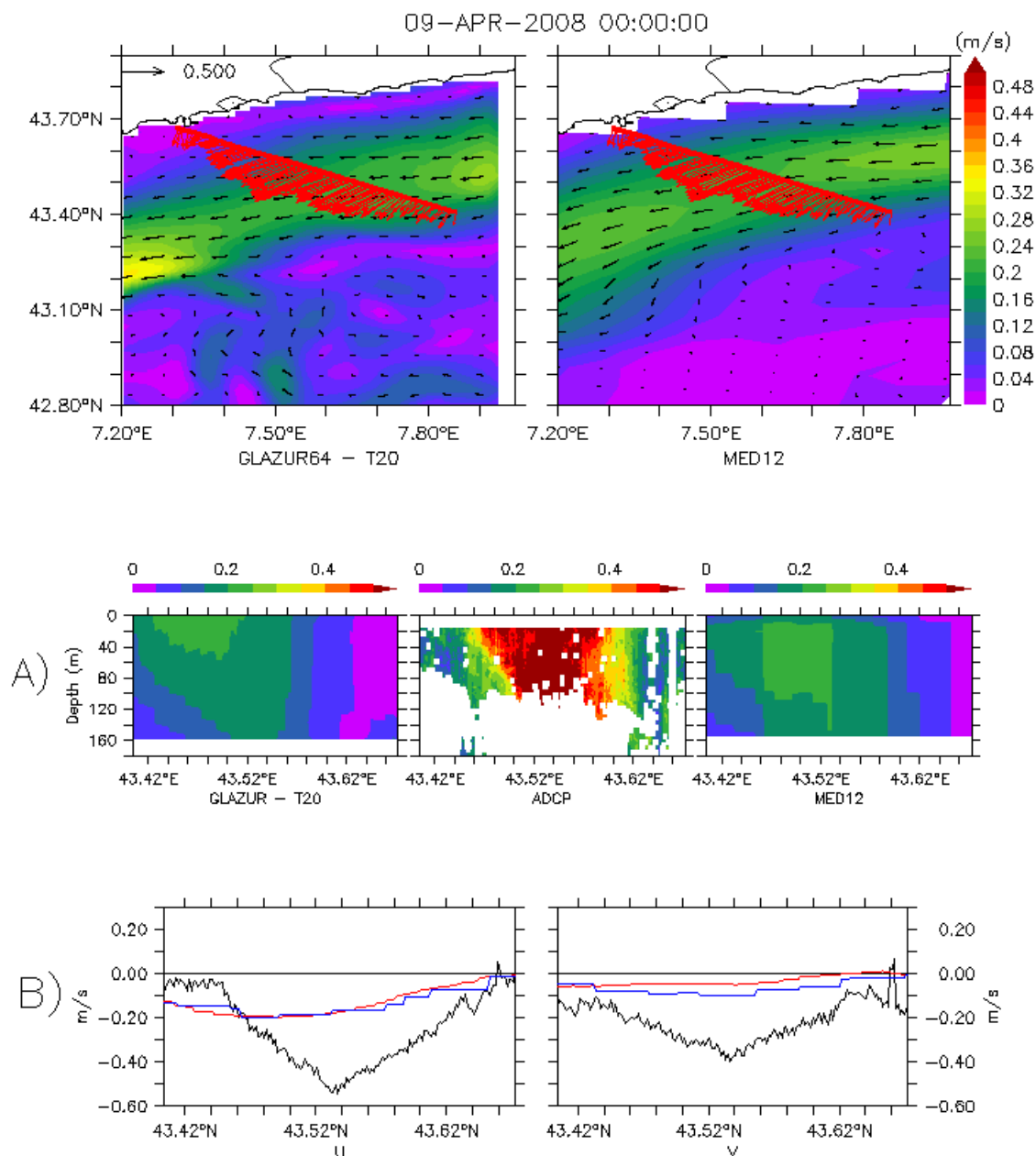


Figure 3.16 – Comparaison entre les champs de vitesse simulés et ceux mesurés par ADCP le 09 avril 2008 au large de la Côte d’Azur. En haut : carte de courants à 16 m simulés par GLAZUR (gauche) et MED12 (droite), sur lesquels sont superposées les vitesses mesurées par ADCP à la même profondeur. Panneau A) : coupe verticale du courant sur 180 m le long de la section pour GLAZUR64, les données ADCP et MED12. Panneau B) : champs de vitesses zonales et méridiennes moyennés sur 100 m pour les observations (noir), GLAZUR64 (rouge) et MED12 (bleu).

comme dans la configuration à haute résolution. Les champs verticaux de MED12 montrent une veine de courant qui semble avoir une intensité équivalente à celle mesurée par ADCP, mais beaucoup plus au Sud (43.1°N). Cette veine de courant forte est en fait associée à l’accélération du courant à l’approche du changement d’orientation de la côte varoise, accélération qui est aussi présente dans GLAZUR64 mais hors du champs de mesure de l’ADCP. L’intensité du coeur de courant reproduit par MED12 au niveau du transect est en fait bien trop faible (moins de 0.3 m/s) et la forme sur la verticale n’est pas correctement résolue (symétrique alors que

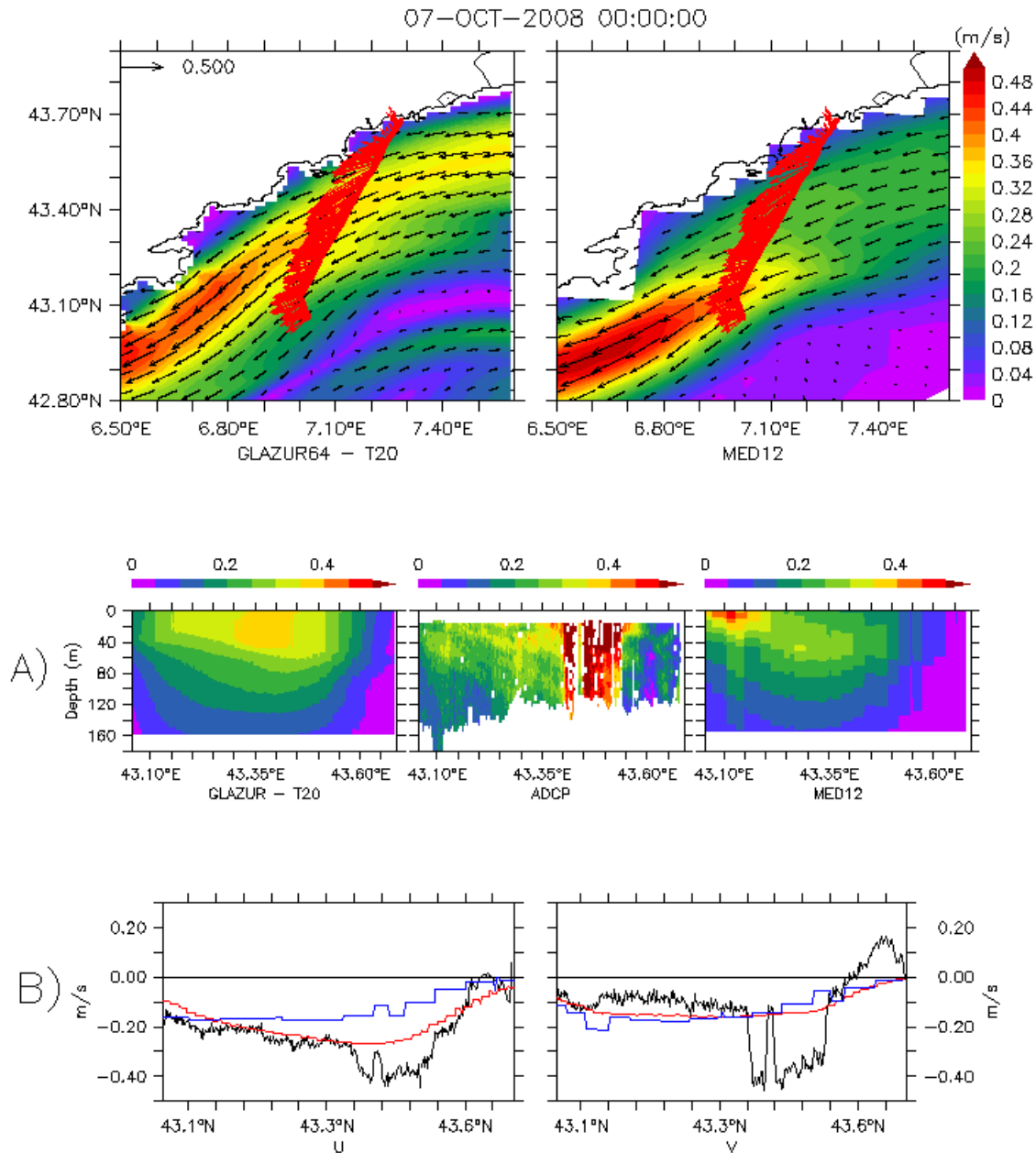


Figure 3.17 – *Figure identique à la figure 3.16 mais pour le 7 octobre 2008, le long de la Côte d'Azur.*

les données d'ADCP montre clairement une asymétrie du courant). Encore une fois, on observe dans les deux simulations une sous-estimation de la composante méridienne du courant et donc un problème d'orientation du flux.

À l'approche du changement d'orientation de la côte, comme il a été observé sur les figures de courant moyen présentées en section 3.1 (e.g. fig. 3.1 et 3.3), le courant accélère et tourne en direction de l'Ouest. La figure 3.18 présente les champs de vitesses géostrophiques AVISO à 6.3°E (voir figure 3.1). Encore une fois, la couverture du courant n'est pas complète, mais on peut estimer que l'extension de la veine vers le large n'atteint que rarement 42.5°N, et que le coeur du courant est toujours au Nord de 42.75°N. Les courants simulés par GLAZUR64 et MED12 sont différents le long de cette section. Le courant à haute résolution présente peu de

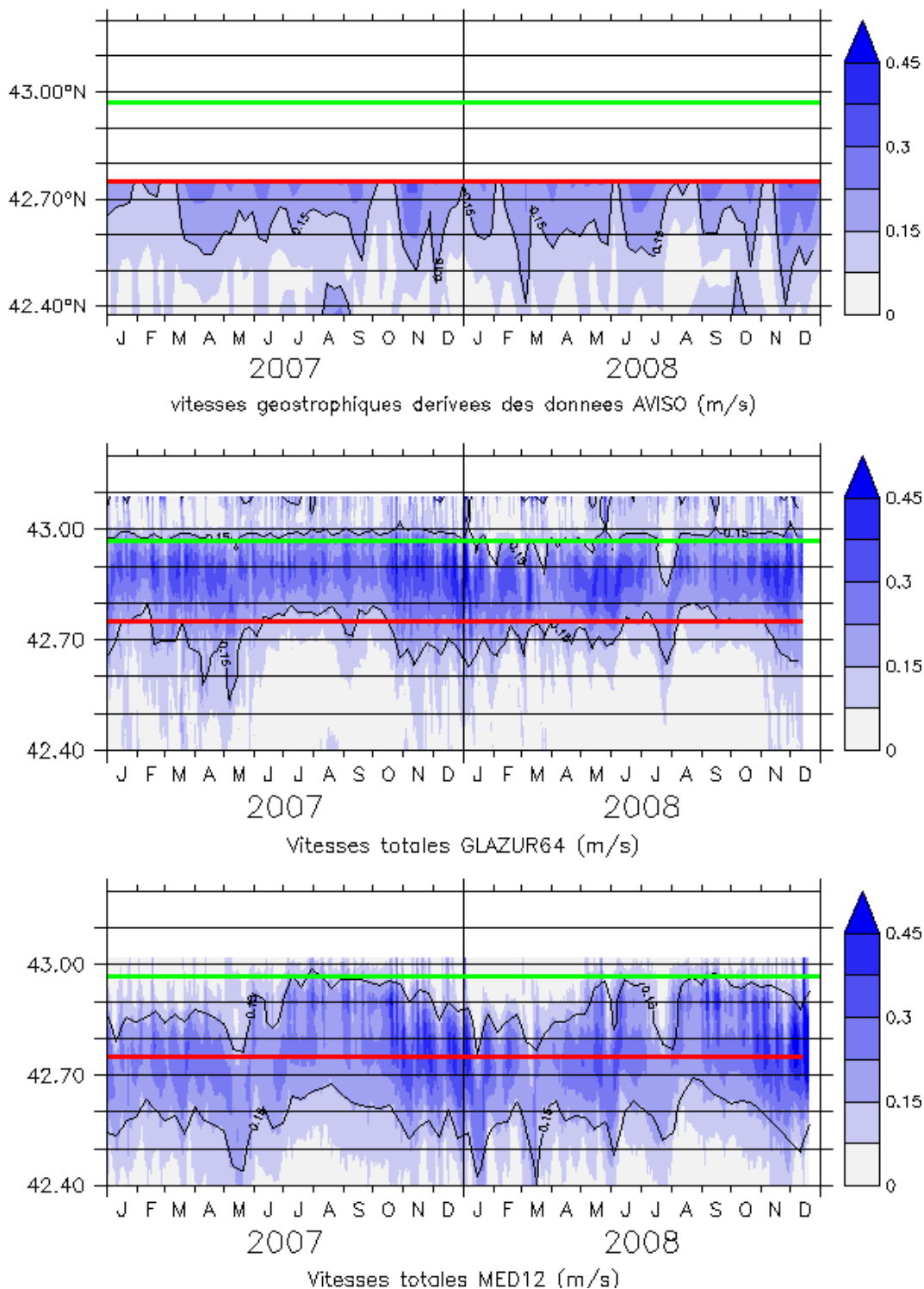


Figure 3.18 – *Figure identique à la figure 3.15, mais à une longitude fixée de 6.3°E (en amont de Toulon).*

variations spatiales : le bord Nord du courant est constamment situé le long du talus à 43°N, et sa largeur varie entre une vingtaine de kilomètres en été (il atteint alors 42.8°N) et une trentaine en hiver (avec une extension dans ce cas jusqu'à 42.7°N), associé à une accélération de la veine du courant. Le courant simulé par MED12 présente beaucoup plus de variations spatiales (il semble moins contraint par la bathymétrie que le CN simulé par GLAZUR64), avec

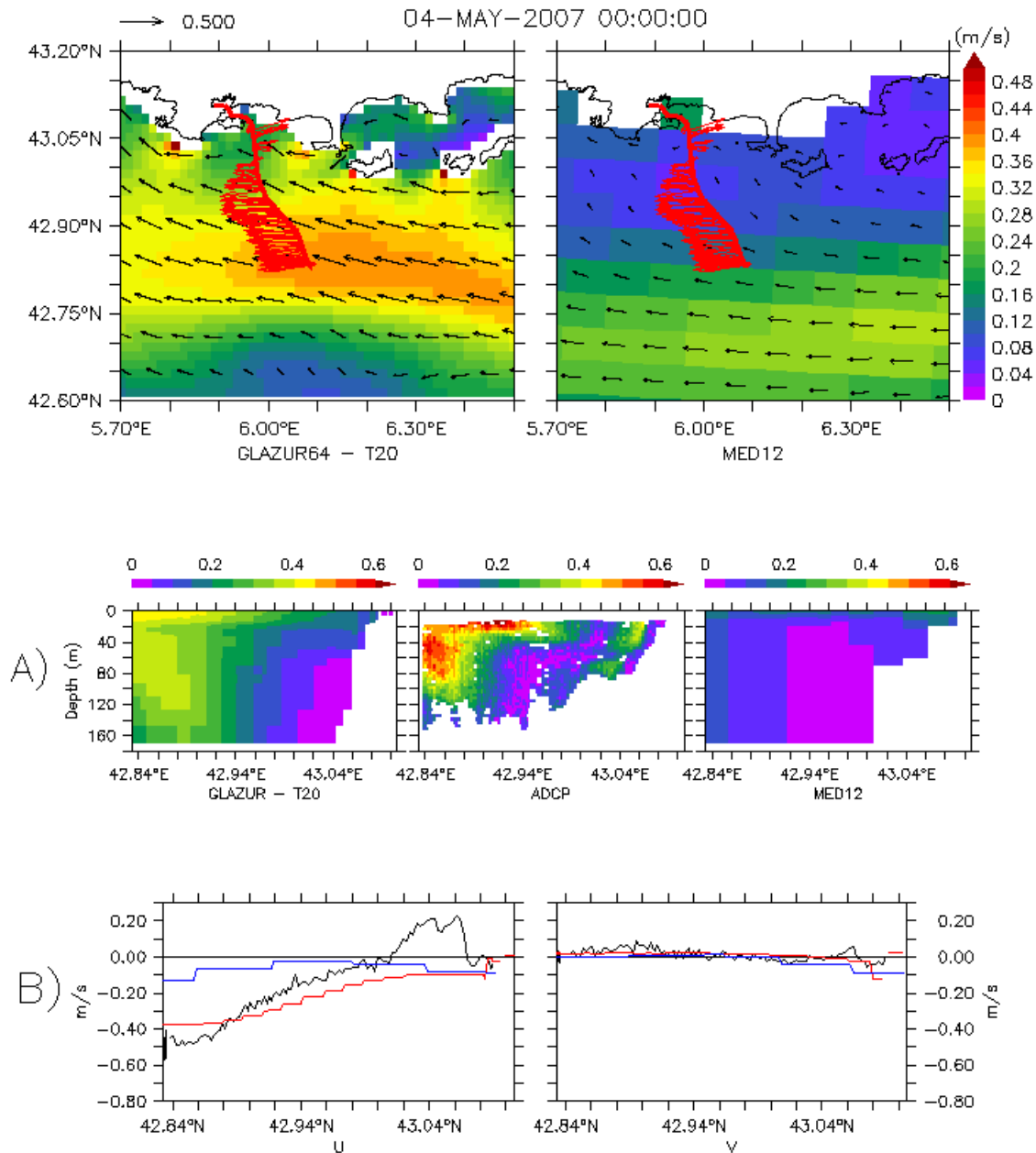


Figure 3.19 – Figure identique à la figure 3.16 mais pour le 4 mai 2007, au large de Toulon.

un rapprochement des côtes en été, et un décollement associé à une accélération en hiver. Son extension vers le Sud atteint alors 42.5°N. On se retrouve ainsi avec un courant simulé par MED12 sensiblement trop éloigné des côtes par rapport à celui observé par AVISO, alors que celui simulé par GLAZUR64 est trop proche. Cependant, comme l'on ne peut évaluer la largeur du courant par mesure d'altimétrie, ni évaluer la position du coeur, il est difficile de déterminer quelle solution est la plus cohérente avec les observations.

Bien que peu de campagnes prennent place au large de Toulon, il nous a été possible de trouver une mesure d'ADCP en travers du CN pour le 4 mai 2007 (Fig. 3.19). Ce jour-là, le CN s'écoule plein Ouest, très proche des côtes (dès 42.96°N) et un contre-courant côtier prend place à la sortie de la rade de Toulon. La section ne couvre pas l'intégralité de la veine de courant, mais la mesure la plus au large est très certainement située dans le coeur du courant, avec des

vitesse atteignant 0.5 m/s. Sur les trente premiers mètres de profondeur, la bande de courant s'approche des côtes (jusqu'à 42.96°N). Le courant simulé par GLAZUR64 est en très bon accord avec les données en terme de positionnement du courant, avec un courant s'écoulant plein Ouest à la vitesse de 0.4 m/s et une intrusion de la couche de surface sur le plateau. Le courant simulé par MED12 est quant à lui totalement hors du transect ADCP et trop faible, s'écoulant loin du talus. Les séries temporelles de vitesse à 6.3°E (Fig. 3.18) confirment cette tendance et montrent qu'en mai 2007, le courant de MED12 se décolle effectivement de la côte, contrairement à celui des données AVISO et GLAZUR64.

3.2.2.2 Dynamique le long du talus du Golfe du Lion et interaction avec les eaux du plateau.

Lorsque le talus continental s'éloigne des côtes pour former le plateau du Golfe du Lion, le CN est alors enfin correctement couvert par les données altimétriques, nous permettant ainsi d'identifier clairement sa position. Les trois sections clé utilisées dans la section 3.1 (Fig. 3.1 à 3.4) ont été choisies pour comparer la position des CN simulés et mesuré par altimétrie, en fonction du temps. La première se situe à l'entrée du Golfe du Lion (Fig. 3.20), à 5.8°E, là où le CN commence à s'éloigner des côtes après avoir franchi la région Toulonnaise. Il est alors entièrement dans la couverture satellite. La seconde section est également selon un axe Nord-Sud, et se situe en aval du CN à 5°E (Fig. 3.21). Le CN s'écoule alors le long du talus et interagit avec les eaux du plateau. La troisième section se situe à la fin du Golfe du Lion, selon un axe Est-Ouest (Fig. 3.25) : le talus continental se rapproche des côtes et le CN prends alors une direction Sud.

À 5.8°E, l'isobathe 200 m marquant le début du talus continental est à 43.04°N, soit à peu près à la limite de la couverture altimétrique. Les observations et GLAZUR64 montrent un courant qui s'écoule le long de ce talus, entre 42.7 et 43°N, alors que MED12 présente un courant clairement décalé au Sud, entre 42.5 et 42.9°N (Fig. 3.20). Le courant dérivé des mesures d'altimétrie est stable au cours de l'année et centré à 42.85°N, montrant un léger décollement en hiver et au printemps. Le courant reproduit par GLAZUR64 concorde avec les observations : il s'écoule le long du talus comme celui observé par les données altimétriques, s'éloignant du talus en hiver, avec cependant un coeur légèrement plus au Nord (43.9°N au lieu de 42.85°N). Deux larges décollements du talus, dûs aux passages de méandres, sont visibles sur la première moitié de l'année 2008. Le courant simulé par MED12 est également relativement stable au cours de l'année, avec des accélérations très marquées en hiver, et reproduit les mêmes décollements que GLAZUR64 sur 2008.

En aval du courant à 5°E (Fig. 3.21), le plateau s'arrête à 43.06°N mais le talus présente une pente moins escarpée que le long de la section précédente. Les observations sont similaires à celles mesurées à l'entrée du Golfe : le CN s'écoule le long du talus, avec une extension vers le Sud jusqu'à 42.4°N, et un coeur centré à 42.8°N. En hiver, on observe des intrusions du courant sur le plateau (en février, octobre et décembre 2007, et janvier, novembre et décembre 2008). Les données GLAZUR64 montrent un courant plus étroit mais s'écoulant aussi le long du talus et centré à 42.8°N, avec une forte variabilité spatiale, montrant le développement de nombreux méandres. Des intrusions sur le plateau sont observées en hiver : en octobre et novembre 2007,

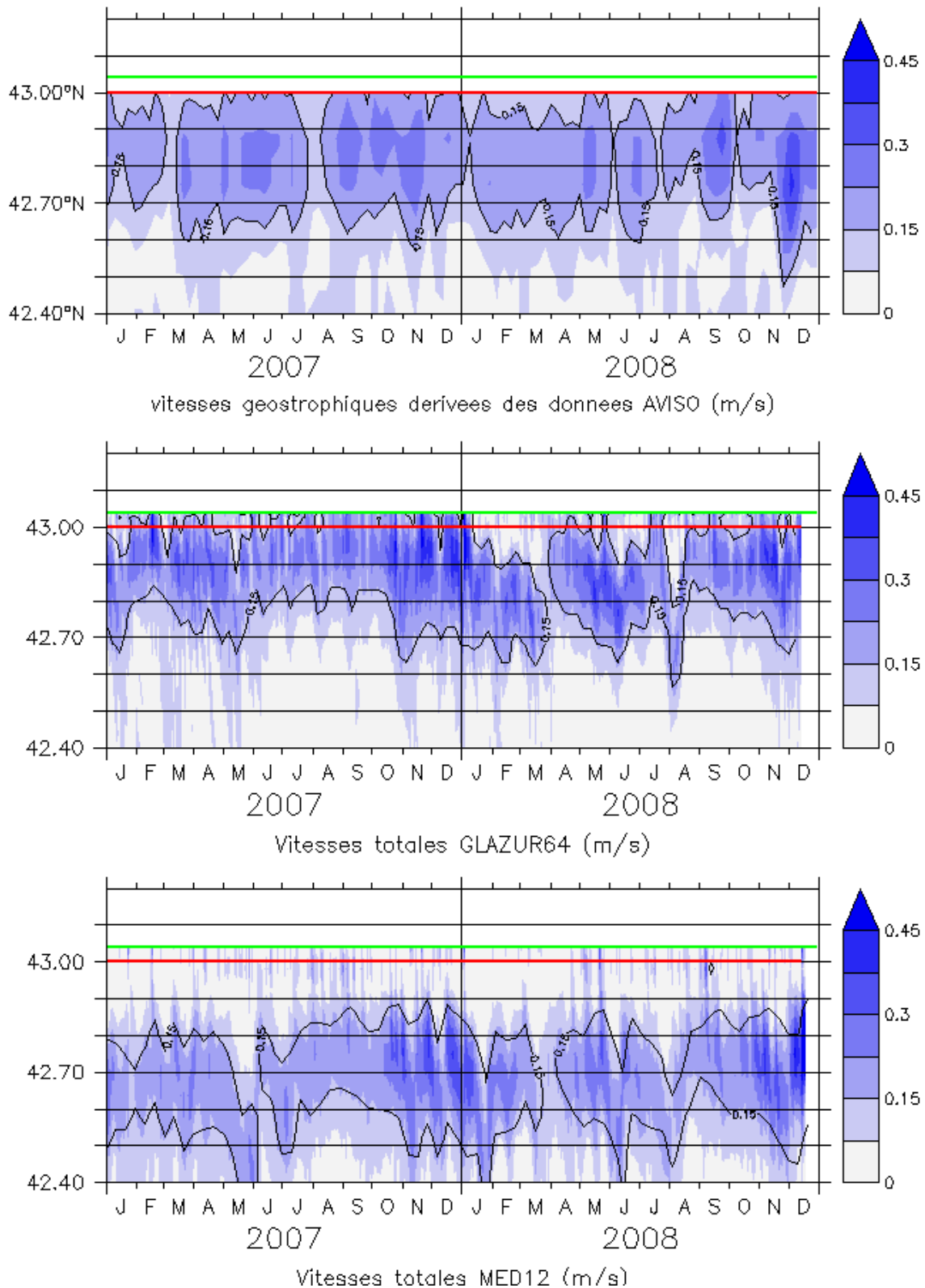


Figure 3.20 – Figure identique à la figure 3.15, mais à une longitude fixée de 5.8°E (à l'entrée du Golfe du Lion).

et septembre et novembre 2008. Les données MED12 encore une fois reproduisent un CN plus faible et centré à 42.6°N. En hiver cependant, le courant se rapproche du talus comme dans les autres jeux de données, sans toutefois y pénétrer.

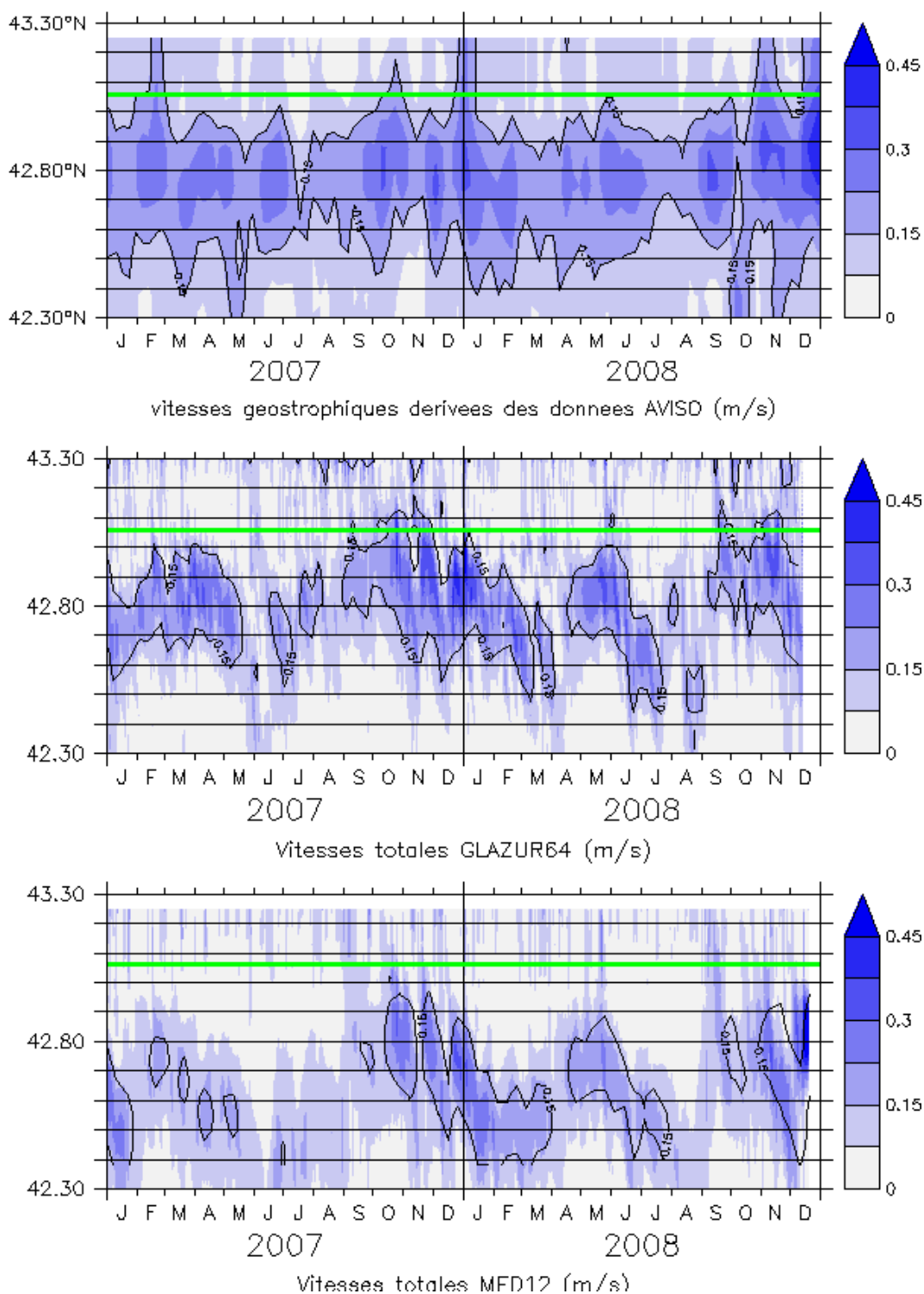


Figure 3.21 – *Figure identique à la figure 3.15, mais à une longitude fixée de 5°E (au milieu du talus du Golfe du Lion).*

Si l'on veut que les simulations soient réalistes, il est important de parvenir à reproduire au mieux les intrusions du CN sur le plateau, car elles impactent ensuite la circulation et les échanges côte-large. Sur l'année 2007, deux transects effectués par le Théthys II le long du talus permettent d'évaluer le réalisme des simulations dans la reproduction des instabilités et intrusions du CN (Fig. 3.22 et 3.23). Tous deux ont été effectués au printemps 2007.

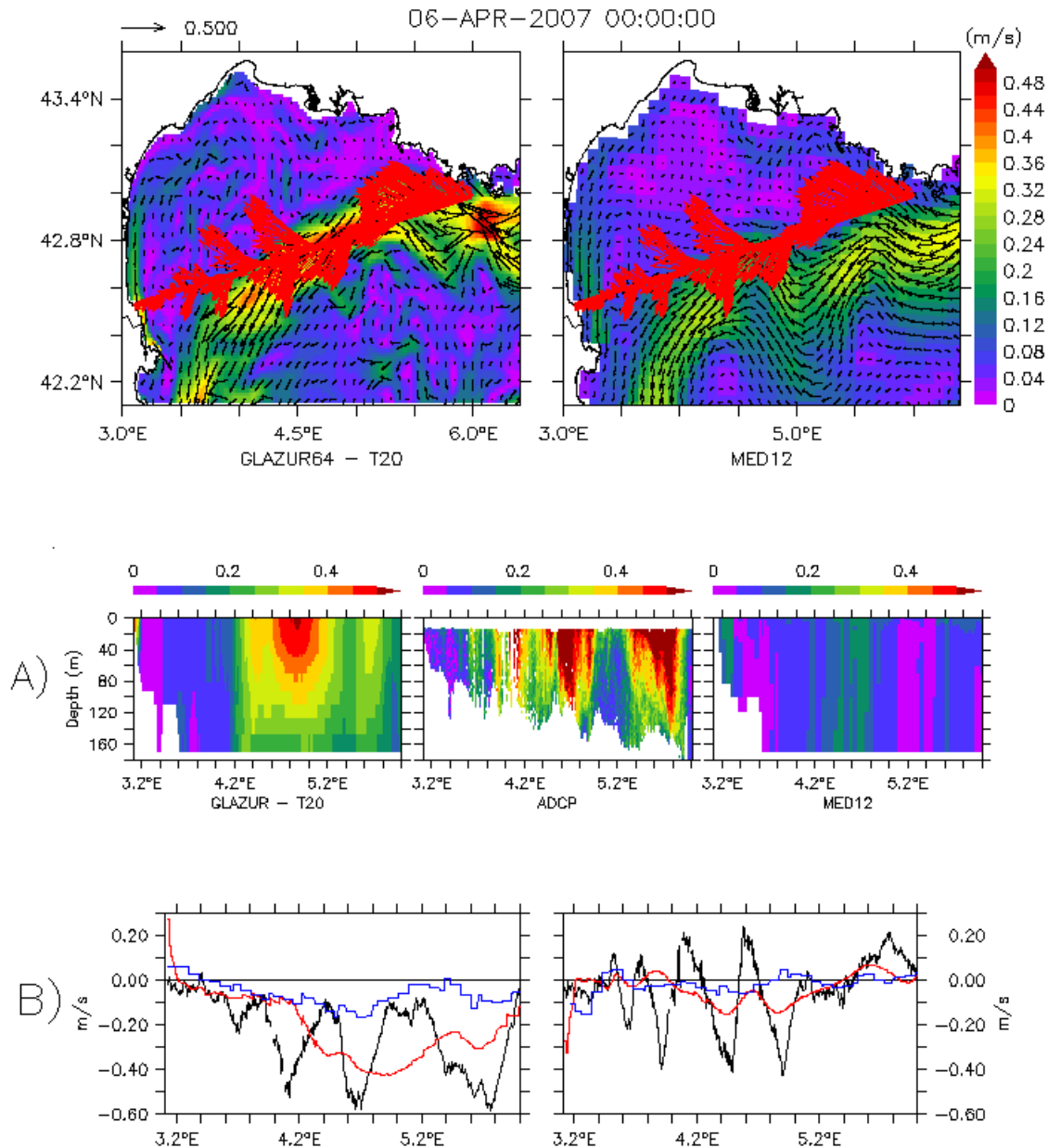


Figure 3.22 – *Figure identique à la figure 3.16 mais pour le 6 avril 2007, le long du talus du Golfe du Lion.*

Le 6 avril 2007, les données d'ADCP le long du talus montrent la présence d'un fort courant (plus de 0.5 m/s) avec une direction Nord-Ouest à l'entrée du Golfe (Fig. 3.22). À 5°E, le courant tourne en direction du Sud-Ouest. Le courant méridien change plusieurs fois de signe le long du transect, alternant entre 0.2 m/s et -0.4 m/s. La vitesse zonale reste toujours négative, entre -0.1 et -0.6 m/s. Ce champ de vitesses variables suggère une forte activité méso-échelle le long du talus (de type méandrisation du courant ou tourbillons²) qui s'amenuise en allant vers l'Ouest. La simulation GLAZUR64 reproduit un courant Nord qui s'écoule très près du talus, avec des vitesses allant jusqu'à 0.5 m/s. Le courant fait une première intrusion sur le plateau à l'entrée

2. Le navire aurait alors traversé ces tourbillons loin de leur coeur, la vitesse zonale ne changeant jamais de signe.

du Golfe à 5.8°E, en accord avec les observations, même si la vitesse du courant à cet endroit est sous-estimée (0.3 m/s vs. 0.5 m/s). Le courant s'écoule ensuite le long du transect, de 5.4°E à 4.4°E. Les données d'ADCP croisent quant à elles le courant entre 4.8 et 3.6°E, soit plus en aval du talus. Cependant le maximum de vitesse est obtenu pour les deux jeux de données à 4.8°E. Les champs de vitesse méridienne montrent que GLAZUR64 reproduit les variations d'intensité du courant le long du talus en phase avec les mesures *in-situ*, mais avec des amplitudes sous-estimées. Le CN simulé par MED12 est en bien moins bon accord avec les données d'ADCP : il développe des méandres, mais beaucoup trop loin du talus pour mener à une intrusion du courant sur le plateau. On peut donc conclure que dans le cas de cette intrusion sur le plateau, la simulation GLAZUR64 est plus réaliste que la simulation MED12. Bien que les variations de courant ne soient pas en parfait accord avec les observations, on observe tout de même un bon phasage entre les jeux de données.

La figure 3.23 propose un autre cas de suivi de la circulation le long du talus. Les vitesses sont de bien moindre amplitude que dans l'exemple précédent, avec des vitesses atteignant 0.4 m/s au maximum, mais les structures observées sont similaires. Encore une fois, on observe l'intrusion d'un courant à l'entrée du Golfe. Cette intrusion du CN au début du plateau, reproduite par GLAZUR64, est encore une fois en bon accord avec les données, alors que MED12 reproduit un courant trop décollé du talus, avec une activité méso-échelle beaucoup plus limitée. Plus loin le long du talus, les vitesses méridiennes de GLAZUR64 sont négatives, avec un minimum cohérent avec les données d'ADCP, malgré un décalage vers l'Est. Ce changement de signe du courant s'explique par la présence d'un tourbillon cyclonique sur le talus, dont le centre est situé sur le transect ADCP, qui détourne le CN vers le large. Le changement de signe du courant dans les données d'ADCP pourrait effectivement s'expliquer par la présence d'un ou plusieurs tourbillons cycloniques le long du transect, ce qui serait en accord avec les simulations, tout aussi bien que par la présence de méandres du courant. Encore une fois, même si il est difficile de conclure sur la justesse des simulations le long du talus du Golfe du Lion, les données GLAZUR64 montrent une activité méso-échelle importante dans la zone, proche des données d'ADCP. L'intrusion du courant sur le plateau dans la région marseillaise est encore une fois réaliste, alors qu'aucune intrusion n'est observée dans MED12.

Bien que la plupart des processus à méso-échelle prenant place sur le plateau du Golfe du Lion soient liés aux vents continentaux, les intrusions du CN sur le plateau et les interactions avec les eaux du Rhône jouent également un rôle important dans le développement de tourbillons. Entre juin 2005 et janvier 2007, une campagne de mesures radar a été menée par le LSEET au large de Marseille, dans le but d'étudier la circulation de surface à l'Est du golfe du Lion [Forget *et al.*, 2008; Allou *et al.*, 2010]. Cette campagne de mesure des courants de surface (avec une résolution spatio-temporelle de 5 km et 1 h) a permis de mettre en évidence l'occurrence régulière d'un tourbillon de méso-échelle anticyclonique, d'une durée de vie de quelques heures à trois jours. Ce tourbillon prend place juste au début du plateau du Golfe du Lion, là où les validation avec des données ADCP ont montré des intrusions du CN (Fig. 3.22 et 3.23). Schaeffer *et al.* [2011b] a mis en évidence deux processus pouvant être à l'origine de ce phénomène : la génération de ce tourbillon par un vent continental, alimenté ensuite par le CN et le Rhône, et la relaxation d'une cellule d'eau du Rhône après un événement de vent de Sud.

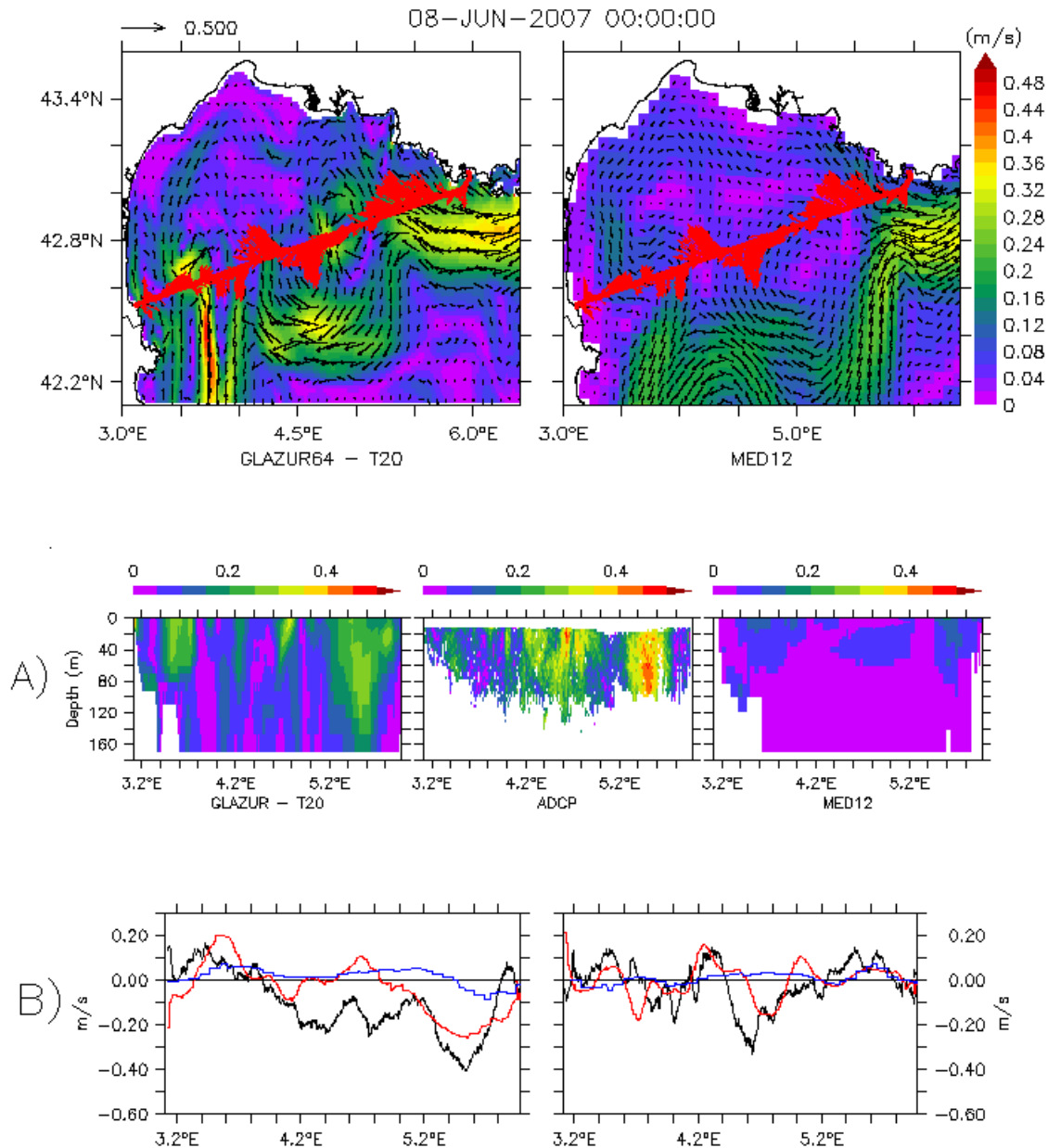


Figure 3.23 – *Figure identique à la figure 3.16 mais pour le 8 juin 2007, le long du talus du Golfe du Lion.*

Sur le mois de Décembre 2006, sept tourbillons ont été relevés à partir des données radar. Cinq sont visibles dans GLAZUR64, et deux dans MED12. La figure 3.24 présente les courants de surface pour les trois jeux de données (radar HF, MED12, GLAZUR64) pour 3 dates où ont été observés des tourbillons. La résolution temporelle du radar (1 h) est différente de celles des simulations (24 h), et la couverture spatiale est variable. Cela explique le choix d'une validation qualitative (représentation ou non d'un tourbillon à une date donnée) de la reproduction du processus.

Le 5 décembre 2006, un tourbillon est observé sur les données radar. Il est également visible dans la simulations à haute-résolution, mais seul un changement de direction du courant est présent dans MED12, montrant la limite de résolution de la configuration pour la représentation

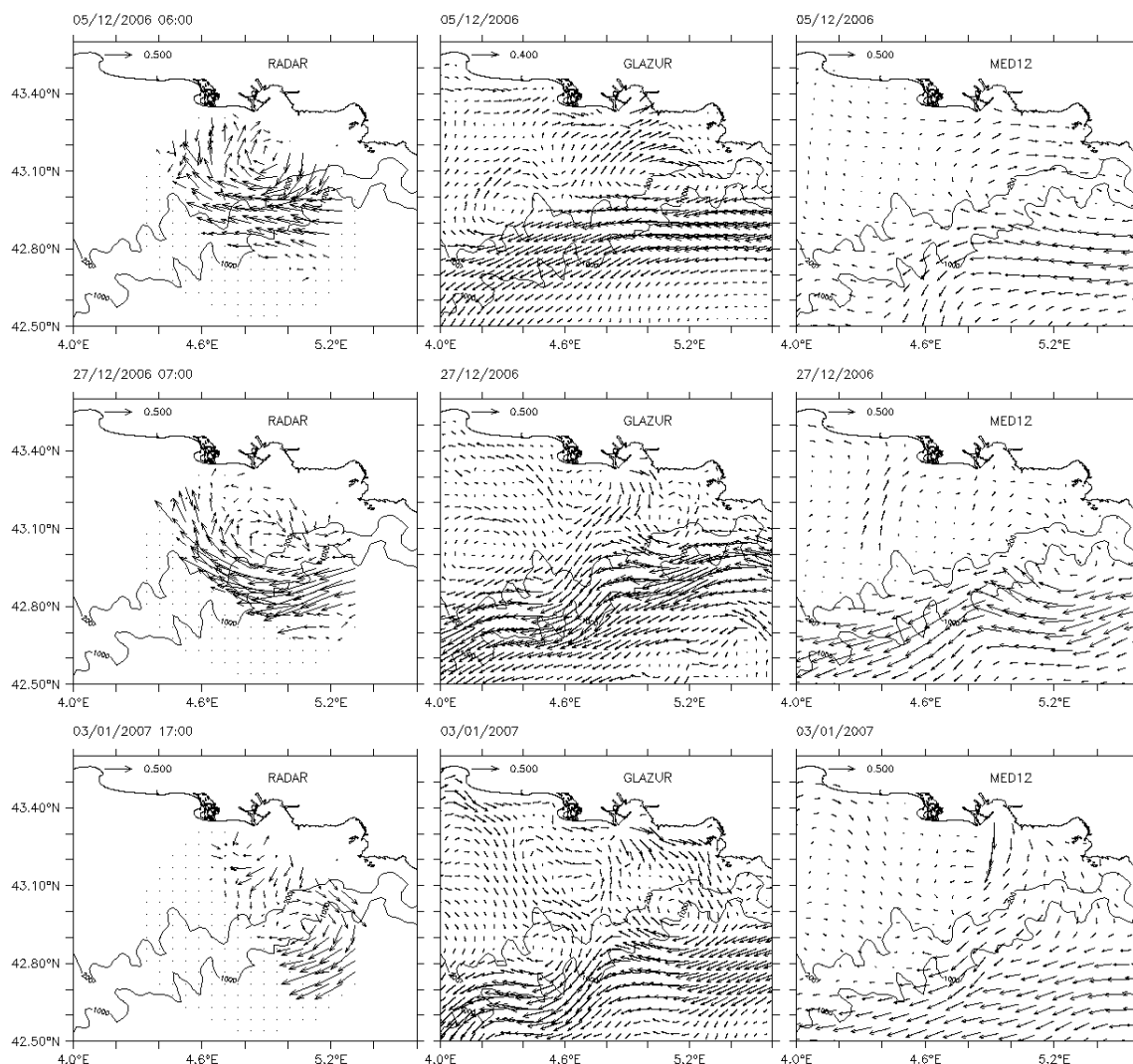


Figure 3.24 – Aperçu de trois événements de tourbillons observé par un radar HF lors de la campagne ECOLO (colonne de gauche, moyennes sur 1h), et comparaison avec les sorties modèles (GLAZUR au centre, MED12 à droite, moyennes journalières). Les dates sélectionnées sont le 05 décembre 2006, le 27 décembre 2006 et le 3 janvier 2007. Pour MED12, tous les vecteurs sont représentés. Pour GLAZUR64, 1 vecteur sur 3 est représenté.

de processus à cette échelle. Le CN apparaît à l'extrémité de la couverture radar, intensifiant le bord Sud du tourbillon. Le 27 décembre 2006, les simulations montrent que le CN s'écoule dans la région en formant des méandres, et le tourbillon prend place au creux de l'un de ces méandres. Ce résultat est en bon accord avec les données radar, qui montrent une intensification du tourbillon sur son bord Sud-Ouest, laissant supposer que le CN s'introduit sur le plateau. Alors que dans la simulation GLAZUR64 le tourbillon est nettement résolu, on remarque que la résolution de MED12 est encore une fois un peu limitée pour résoudre pleinement le processus. Le 3 janvier 2007, un autre tourbillon est visible centré sur le talus, mais cette fois-ci il y a une intensification sur le bord Est du tourbillon, avec la trace d'un courant orienté vers le Sud. La simulation MED12 ne reproduit pas ce processus qui est moins marqué que dans les exemples précédents. Il est par contre présent dans GLAZUR64, avec un coeur positionné sur le talus malgré un décalage vers l'Ouest par rapport aux observations.

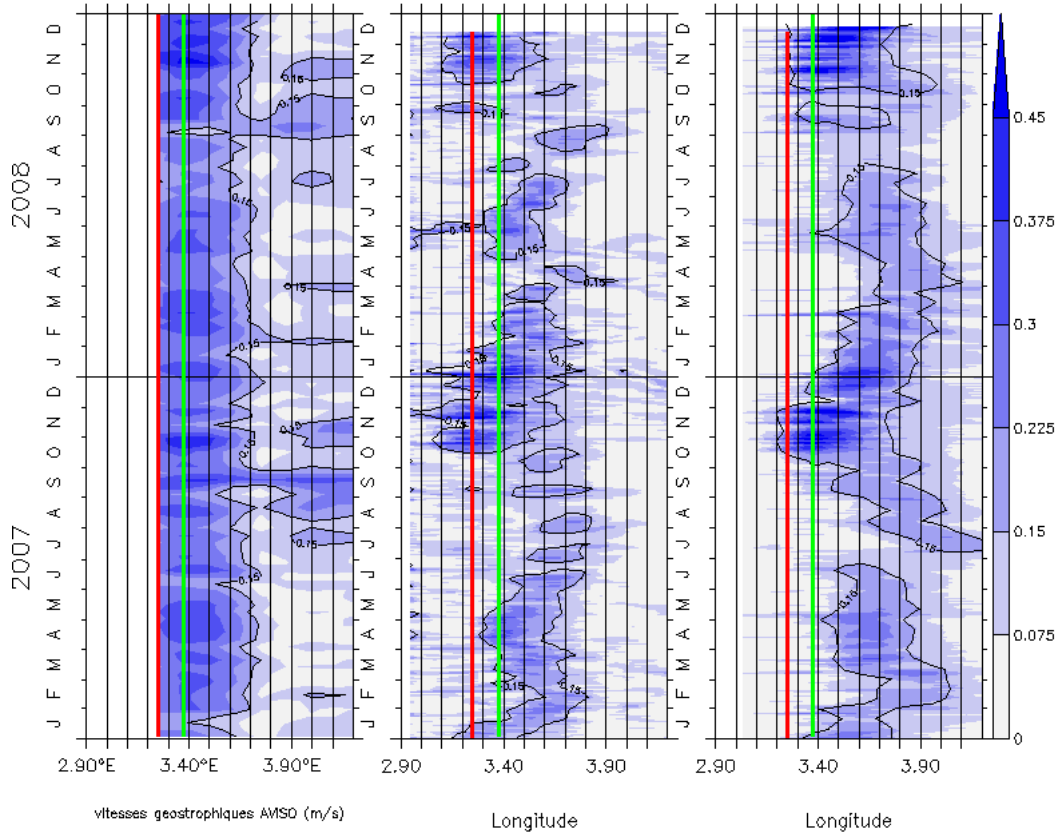


Figure 3.25 – Figure identique à la figure 3.15, mais à une latitude fixée de 41.7°N (sortie du Golfe du Lion).

3.2.2.3 Au sud du Golfe

En suivant le talus du Golfe du Lion, le CN s'oriente vers le Sud à l'approche de la frontière espagnole. Très peu de campagnes du Téthys II ont pris place dans cette région en 2007-2008. Il n'a donc pas été possible d'exploiter des mesures *in-situ* afin de valider le réalisme des simulations dans la région. Il est cependant probable que le comportement du CN soit identique dans la zone à ce qui est observé le long de la Côte d'Azur, puisque le plateau continental est quasi-inexistant et le talus très escarpé. Dans ce travail de thèse, les simulations numériques servent principalement de support à des études de la dynamique dans la région toulonnaise. La dynamique du CN au niveau des côtes espagnoles n'ayant pas d'influence directe sur le courant en amont du Golfe du Lion, seule une étude du positionnement du courant en comparaison avec des données altimétrique sera effectuée ici (Fig. 3.25).

Les simulations montrent une accélération du courant en hiver, associée à un rapprochement de la côte et une intrusion sur le talus. Le courant simulé par GLAZUR64 est centré sur 3.4°E, tandis que celui simulé par MED12 est plus au large, centré sur 3.7°E. Les observations montrent un courant stable au cours de l'année, qui s'écoule au-delà de l'isobathe 200 m, avec une extension vers le large atteignant 3.7°E. Encore une fois, MED12 reproduit un courant trop éloigné de la côte, alors que GLAZUR64 simule une extension vers le large en meilleur accord avec les observations, bien que la veine de courant présente plus de variabilité spatiale que le courant dérivé des données altimétriques.

3.3 Conclusion et discussion sur le réalisme des simulations

La comparaison entre les différents jeux d'observations et les simulations nous a permis d'évaluer le réalisme de la configuration à haute-résolution, et va nous permettre maintenant d'identifier ses défauts et ses qualités dans un cadre de représentation réaliste de la dynamique régionale.

Tout d'abord, nous avons montré que GLAZUR64 s'imbrique correctement dans MED12, mais développe tout de même sa propre dynamique. L'ajustement géostrophique des masses d'eau à la résolution de la grille et l'augmentation de la résolution verticale permet au champs de masse de s'équilibrer différemment, induisant un CN plus barocline, et dont le guidage bathymétrique est amélioré par une topographie plus fine. On peut surtout noter une différence importante au large de Toulon : le CN simulé par la configuration à haute-résolution est quasi-systématiquement plus rapide, étroit et profond que dans la configuration à basse-résolution. Les méandres introduits à la frontière par MED12 se propagent dans GLAZUR64, mais en développant des amplitudes et des longueurs d'ondes propres à la configuration régionale. Le CN à haute-résolution développe plus de méso-échelle (méandres et tourbillons associés), avec des amplitudes plus fortes. Cela se confirme dans l'étude spectrale des champs de vitesse et de température, qui montrent que GLAZUR64 possède de l'information à plus haute fréquence que MED12, avec une énergie plus élevée. Hors de la zone d'influence directe du CN, sur le plateau et au large, GLAZUR64 développe aussi plus d'activité méso-échelle que MED12. L'extension du panache du Rhône est ainsi mieux reproduite, ainsi que la variabilité saisonnière de la température de la couche de surface et les processus d'upwelling. La différence de résolution horizontale entre les configurations n'est pas le seul facteur expliquant cette différence : le forçage atmosphérique différent dans les simulations joue un rôle important sur les processus côtiers et de surface, notamment en ce qui concerne les caractéristiques de la couche de mélange et la circulation sur le plateau [Estournel et al., 2003; Langlais et al., 2009a]. Le forçage de GLAZUR64 est à plus haute-résolution spatiale (9.5 km vs. 20 km), et la paramétrisation des flux se fait au travers des formulations Bulk [Large and Yeager, 2004], qui permettent notamment au modèle d'océan de recalculer lui-même les flux de chaleur latente et sensible. Ces derniers sont directement calculés à partir de la température, du stress du vent et du taux d'humidité. Il faut noter que dans MED12, ces flux sont imposés. Il a été montré qu'un biais entre l'état de surface de la mer calculé par le modèle atmosphérique et celui simulé par MED12 pouvait apparaître. Dans ce cas, un rappel à la SST de la simulation permet de réduire ce biais [Barnier et al., 1995].

Nous observons un biais systématique de MED12 en été et automne, qui reproduit des eaux de surface trop froides sur le plateau et au large, notamment en zone MEDOC (Fig. 3.8). GLAZUR64 corrige ce biais, en ne présentant un écart moyen sur tout le domaine que de -0.11°C sur la période d'étude (table 3.1). Cependant, le déficit en eau chaude en provenance du Sud du domaine ne peut être corrigé par la configuration à haute-résolution, qui est alors trop dépendante du forçage latéral. Toutes les masses d'eau pénètrent dans le domaine par les frontières (à l'exception des précipitations et du Rhône), en l'absence de convection d'eau profonde. Il est donc important que le forçage latéral possède des masses d'eaux réalistes non seulement en surface, mais aussi sur toute la colonne d'eau. La comparaison des deux simulations avec toutes les données d'observation sur la verticale disponibles montrent que toutes les masses d'eau typiques

méditerranéennes sont bien présentes dans les simulations, avec des caractéristiques thermohalines proches des observations. Les masses d'eau présentes dans GLAZUR64 étant héritées de MED12, il est aisé de comprendre que les différences entre les deux simulations sont relativement faibles, surtout au fond où il y a peu de variabilité spatio-temporelle. À 1 000 m de fond, les deux simulations ont des masses d'eau très similaires, avec des biais moyen par rapport aux observations très faibles (0.2°C en température, et moins de 0.002 PSU en salinité). Au niveau de la couche intermédiaire, GLAZUR64 est en meilleur accord avec les mesures *in-situ* que MED12. Tout d'abord, le positionnement des LIW y est amélioré, avec un rehaussement de la halocline par rapport à MED12. Le positionnement de la thermocline, à plus haute variabilité temporelle, n'est par contre pas amélioré, ce qui peut poser des problèmes en terme de transfert d'énergie de la surface vers le fond. Cette amélioration de la densité et de la position des LIW peut s'expliquer par la meilleure résolution verticale de la configuration régionale dans cette couche, qui permet un meilleur ajustement des masses d'eau.

Des validations similaires sont effectuées régulièrement par MERCATOR pour sa simulation opérationnelle PSY2 de l'Atlantique et de la Méditerranée : dans les premiers bulletins du groupe, la RMS moyenne avec les observations au niveau de la thermocline atteignait 1.3°C (mesure sur tout le domaine de PSY2), et 0.4°C au fond, ce qui est moins bon que MED12 et GLAZUR64. Les statistiques en salinité était également moins bonnes, avec une RMS de 0.07 PSU au fond (Fig. 14 du bulletin *QuO Va Dis ?* [2010a]). Les simulations plus récentes de MERCATOR présentent de biens meilleurs résultats sur la région du Golfe du Lion, avec un maximum d'écart encore une fois au niveau de la thermocline (-0.5°C), et un écart quasiment nul au fond. Le biais en salinité est de 0.02 PSU à 1000 m de fond (Fig. 22 du bulletin *QuO Va Dis ?* [2012]). Ces valeurs, obtenue pour des simulations assimilant plusieurs types de données en Méditerranée, sont du même ordre de grandeur que ce que nous obtenons avec notre configuration régionale sans assimilation ni rappel, ce qui confirme la qualité hydrologique de nos simulations.

L'amélioration des gradients verticaux de densité, notamment au niveau de la couche intermédiaire et en surface, augmente ainsi la baroclinicité du CN dans GLAZUR64 par rapport à MED12. En effet, l'exploitation de données d'ADCP permet de confirmer que la forme du courant et sa largeur est de façon générale plus satisfaisante dans GLAZUR64 (e.g. fig. 3.16 et 3.17). Cependant, l'intensité du courant, bien qu'améliorée par GLAZUR64, reste clairement sous-estimée par rapport aux observations. En terme de positionnement, la configuration de bassin MED12 représente systématiquement sur la zone d'étude un CN trop éloigné du talus continental, tandis que la configuration régionale GLAZUR64 parvient à simuler un courant correctement positionné le long du talus, en accord avec les mesures d'altimétrie et d'ADCP. Cela montre que le guidage bathymétrique du CN est mieux résolu par GLAZUR64. La différence de bathymétrie seule entre les simulations ne peut pas expliquer cette différence de positionnement du courant : en effet, même si la résolution est moins élevée dans MED12, le talus continental est correctement positionné, voire même parfois plus escarpé que dans GLAZUR64 à cause de la différence de résolution verticale (Fig. 3.2 et 3.4). Il est important de noter que la simulation MED12 prescrit une condition de *noslip* le long des parois latérales [Béranger et al., 2004], là où GLAZUR64 est paramétré en *freeslip* (se reporter à la section 4.1.1 pour plus de détails sur la paramétrisation du frottement latéral). Cette paramétrisation en *noslip* induit un frottement le

long de la frontière latérale, qui peut ralentir le courant et l'éloigner du talus par création d'une couche limite.

Dans la région du Golfe du Lion, le guidage bathymétrique est moins important, car la présence du plateau permet au CN plus de variabilité spatiale au travers d'intrusions du courant au-delà du talus. Ces intrusions sont dues à la pénétration de méandres sur le plateau, et ont un impact très important sur la dynamique méso-échelle et les échanges côte-large [Alberola and Millot, 2003]. Il a été montré que la position du CN simulé par MED12 le long du talus n'est pas satisfaisante : le courant est trop faible et trop éloigné des côtes, ce qui empêche la représentation réaliste des intrusions du courant (Fig. 3.22 et 3.23). Dans GLAZUR64, l'accélération du courant au niveau des côtes varoises est satisfaisante, ce qui permet au courant d'être bien positionné en arrivant sur le Golfe du Lion. Les intrusions du courant sont ainsi mieux représentées (malgré une vitesse trop faible), et en meilleur accord spatio-temporel avec les données. Les tourbillons, du type de ceux observés en décembre 2006 par mesure radar (Fig. 3.24), sont ainsi mieux résolus, non seulement grâce à la position correcte du courant, mais aussi grâce à la bonne assimilation du forçage atmosphérique, comme il a été montré lors de la validation hydrologique de la simulation.

Cette étude comparée des simulations montre l'importance du forçage aux frontières dans de tels cas d'emboîtement. Bien que la haute-résolution verticale apporte une amélioration sensible de la halocline, il est clair que les masses d'eau présentes dans GLAZUR64 sont directement héritées de MED12. Ainsi, si un biais en hydrologie est introduit au travers des frontières, il ne sera pas possible de le corriger par une augmentation de résolution. En terme de dynamique, la variabilité à basse-fréquence de MED12 se retrouve dans GLAZUR64 : on notera ainsi par exemple la variabilité saisonnière du courant et la propagation de méandres (e.g. fig. 3.20), ou encore l'existence de grands tourbillons à méso-échelle associés à ces méandres (Fig. 3.23), qui sont présents dans MED12 et retrouvés dans GLAZUR64. Par contre la configuration à haute-résolution développe beaucoup plus de méso-échelle que la configuration de bassin et corrige le positionnement du CN. Il est ainsi nécessaire de s'assurer de la bonne qualité du forçage latéral dans le cas de solutions emboîtées, notamment dans des cas tels que le nôtre, où toutes les masses d'eau proviennent de l'extérieur du domaine. Pour approfondir cette idée, nous allons étudier dans le chapitre suivant la faisabilité du passage à un forçage latéral opérationnel, dans l'optique d'améliorer encore le réalisme de GLAZUR64 dans la représentation de la dynamique du CN et de sa méso-échelle associée, notamment en terme d'intensité et de positionnement du courant. Les configurations opérationnelles assimilent toutes sortes de données qui pourraient permettre de corriger les défauts relevés ici et de prescrire à GLAZUR64 des champs hydrodynamiques plus réalistes : altimétrie, profileurs ARGO et SST satellite. Une valeur ajoutée de l'utilisation d'un forçage opérationnel est de se rapprocher du temps réel, et ainsi nous permettre de proposer des simulations régionales quasi-opérationnelles en complément des campagnes de mesures.

Chapitre 4

Vers un forçage opérationnel : étude réaliste de la dynamique à méso-échelle du Courant Nord

Le chapitre précédent a permis de mettre en avant les défauts et qualité de GLAZUR64 en terme de représentation réaliste du CN et de sa méso-échelle. Il a été observé que la dynamique générale du courant présente des similitudes entre la configuration de bassin et la configuration régionale, ce qui met en évidence l'importance du forçage latéral. Dans l'optique d'améliorer le réalisme de GLAZUR64, et afin de pouvoir proposer des simulations plus proches du temps réel, il a donc été décidé de prescrire en forçage latéral une configuration opérationnelle au $1/12^\circ$ (proposée par MERCATOR), assimilant de nombreuses observations.

La première version PSY2 de MERCATOR, PSY2V3R1, est disponible à partir de janvier 2008 (voir table 2.1 pour un rappel sur la paramétrisation de cette configuration). Elle a été utilisée pour forcer sur un an une simulation de GLAZUR64, nommée ici T21. Cette simulation débute le 8 janvier 2008, à partir d'une CI issue d'un champs quotidien de PSY2V3R1. Afin d'éviter d'éventuels effets de spin-up, la simulation T21 est exploitée à partir du 1^{er} avril 2008. L'étude de cette simulation nous permettra d'évaluer l'apport du forçage océanique dans GLAZUR64, et ses conséquences sur le réalisme de la solution notamment en amont du Golfe du Lion (section 4.1.1). Ce travail s'appuiera sur des inter-comparaisons entre simulations (T20 et son forçage latéral MED12, T21 et son forçage latéral PSY2V3R1) et des validations avec des observations pour évaluer la faisabilité de l'utilisation de PSY2V3R1 en tant que forçage latéral pour notre configuration. La qualité de cette méthode ayant été établie, nous avons pu utiliser GLAZUR64, forcé aux frontières par PSY2V4R1, pour faire une étude réaliste d'un méandre du CN sur l'année 2011 (section 4.2.1). Cette dernière partie, qui traite de l'exploitation de notre configuration régionale sur des temps proches en combinaison avec une campagne en mer, est présentée sous la forme d'un article de revue scientifique qui a été publié en 2013 auprès de *Ocean Dynamics* [Guihou et al., 2013].

4.1 De l'académique à l'opérationnel

Les principaux défauts relevés dans T20 étaient un positionnement du CN trop éloigné de la Côte d'Azur et une intensité sous-estimée. Nous avons également noté un biais en température le long de la frontière Sud du domaine, avec des masses d'eau chaude dans MED12 qui n'atteignent pas notre domaine d'étude. L'utilisation d'un forçage opérationnel, prescrivant un courant plus réaliste grâce à l'assimilation de données, pourrait améliorer les principaux biais constatés dans T20. Dans les sections suivantes, nous évaluerons ainsi si le forçage latéral opérationnel peut corriger ou minimiser les défauts de notre configuration au travers de comparaison avec des observations, tout en nous assurant qu'il ne dégrade pas la solution. Une attention particulière sera portée sur l'évaluation de la méso-échelle reproduite dans les différentes simulations.

4.1.1 Champs moyens

Afin d'établir le positionnement moyen du CN dans chaque simulation, des champs de vitesses moyens sur 150 m et sur toute la période d'étude (avril-décembre 2008), issus des quatre configurations sont exploités en figure 4.1. On remarque tout de suite que l'emboîtement entre configurations est correct dans les deux cas, ce qui montre que la paramétrisation des frontières est compatible avec un forçage latéral issu de PSY2V3R1.

Nous voyons déjà sur cette carte de courant moyen que la position du CN semble améliorée par PSY2V3R1. Il simule un courant moyen plus proche du talus que MED12, notamment au niveau de la frontière Sud du domaine de GLAZUR64, où il sort en longeant les côtes espagnoles là où MED12 s'oriente plutôt vers le Sud. Un méandre provenant de la branche de retour du CN pénètre dans le domaine de GLAZUR64 par cette frontière, alors que la branche de retour de MED12 est hors du domaine de la configuration régionale. Le long de la Côte d'Azur, le courant reproduit par PSY2V3R1 est également plus étroit et plus proche du talus que celui simulé par la configuration académique. Ces tendances se retrouvent respectivement dans les simulations T20 et T21, confirmant l'importance du forçage latéral dans la dynamique générale de notre configuration. Les simulations GLAZUR64 simulent cependant systématiquement un courant plus étroit que leurs forçages respectifs.

Des coupes verticales des courants moyens simulés ont été effectuées près de la frontière Est du domaine (Fig. 4.2) et au large de Toulon (Fig. 4.3) (l'emplacement de ces sections est indiqué sur la figure 4.1). Les flux de masse associés à ces courants moyens sont présentés en figure 4.4. Les courants prescrits par les deux configurations de bassin à la frontière Est du domaine de GLAZUR64 sont différents, que ce soit en terme de forme ou d'intensité. Le courant moyen simulé par MED12 est de forme symétrique, avec un coeur atteignant 200 m de fond, pour un transport de 1.3 Sv (Fig. 4.2 et table 4.1). Il est centré à 35 km, avec une veine de courant large de plus de 70 km. Le courant simulé par PSY2V3R1 est plus étroit que celui simulé par MED12 : son coeur est très proche de la côte et son extension vers le Sud est limitée à 40 km du talus continental. Sa vitesse maximale est supérieure à celle simulée par MED12, mais son transport est plus faible (0.8 Sv). Le flux de masse associé au CN moyen (vitesses supérieures à 0.1 m/s) extrait de chaque configuration montre que les deux configurations GLAZUR64 héritent de l'intégralité du courant prescrit aux frontières par les configurations de bassin (Fig. 4.4, panneau

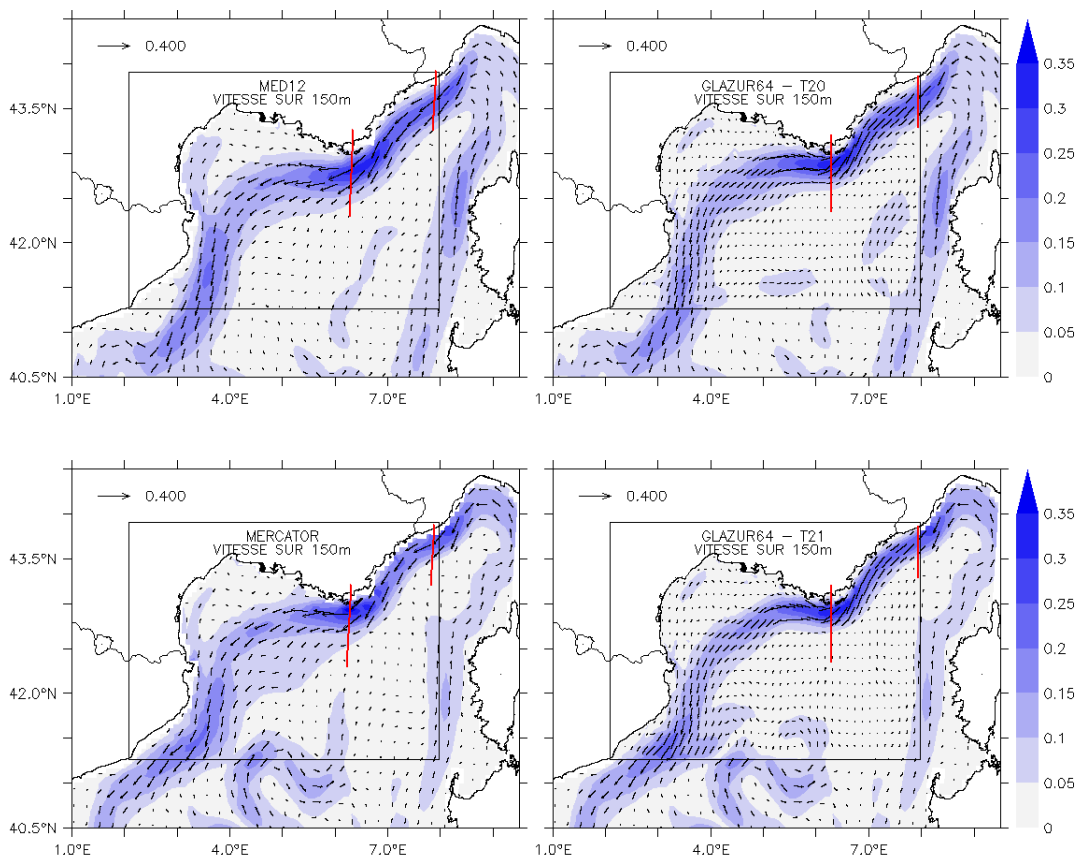


Figure 4.1 – Champs de vitesses (en m/s) moyens sur 150 m et moyennés d'avril à décembre 2008, pour les 2 configurations de bassin et les simulations GLAZUR64 forcées par celles-ci. De gauche à droite et de haut en bas : MED12, T20, PSY2V3R1, T21.

	MED12	T20	T21	PSY2V3R1
Section Est	1.332	1.211	0.894	0.853
Section Toulon	1.709	1.429	1.466	1.305

Table 4.1 – Transport en Sverdrup de la veine de courant du CN moyen (avril-décembre 2008) supérieure à 0.1 m/s, pour les quatre configurations, au travers des sections Est et Toulon (position présentée en figure 4.1).

A), les flux de masse et le transport associé étant de même amplitude entre chaque simulation à haute-résolution et son forçage respectif au niveau de la frontière.

La figure 4.1 a montré une tendance de PSY2V3R1 à être plus étroit et plus proche du talus tout du long de la Côte d'Azur. La simulation T21 suit cette tendance, alors que T20 et MED12 sont plus larges et légèrement décollés du talus. En arrivant sur l'aire toulonnaise, toutes les simulations reproduisent néanmoins un CN plus étroit qu'à la frontière du domaine, qui a considérablement accéléré et s'est approfondi, atteignant une vitesse moyenne de 0.4 m/s au coeur du courant (Fig. 4.3). Le transport associé à la veine de courant est systématiquement plus important que celui obtenu le long de la frontière Est. L'étude du flux de masse associé au CN moyen arrivant sur l'aire toulonnaise (Fig. 4.4, panneau B) montre que les deux simulations T20 et T21 se sont individualisées de leur forçage externe : elles simulent toutes deux un CN centré à 42.9°N, plus proche des côtes que MED12 et PSY2V3R1 (respectivement 42.75°N et

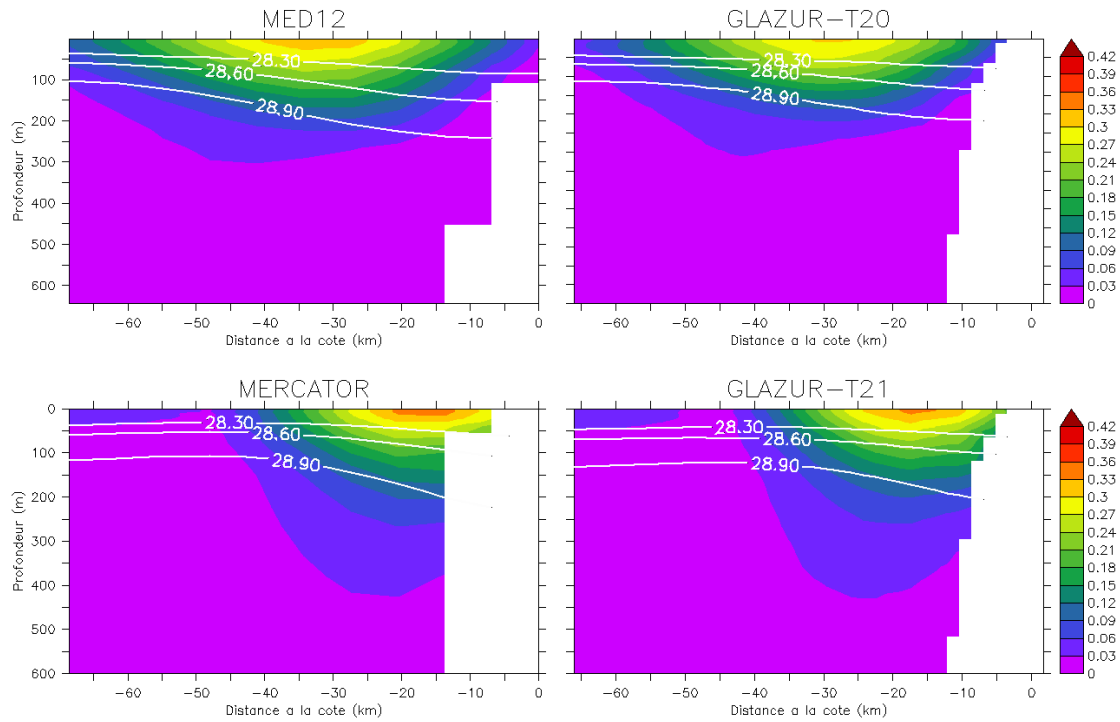


Figure 4.2 – Coupe verticale du CN près la frontière Est du domaine, moyenné d’avril à décembre 2008, pour les 2 configurations de bassin et les simulations GLAZUR64 forcées par celles-ci. De haut en bas et de gauche à droite : MED12, T20, PSY2V3R1, T21. Les isopycnes 28.3, 28.6 et 28.9 sont représentées sur chaque panneau.

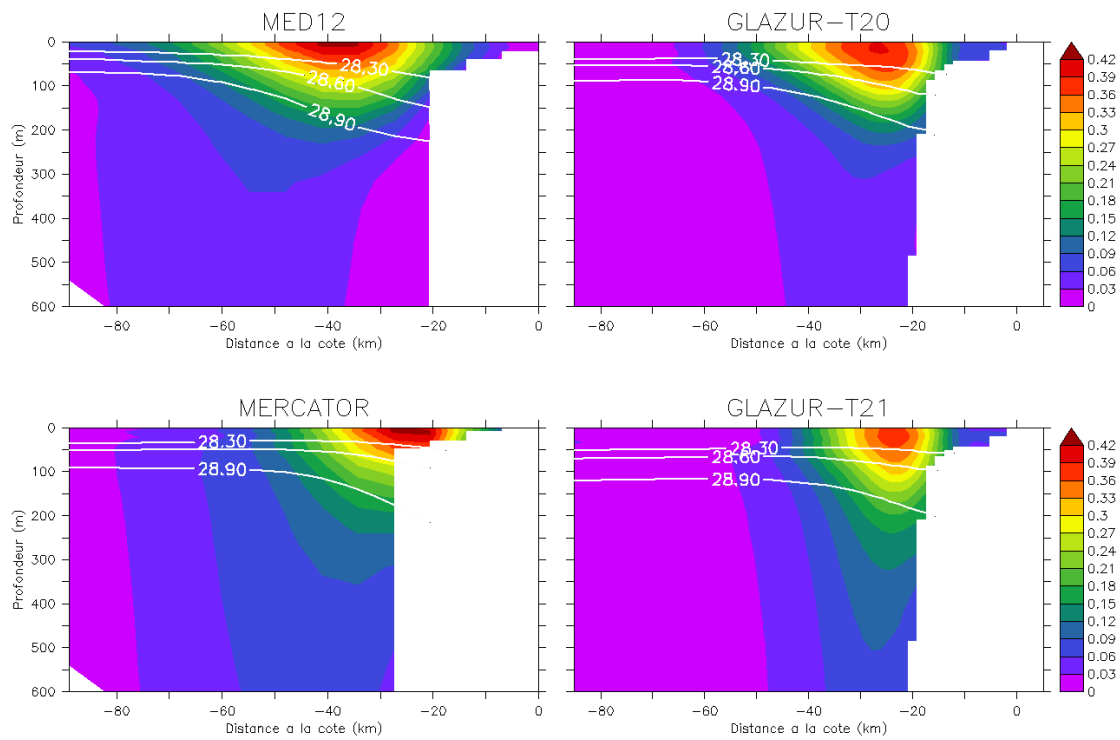


Figure 4.3 – Figure identique à la figure 4.2, mais en amont de Toulon.

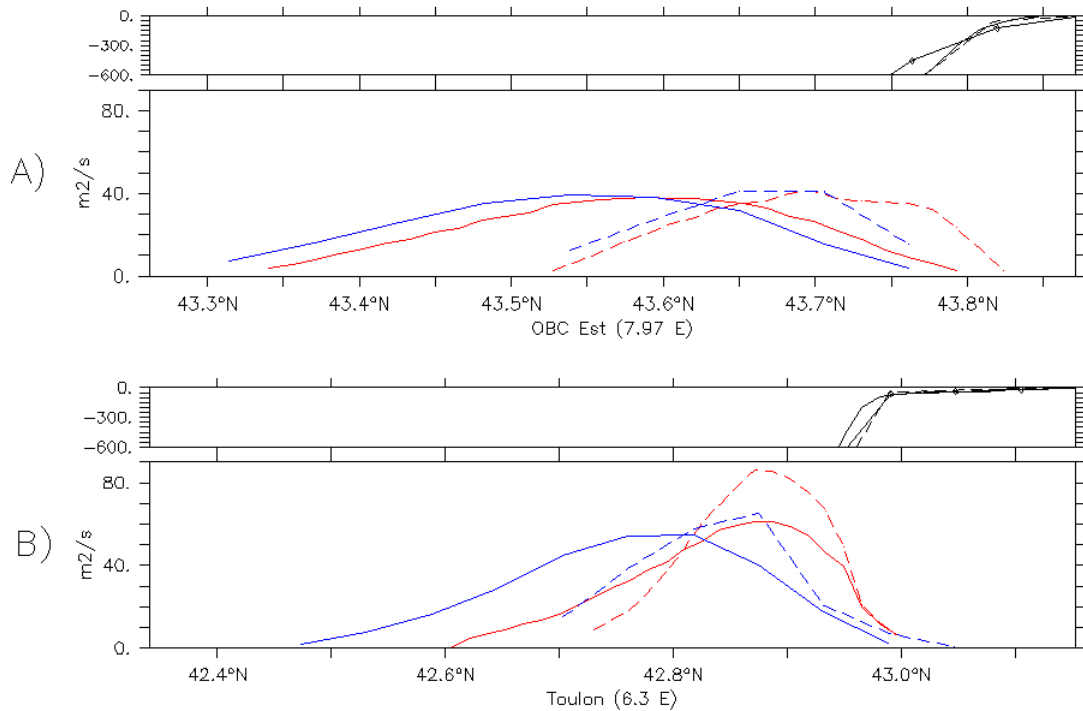


Figure 4.4 – Flux de masse moyen du CN sur la période d'étude (vitesses supérieures à 0.1 m/s) au travers des sections A) Est et B) Toulon présentées en figure 4.1. En traits pleins : T20 (rouge) et MED12 (bleu). En trait pointillés : T21 (rouge) et PSY2V3R1 (bleu). Au dessus de chaque panneau est présentée la topographie des configurations sur les 600 premiers mètres, au niveau de la section (en traits plein GLAZUR64, en pointillés PSY2V3R1, avec motifs MED12).

42.85°N). La forme générale du courant reste cependant influencée par les configurations de bassin : bien que le courant reproduit par T20 ait resserré sa veine de courant par rapport à celui simulé par MED12 et se soit légèrement approfondi (250 m), il reste plus large que celui simulé par T21. PSY2V3R1 reproduit un courant plus profond (presque 350 m), ce qui est accentué dans T21, dont la veine de courant atteint les 500 m. L'accélération du courant associée à un rétrécissement de la veine à l'approche du Golfe du Lion, bien que présente dans les quatre simulations, semble ainsi accentuée par la haute-résolution, mais dépend tout de même de la forme du courant prescrit à la frontière du domaine. L'utilisation d'un tel forçage opérationnel aux frontières permet donc de rapprocher la veine de courant dans GLAZUR64 de la côte, et ainsi de favoriser le guidage bathymétrique du flux et de l'accélérer. Les simulations vont maintenant être comparées avec des observations pour déterminer si cette modification de la dynamique du courant améliore le réalisme de la solution.

4.1.2 Variabilité temporelle et développement de méso-échelle

La figure 4.5 présente des séries temporelles de la vitesse du CN moyenné sur 200 m le long de la frontière Est du domaine de GLAZUR64, ainsi que les vitesses géostrophiques dérivées de l'altimétrie à la même longitude. Nous pouvons vérifier que les CN simulés par PSY2V3R1 et MED12 sont différents, comme nous l'avons vu sur les profils verticaux moyens à la même longitude, et que les courants de T20 et T21 présentent les mêmes variations spatio-temporelle que leurs forçages respectifs. Le courant simulé par MED12 présente une forte variabilité spatiale,

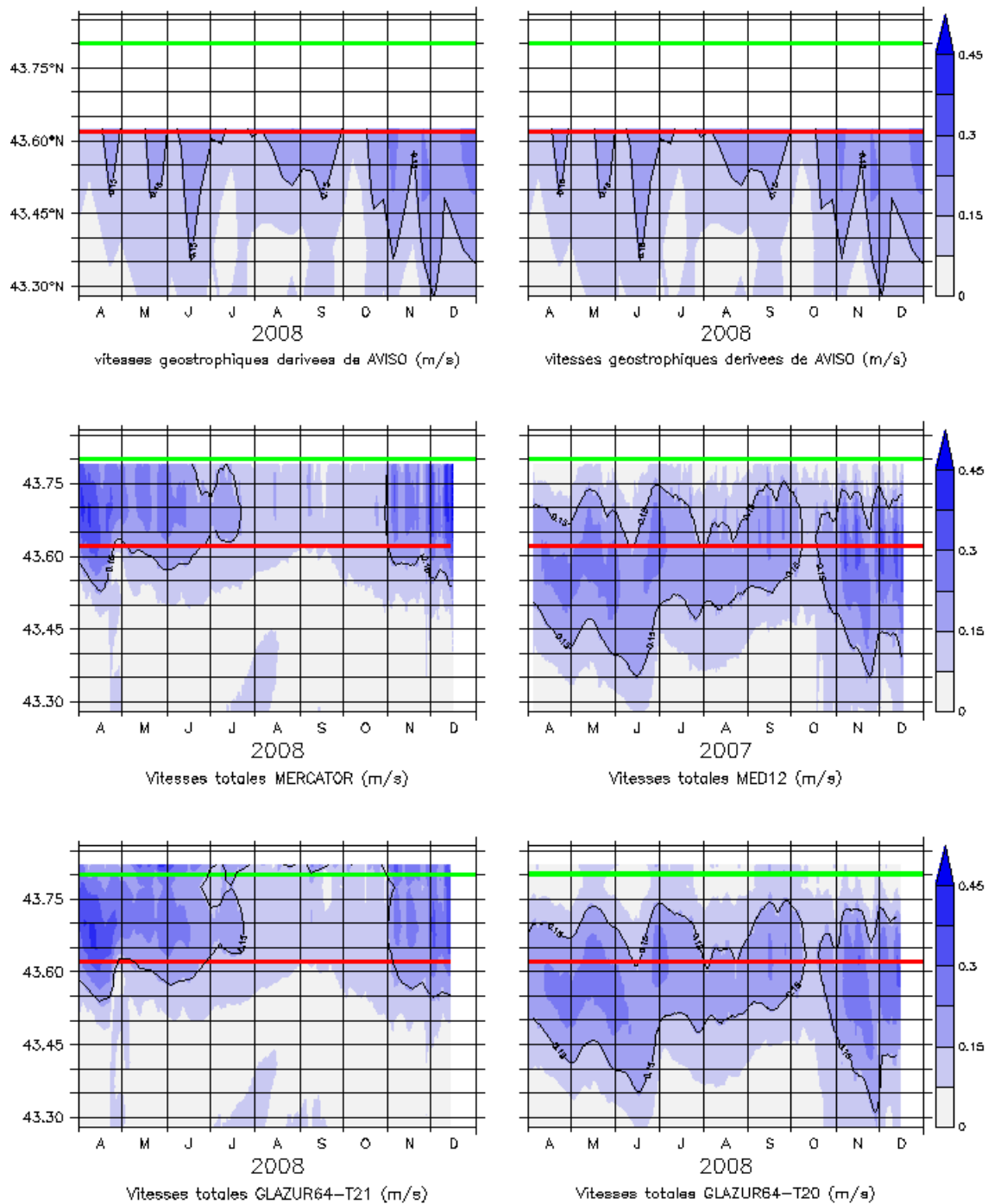


Figure 4.5 – Série temporelle du module de vitesse (m/s) sur la période d'étude à une longitude fixée de 7.95°E. En haut : vitesses géostrophiques issues des données AVISO. Au milieu : vitesses quotidiennes moyennées sur 200 m issues de MED12 (gauche) et PSY2V3R1 (droite). En bas : vitesses quotidiennes moyennées sur 200 m issues de GLAZUR64-T20 (gauche) et GLAZUR64-T21 (droite). Les contours noirs délimitent la veine de courant supérieure à 0.15 m/s, avec une fréquence temporelle de 7 jours. La ligne rouge montre la limite des données AVISO à la côte, et la ligne verte délimite l'isobathe 200 m. L'emplacement de la section est présenté en figure 3.3.

avec le passage de nombreux méandres au travers de la frontière et un courant détaché du talus. Le courant simulé par PSY2V3R1 est beaucoup plus proche de la côte, et ne s'étend pas au-delà de 43.55°N. Dans les deux cas, la variabilité saisonnière du courant se retrouve, avec des vitesses

plus fortes en hiver et un ralentissement de la veine de courant en été. En terme d'extension vers le large, la simulation T20 est plus proche des données d'altimétrie : son CN simulé présente des extensions jusqu'à 43.3°E , tout comme les observations. On notera notamment deux décollements importants du talus, en mi-juin et fin novembre, qui sont en très bons accord avec le courant géostrophique mesuré. Ces décollements ne sont pas retrouvés dans T21, bien que PSY2V3R1 assimile des données d'altimétrie. Le courant paraît ainsi trop près de la côte par rapport aux observations. Cependant, la couverture altimétrique ne nous permettant pas de connaître sa largeur ni sa distance au talus, il est difficile de conclure sur la qualité des simulations à partir d'une unique comparaison avec ce jeu de données.

Les données d'ADCP du transect entre Nice et la bouée AZUR effectué le 9 avril 2008, qui avaient été comparées avec les données de T20 et MED12 (Fig. 3.16), sont donc ici comparées avec les données de T21 et PSY2V3R1 pour avoir une autre estimation de la validité des courants simulés (Fig. 4.6). Alors qu'on avait conclu avec un forçage académique à un courant trop faible et trop éloigné de la côte à l'entrée du domaine de GLAZUR64 pour cette date, on obtient ici un courant bien plus réaliste. Comme il avait été observé pour T20 par rapport à MED12, la forme du courant sur la verticale ainsi que sa position sont améliorées dans T21 par rapport à PSY2V3R1. Il est centré à 42.54°N pour une largeur de 20 km, ce qui est en très bon accord avec les mesures. Cependant, même si l'intensité du courant est nettement meilleure que celle simulée par T20 (on passe de 0.25 m/s à 0.35 m/s), on reste encore loin des vitesses mesurées par ADCP (plus de 0.5 m/s). Le biais en intensité observé dans T20 selon l'axe méridien, à savoir des vitesses méridiennes trop faibles, et donc une mauvaise orientation du courant, n'est pas corrigé par T21.

Une autre validation avec des données d'ADCP avait été menée dans le chapitre précédent : le 07 octobre 2008, T20 reproduisait un courant plus rapide que MED12, en bon accord avec les données en terme de positionnement du courant le long de la Côte d'Azur (Fig. 3.17). Pour la même date, la dynamique dans T21 est différente : le courant est plus lent (0.3 m/s) et se décolle du talus à l'approche du Golfe de Saint-Tropez, là où le courant de T20 accélérât jusqu'à 0.5 m/s. Le transect du Téthys a pris place en amont de cette zone, où dans les deux simulations le courant s'écoule le long du talus. Bien que les vitesses soient clairement sous-estimées dans T21 par rapport à T20 et aux données d'ADCP (qui mesurent une veine de courant à plus de 0.5 m/s), le coeur du courant est mieux positionné et l'asymétrie de la veine bien reproduite. Nous sommes en droit de nous interroger à partir d'un tel exemple sur la limite des validation par ADCP : bien que T20 et T21 présentent une dynamique très différente pour cette date, il est difficile de déterminer laquelle est la plus réaliste à partir de la comparaison avec les données. La mesure par ADCP est en effet trop localisée dans l'espace pour donner des informations sur la présence éventuelle d'une structure à méso-échelle en aval du courant.

Si le forçage aux frontières joue sur la forme générale du courant, cet exemple confirme qu'il peut également générer des processus à méso-échelle dans le domaine de GLAZUR64. Les instabilités (de type décollement du courant, pénétration de tourbillons) sont transmises à GLAZUR64 par la frontière, le CN ainsi déstabilisé générant alors des processus à méso-échelle qui peuvent modifier de façon conséquente la trace du courant dans tout le domaine. Un tel exemple est présenté en figure 4.8, fin juin 2008, pour lequel le courant simulé par MED12 à la

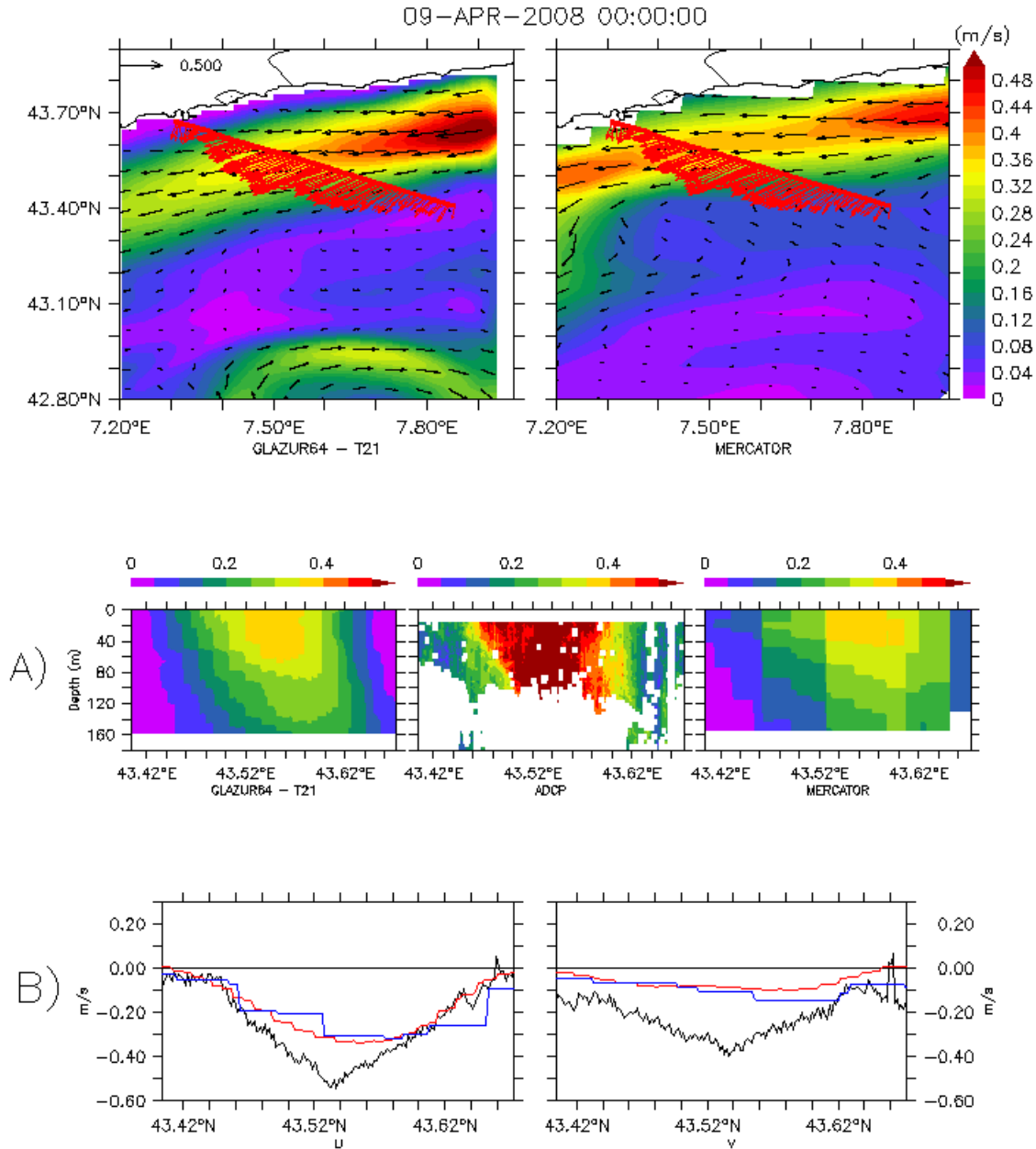


Figure 4.6 – Comparaison entre les champs de vitesse simulés et ceux mesurés par ADCP le 09 avril 2008 au large de la Côte d’Azur. En haut : carte de courants à 16m simulés par GLAZUR-T21 (gauche) et PSY2V3R1 (droite), sur lesquels sont superposées les vitesses mesurées par ADCP à la même profondeur. Panneau A) : coupe verticale du courant sur 180m le long de la section pour GLAZUR64, les données ADCP et PSY2V3R1. Panneau B) : champs de vitesses zonales et méridiennes moyennés sur 100m pour les observations (noir), GLAZUR64-T21 (rouge) et PSY2V3R1 (bleu). La comparaison entre ces données d’ADCP et T20/MED12 est présentée en figure 3.16.

frontière s’est décollé de la côte. Ce battement du courant s’est ensuite propagé dans T20, où un tourbillon anticyclonique a pris place le long du talus, entre la côte et le courant (Fig. 4.8 en haut, le 5 juillet 2008). Dans MED12, malgré le battement du courant aucun tourbillon n’apparaît. Le courant prescrit par PSY2V3R1 à T21 est quant à lui très près de la côte, ne laissant pas d’espace sur le talus pour qu’un tourbillon se forme.

Le Tethys II a effectué un transit entre Nice et Toulon le 5 juillet 2008, nous permettant ainsi

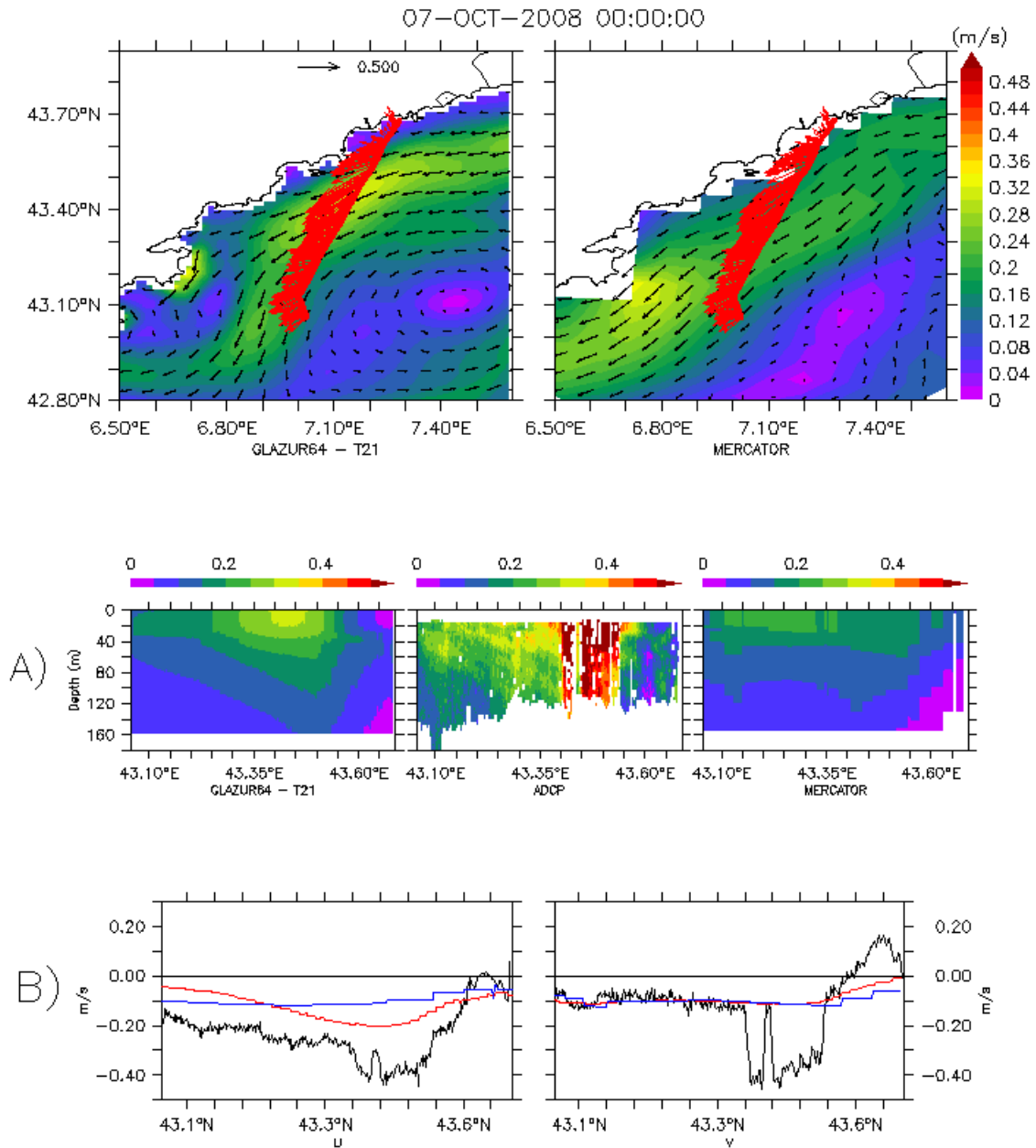


Figure 4.7 – Figure identique à la figure 4.6, mais pour le 07 octobre 2008 au large de la Côte d’Azur. La comparaison entre ces données d’ADCP et T20/MED12 est présentée en figure 3.17.

de valider la qualité des simulations sur cet événement (Fig. 4.9). Il a longé le talus, mesurant une vitesse de 0.35 m/s sur les 60 premiers mètres, entre 7.15°E et 6.75°E (où le navire passe alors sur le plateau continental), ce qui nous laisse supposer qu’il était dans la veine du CN. Le courant simulé par T20 passe au Sud de cette section, le tourbillon anticyclonique étant sur le talus. Les courants zonal et méridien de la simulation sont ainsi de signe opposé à ceux mesurés par ADCP, avec des intensités beaucoup plus faibles. Même si il n’y a pas de tourbillon anticyclonique dans MED12, le CN simulé est trop éloigné du talus. Les courants simulés par T21 et PSY2V3R1 s’écoulent par contre très près de la côte avec des vitesses atteignant 0.3 m/s. Le long de la section ADCP, ils situent ainsi le CN entre 7.2°E et 6.75°E, ce qui est en très bon accord avec les observations. Comme déjà observé dans la section 3.2.2, l’intensité du courant

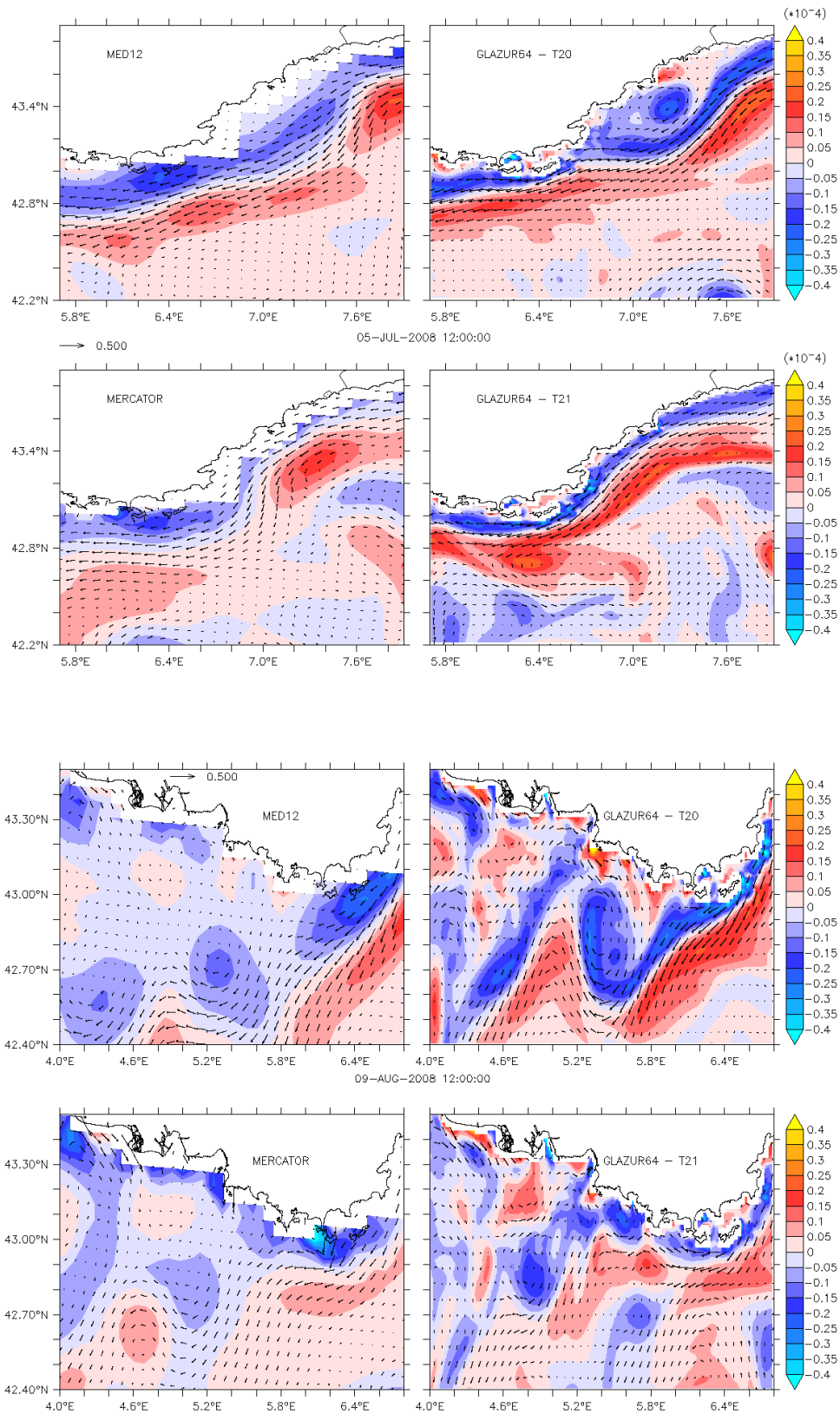


Figure 4.8 – Champs de vorticité moyens sur 150 m, pour les 2 configurations de bassin et les simulations GLAZUR64 forcées par celles-ci. Les dates du 5 juillet et du 9 août 2008 sont présentées. Pour chaque date, de haut en bas et de gauche à droite : MED12, PSY2V3R1, T20, T21.

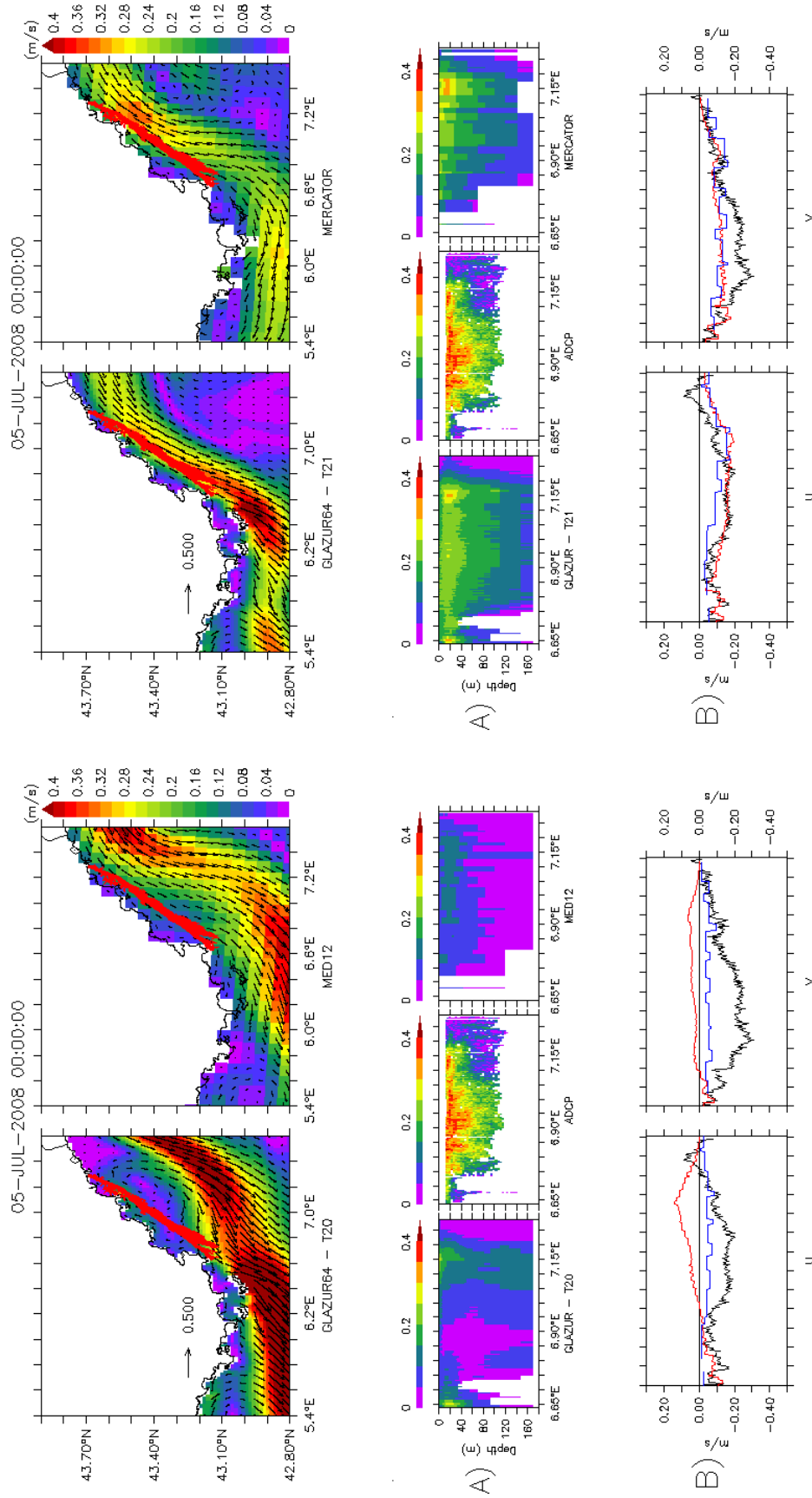


Figure 4.9 – Comparaison entre les champs de vitesse simulés et ceux mesurés par ADCP le 05 juillet 2008 au large de la Côte d’Azur. En haut, de gauche à droite : cartes de courants à 16m simulés par GLAZUR-T20, MED12, GLAZUR-T21, et PSY2V3R1, sur lesquels sont superposées les vitesses mesurées par ADCP à la même profondeur. Panneau A) : coupe verticale du courant sur 180m le long de la section pour les différents jeux de données. Panneau B) : champs de vitesses zonales et méridiennes moyennés sur 100m pour les observations (noir), GLAZUR64 T20-T21 (rouge) et MED12-PSY2V3R1 (bleu).

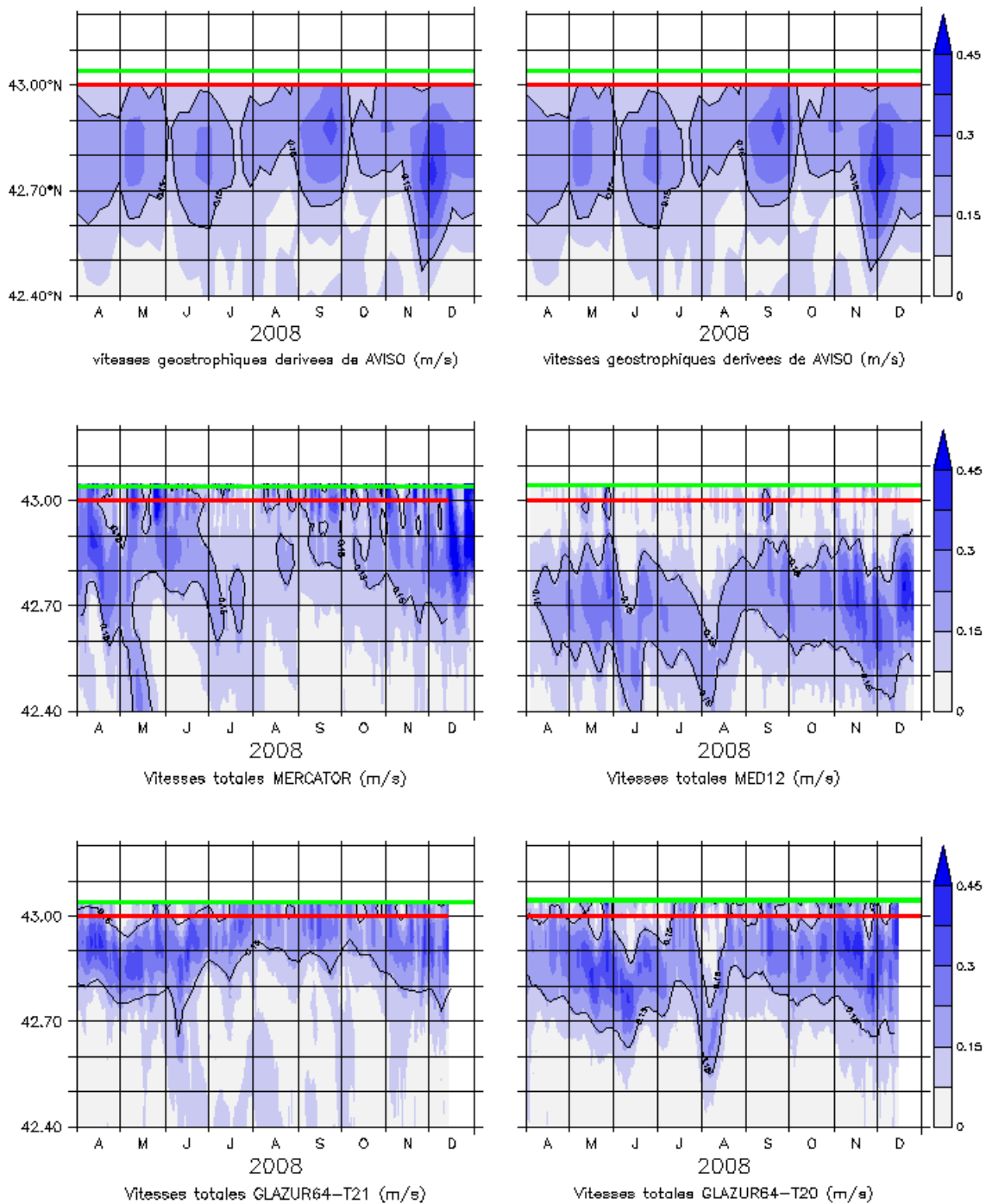


Figure 4.10 – Figure identique à la figure 4.5, mais à une longitude fixée de 5.8°E, soit à l’entrée du Golfe du Lion. L’emplacement de la section est présenté en figure 3.3.

méridien simulé par notre configuration régionale est légèrement sous-estimée, mais la vitesse zonale de T21 est améliorée par rapport à la simulation PSY2V3R1. Nous pouvons ainsi conclure sur cet événement que ce tourbillon anticyclonique reproduit par T20 n’est pas réaliste, tandis que le courant simulé par T21 l’est.

Quelques jours plus tard, le tourbillon présent dans T20 s’est propagé avec le courant vers l’Ouest. En franchissant le Golfe de Saint-Tropez, il s’est éloigné de la côte, augmentant le décollement du CN. Le méandre ainsi généré va se propager en aval du courant et atteindre le

talus du Golfe du Lion au mois d'août (Fig. 4.8 en bas, le 10 août 2008). Dans cette région, la couverture altimétrique est suffisante pour capter l'intégralité de la veine du CN (Fig. 4.10). Le courant géostrophique mesuré sur la période d'étude est un courant stable, centré à 42.85°N , qui s'éloigne peu du talus. Quelques événements de décollement de faible amplitude sont observés en avril, juin, juillet, août et octobre 2008. L'extension du courant vers le Sud est limitée à 42.65°N , hormis en hiver où le courant atteint 42.45°N . Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, MED12 reproduit un courant trop loin du talus, dont la position est améliorée dans T20 (avec une extension vers le large limitée à 42.7°N). PSY2V3R1 simule un courant avec une extension vers le large satisfaisante, mais très perturbé, et qui disparaît en juillet 2008. Le courant reproduit par T21, bien qu'il soit beaucoup plus étroit que celui mesuré par altimétrie (extension limitée à 42.75°N), présente une variabilité spatiale correcte, avec de légers décollements du talus en mai et juin 2008.

Un large méandre du courant est observé en août 2008 dans les simulations T20 et MED12, et correspond à la déstabilisation du courant par le tourbillon présenté en figure 4.8. Ce méandre n'est pas présent dans les données d'altimétrie, ce qui confirme le non-réalisme de cette structure méso-échelle. Ce méandre simulé par T20 va pourtant perturber l'écoulement du CN et générer des intrusions sur le plateau du Golfe du Lion pendant plusieurs mois, et finira par mourir mi-septembre, en atteignant les côtes espagnoles. La simulation T21 n'ayant pas reproduit ce tourbillon anticyclonique et le méandre du CN, aucune perturbation du flux ne va se produire, et le courant ne se décollera pas du talus pendant le mois d'août, ce qui plus réaliste. Un tel exemple confirme que non seulement l'impact du forçage aux frontières est primordial car il conditionne la dynamique générale du CN, mais on remarque qu'il joue aussi un rôle dans le développement de ses instabilités, impactant la circulation sur tout le domaine de GLAZUR64.

4.1.3 Hydrologie des simulations

Nous avons observé dans MED12 que les eaux chaudes de surface du Sud du bassin occidental ne remontaient pas assez vers le Nord, et ne pénétraient donc pas dans GLAZUR64, ce qui était en général en désaccord avec les données de SST satellite. La température moyenne sur le domaine était ainsi sous-estimée, surtout en été et à l'automne, et ce biais se retrouvait dans T20, bien que légèrement corrigé par le forçage atmosphérique de ALADIN. Les champs de vitesse moyens issus des simulations (Fig. 4.1) ont montré la pénétration d'une veine de courant simulée par PSY2V3R1 dans le domaine de GLAZUR64, phénomène qui n'est pas observé dans T20. La dynamique différente prescrite au travers de la frontière Sud peut ainsi avoir un impact sur les caractéristiques des masses d'eau qui pénètrent dans le domaine. La date du 24 septembre 2008 présentée en figure 3.8 illustre bien le défaut de MED12 en température au Sud du domaine. La figure 4.11 présente les SST de PSY2V3R1 et T21 pour la même date. On peut ainsi remarquer que le forçage opérationnel PSY2V3R1 corrige le biais en température, en prescrivant l'entrée d'eaux chaudes par le Sud du domaine dans T21. La température en surface de la simulation à haute résolution est améliorée, et présente plus de ressemblance avec les mesures satellite (-0.18°C de biais en température moyenne sur le domaine pour T21, contre 0.4°C pour T20). À titre d'exemple, trois autres dates sont présentées ici pour montrer que le biais en température au Sud du domaine est régulièrement corrigé dans T21.

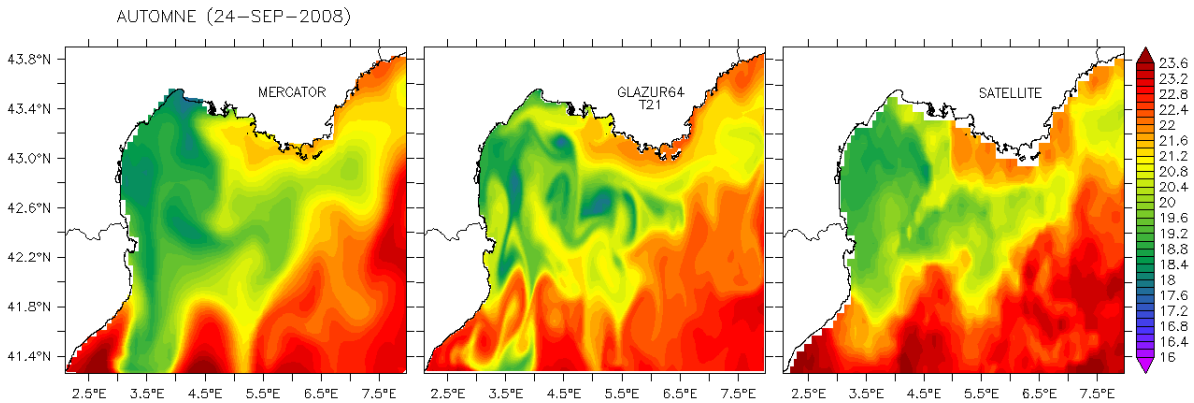


Figure 4.11 – Comparaison des SST issues de PSY2V3R1 (gauche), GLAZUR64-T21 (centre) et du satellite GOS (droite) pour le 24 septembre 2008.

Le 13 juillet 2008, la relaxation d'un phénomène d'upwelling sur la partie Ouest du plateau du Golfe du Lion est visible, avec des eaux plus froides que dans le reste du domaine, de l'ordre de 21.5°C dans les données satellite (Fig. 4.12). Un front d'eaux chaudes (supérieures à 23.5°C) venant du large, principalement du Sud, est observé. Toutes les simulations reproduisent cet upwelling le long des canyons de Cassis et du Planier, mais la représentation de son extension vers le large et de la remontée des eaux chaudes estivales divergent. Dans MED12, un biais de 2°C est observé sur tout le domaine. Seules les eaux le long de la côte d'Azur et dans l'extrême Sud-Ouest du domaine atteignent 23°C . En conséquence, bien que T20 présente une solution beaucoup plus proche des données satellite (eaux de 21.5°C sur le plateau et 22.5 à 23.5°C au large), certains biais sont conservés : il n'y a pas d'eaux chaudes qui pénètrent par la frontière Sud du domaine, ce qui permet aux eaux froides du plateau de s'évacuer par le Sud en suivant la trace du CN, alors que le front chaud observé dans les données satellite fait office de barrière aux eaux du plateau. PSY2V3R1 et T21 reproduisent quant à eux des champs plutôt similaires, avec des structures proches de celles observées par satellite. Les eaux froides amenées par le phénomène d'upwelling s'étendent vers le Sud, mais leur extension est bloquée par la remontée d'eaux chaudes de la frontière Sud, ce qui est en bon accord avec les mesures. La remontée d'eaux chaudes qui est très bien reproduite par PSY2V3R1 (qui s'explique par l'assimilation des données) est retrouvée par T21, même si légèrement dégradée. L'échappée d'eaux froides le long de la trace du CN par la frontière Sud est visible dans les deux simulations.

Plus tard dans l'été, début août, le même genre de structure est observé (Fig. 4.13). Les eaux du plateau se sont réchauffées, seule subsiste une poche fraîche à 22.5° à l'Est du Golfe. Près des frontières, la SST satellite dépasse les 26.5°C . Encore une fois, MED12 reproduit des eaux beaucoup trop froides (20 à 21°C sur quasiment tout le domaine), mais T20 améliore la situation. Il avait été montré dans le chapitre précédent que la meilleure paramétrisation du forçage atmosphérique dans GLAZUR64 explique cette amélioration. Alors que la poche d'eau froide est bien présente sur le plateau, la trace d'un upwelling est visible au niveau du canyon de Cassis. Cela induit une extension d'eaux froides vers le large et un refroidissement du domaine qui n'est pas visible dans les observations. Encore une fois, des eaux plus froides entrent par la frontière Sud, qui empêchent la simulation de se rapprocher des observations. Ce défaut à la frontière est corrigé par PSY2V3R1, avec un front d'eau chaude le long du talus et une échappée

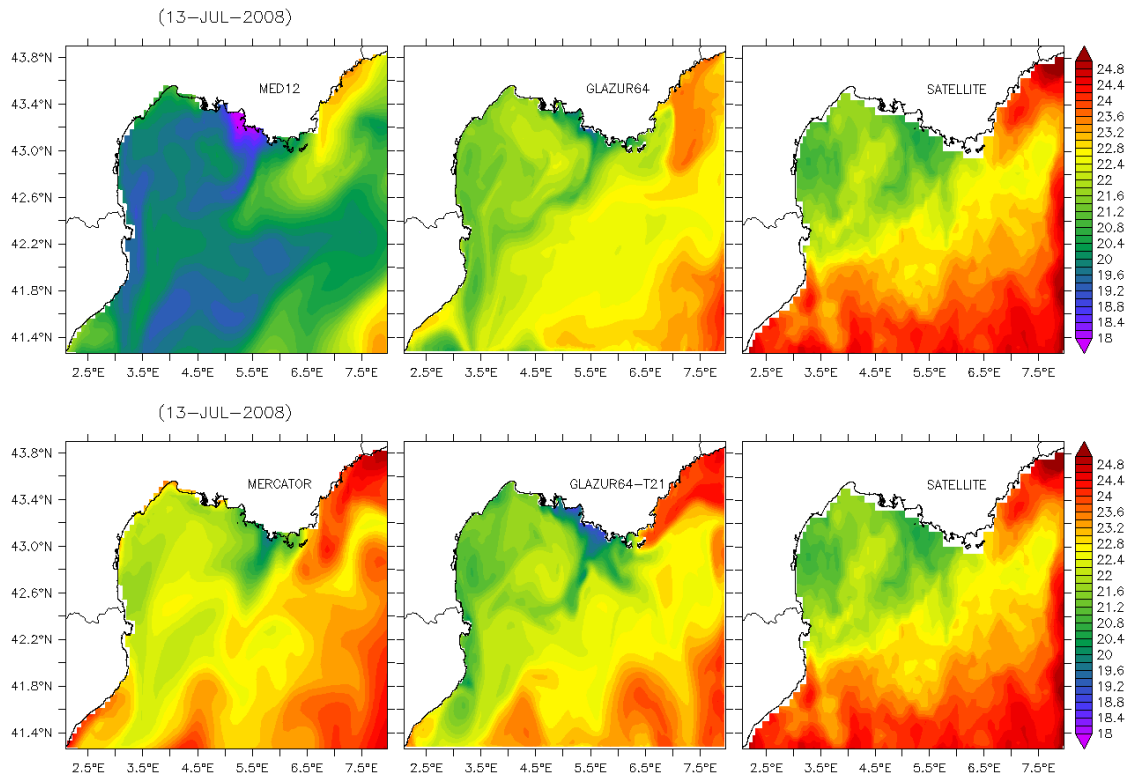


Figure 4.12 – Comparaison des SST issues des différents jeux de données pour le 13 juillet 2008. À gauche : MED12 (haut) et PSY2V3R1 (bas). Au milieu : GLAZUR64-T20 (haut) et GLAZUR64-T21 (bas). À droite : SST satellite.

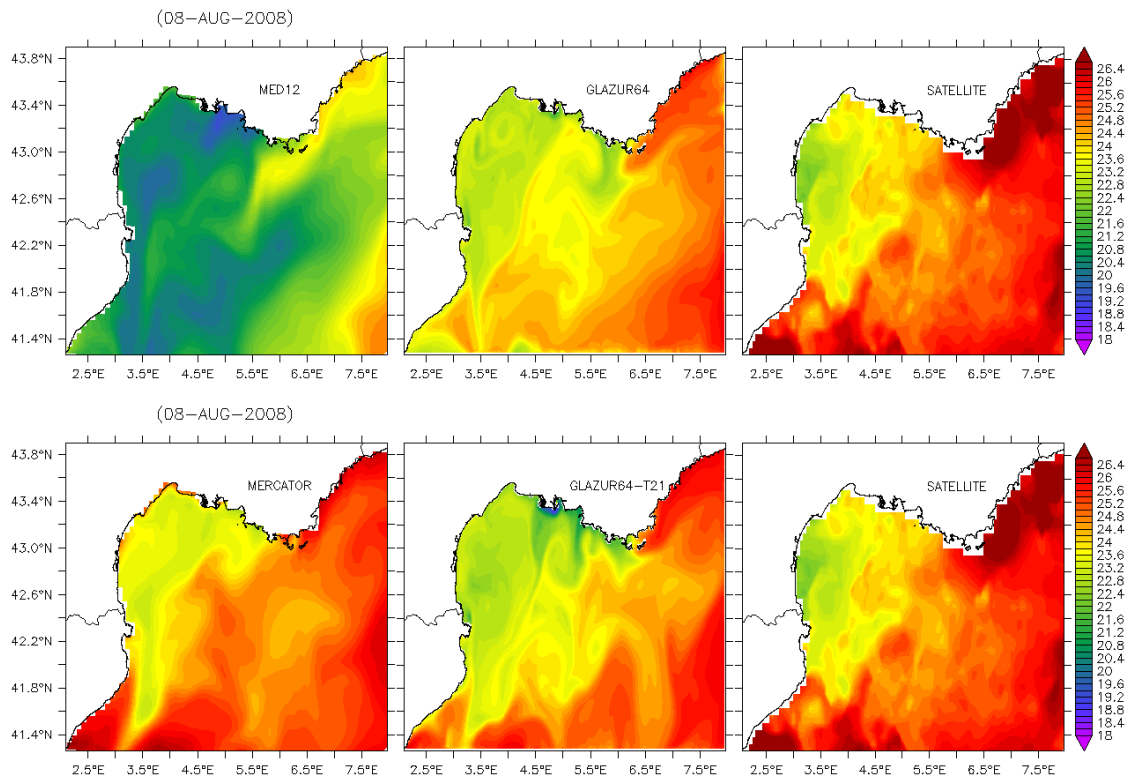


Figure 4.13 – Figure identique à la figure 4.12, mais pour le 08 août 2008.

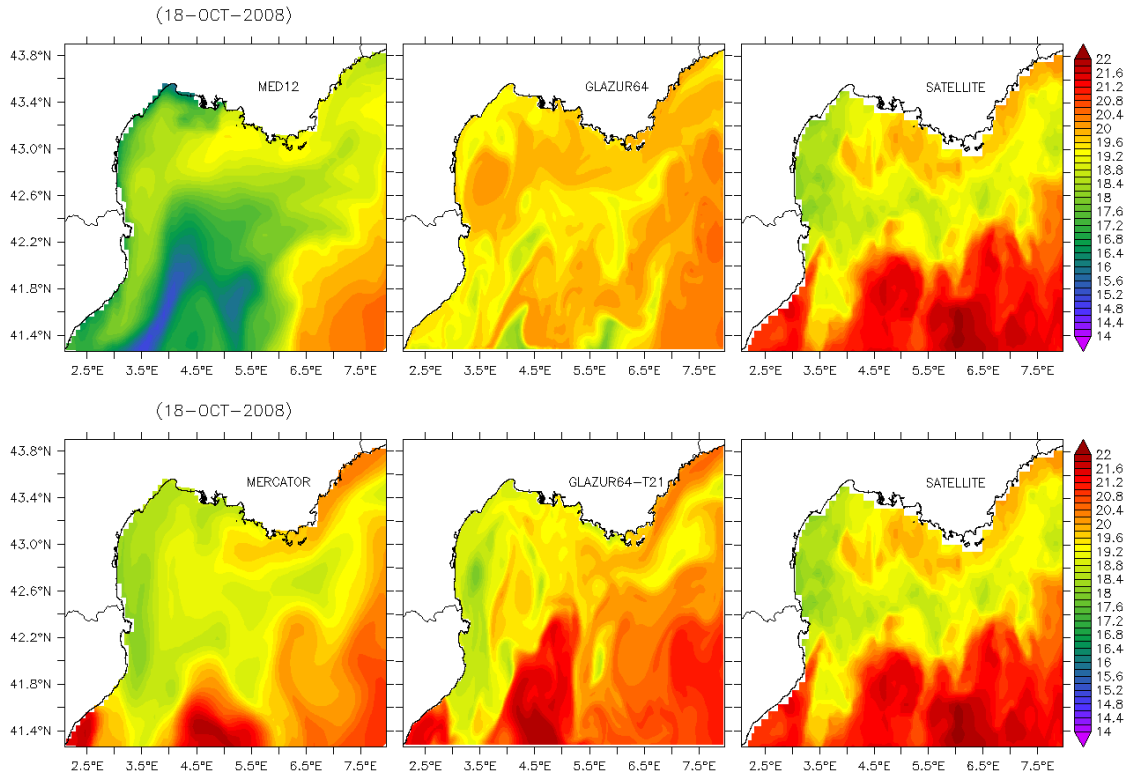


Figure 4.14 – *Figure identique à la figure 4.12, mais pour le 18 octobre 2008.*

d'eau du plateau vers le Sud, même si ces eaux côtière sont légèrement trop chaudes (23.5°C). T21 présente des températures correctes sur le plateau, mais comme dans T20 un phénomène d'upwelling refroidit les eaux à l'Est du plateau. L'extension et l'amplitude de cet upwelling sont différentes de celles de T20. On voit ainsi que bien que le forçage atmosphérique soit à l'origine de l'upwelling, la dynamique côtière différente dans les simulations influence ce type de structure (la figure 4.8 montre que positionnement du CN à l'entrée du Golfe est très différent dans les deux simulations pour le 9 août 2008).

Enfin, le dernier exemple présente un cas automnal, le 18 octobre 2008 (Fig. 4.14). La température moyenne du domaine a chuté, mais on observe toujours des eaux plus chaudes au Sud (jusqu'à 22°C). La trace du CN est identifiable également par des eaux plus chaude (20°C) que les eaux alentours, séparées des eaux du Sud par une bande d'eau à 19°C . Le même type de biais est retrouvé dans MED12 que pour les autres dates : toutes les eaux du domaine sont trop froides, surtout le long de la frontière Sud, où au lieu de simuler une remontée d'eaux chaudes, MED12 reproduit une masse d'eau à 15°C . T20 simule un champs de température plutôt homogène sur tout le domaine, de l'ordre de 19.5°C . De nombreux filaments et enroulements sont visibles, représentatifs d'une forte activité à méso-échelle. T21 reproduit également un champs de température significatif d'une forte activité méso-échelle, mais avec des structures et des fronts en très bon accord avec les données satellite : la trace du CN, la remontée d'eaux chaudes et l'échappée des eaux du CN par le Sud sont représentées avec des caractéristiques spatiales plus proches des observations que ce que reproduit PSY2V3R1, malgré le fait que ce dernier assimile les mesures satellite.

Si ces exemples montrent que T21 présente des fronts de température plus cohérents avec

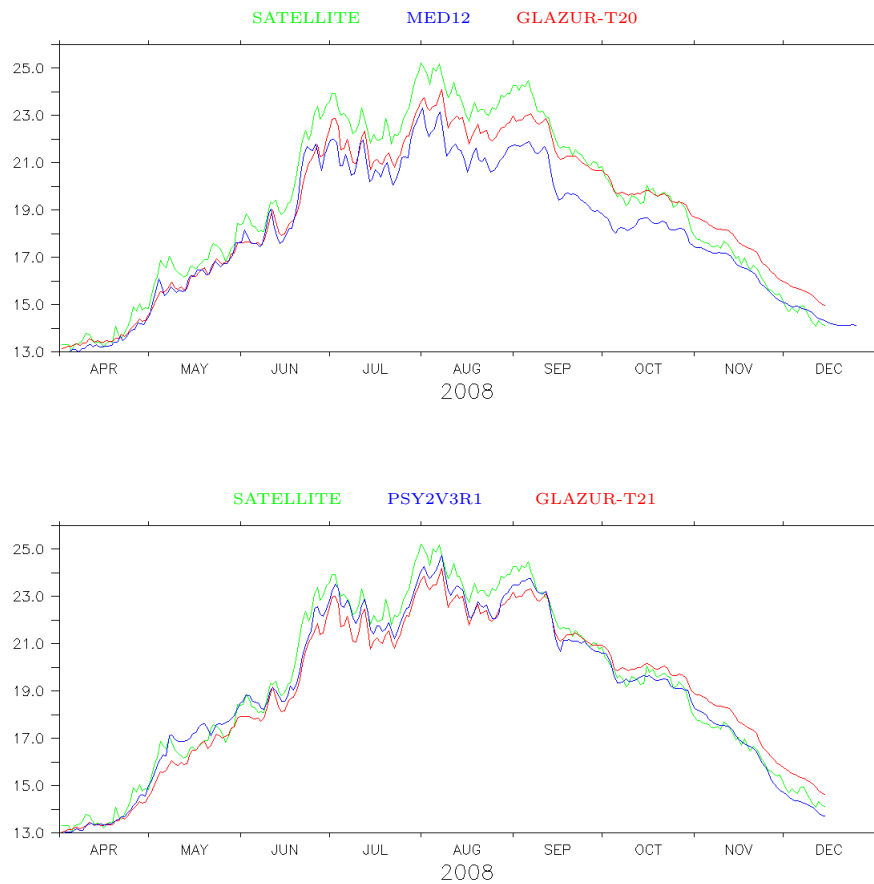


Figure 4.15 – SST en °C moyennée sur tout le domaine de GLAZUR64 (de 2.06°E à 7.97°E en longitude, et de 41.26°N à 43.9°N en latitude) pour la période d'étude. En haut : SST satellite moyenne fournie par le GOS (vert), MED12 (bleu), GLAZUR64-T20 (rouge). En bas : SST satellite moyenne fournie par le GOS (vert), PSY2V3R1 (bleu), GLAZUR64-T21 (rouge).

Simulation	MED12	GLAZUR64 - T20	GLAZUR64 - T21	PSY2V3R1
Moyenne	-1.245	-0.4	-0.3	-0.259
RMS	1.37	0.73	0.67	0.41
Écart maximal	-4.057	-2.076	-1.898	-1.524

Table 4.2 – Moyenne, RMS et écart maximal de la différence de température moyenne sur le domaine (en °C), entre les simulations et les données satellite sur la période d'étude.

les observations que T20, nous sommes en droit de nous demander si la solution est améliorée de façon systématique. La figure 4.15 présente la variation de SST moyenne des simulations sur le domaine pendant la période d'étude. De façon générale, toutes les simulation sous-estiment la température par rapport aux données satellite (table 4.2), mais nous avons montré dans le chapitre précédent que ces données était sur-estimées par rapport aux mesures de bouées localisées. Nous pouvons voir que PSY2V3R1 propose une solution beaucoup plus proche des observations que MED12, avec un biais moyen de -0.259°C sur 9 mois là où MED12 présente un biais de -1.245°C (table 4.2). Il est important de ne pas oublier que PSY2V3R1 assimile des données de température satellite, ce qui explique ces résultats particulièrement corrects. Les simulations GLAZUR64, par contre, n'assimilent pas ces données, mais présentent tout de

même des résultats très réalistes sur toute la période, avec des RMS de 0.73°C pour T20 et 0.67°C pour T21. Alors que T20 améliore la solution par rapport à MED12, T21 la dégrade par rapport à PSY2V3R1, mais présente tout de même de meilleurs résultats que T20, avec une diminution de 0.1°C du biais moyen sur la période, et un écart maximal plus faible (table 4.2). Ce sont notamment les gros réchauffements estivaux qui sont mieux représentés, et cela peut s'expliquer par l'apport d'eau chaude par la frontière Sud dans T21. Le refroidissement trop lent à l'automne est cependant toujours présent dans la simulation forcée par PSY2V3R1. Le forçage opérationnel permet ainsi d'améliorer la température de la couche de surface, mais la faible différence observée entre les deux simulations GLAZUR64 montre que c'est tout de même le forçage atmosphérique qui reste le facteur dominant sur la SST.

Sur la verticale, nous avons vu que les eaux profondes prescrites par MED12 présentaient des biais en température et salinité, et que les eaux de surface et sub-surface étaient trop salées. La thermocline (forme et position) n'était pas toujours correctement reproduite, mais les flux atmosphériques différents entre MED12 et GLAZUR64 amenaient à une amélioration de la couche de surface dans T20, notamment en terme de SST. PSY2V3R1 assimilant les données d'hydrologie des bouées ARGO, nous pouvons nous attendre à une amélioration des masses d'eaux dans T21. Sur la période avril-décembre 2008, 2 gliders, 5 bouées ARGO et 1 CTD sont disponibles (table 2.5) et vont nous permettre d'évaluer la qualité de la solution. Encore une fois, il faut noter que PSY2V3R1 assimile les données de flotteurs ARGO disponibles sur la base Coriolis : les observations et la configuration opérationnelle ne sont donc pas indépendants.

L'étude des diagrammes TS des quatre simulations nous confirme que les masses d'eaux sont correctement héritées du forçage opérationnel : de nouveau, les caractéristiques hydrologiques de la configuration de bassin se retrouvent dans notre configuration régionale, avec des RMS et des erreurs du même ordre de grandeur entre les simulations GLAZUR64 et leurs forçages respectifs (table 4.3). T21 reproduit des températures statistiquement plus proches des observations que T20, avec une erreur moyenne de 0.074°C , mais semble dégrader la solution en terme de salinité (table 4.3).

Si nous regardons plus en détails les différentes masses d'eau, nous remarquons que la salinité des eaux de surface, qui était sur-estimée dans T20, est améliorée dans T21, ce qui permet d'améliorer la densité des eaux de surface. En terme de température, toutes les simulations sont similaires sur la couche de surface : elles sont trop froides (en moyenne 14.5°C contre 18.5°C pour les observations), et la thermocline n'est pas assez pincée. Le défaut en salinité qui est observé dans le tableau statistique s'explique par un biais dans les masses d'eau intermédiaires : le maximum en salinité typique des LIW est absent (Fig. 4.16). Alors que T21 et PSY2V3R1 avaient amélioré la salinité de surface, on observe dans PSY2V3R1 à partir de 400 m une salinité constante (38.4 PSU), alors que les mesures relèvent une augmentation de salinité jusqu'à plus de 38.5 PSU à 400 m de fond, ce qui est caractéristique de la présence de LIW. T21 conserve ce biais (il ne peut pas générer lui-même de LIW, celles-ci étant créées dans le bassin Levantin), ce qui est problématique car les LIW jouent sur l'inclinaison des isopycnes et donc sur la géostrophie du CN. Ainsi, dès 300 m, la salinité est constante dans la simulation, avec une erreur moyenne de presque 0.05 PSU sur toute la couche (Fig. 4.17).

Le biais en densité des eaux profondes est corrigé, avec une masse d'eau WMDW moins

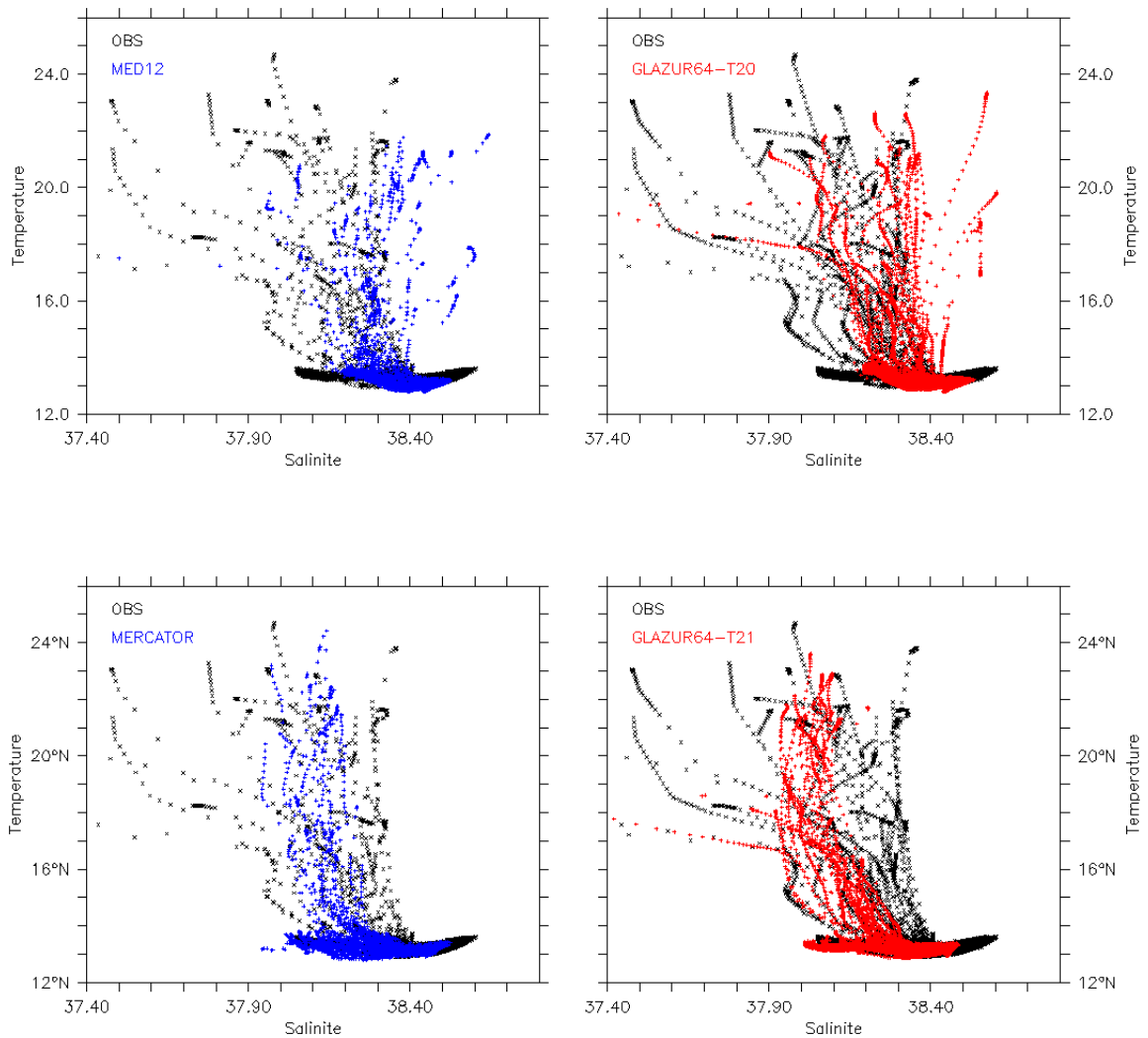


Figure 4.16 – Diagrammes TS des observations interpolées sur les grilles verticales des simulations (noir), superposées aux diagrammes TS issus des simulations aux positions et dates équivalentes. De gauche à droite et de haut en bas : MED12, T20, PSY2V3R1, T21.

Température	MED12	T20	T21	PSY2V3R1
RMS	0.446	0.26	0.199	0.1835
Erreur moyenne	0.160	0.119	0.074	0.097
Salinité	MED12	T20	T21	PSY2V3R1
RMS	0.017	0.012	0.011	0.013
Erreur moyenne	-0.007	-0.005	0.052	0.041

Table 4.3 – RMS et Erreur moyenne sur toute la couche entre chaque simulation et les observations, en température (haut) et salinité (bas).

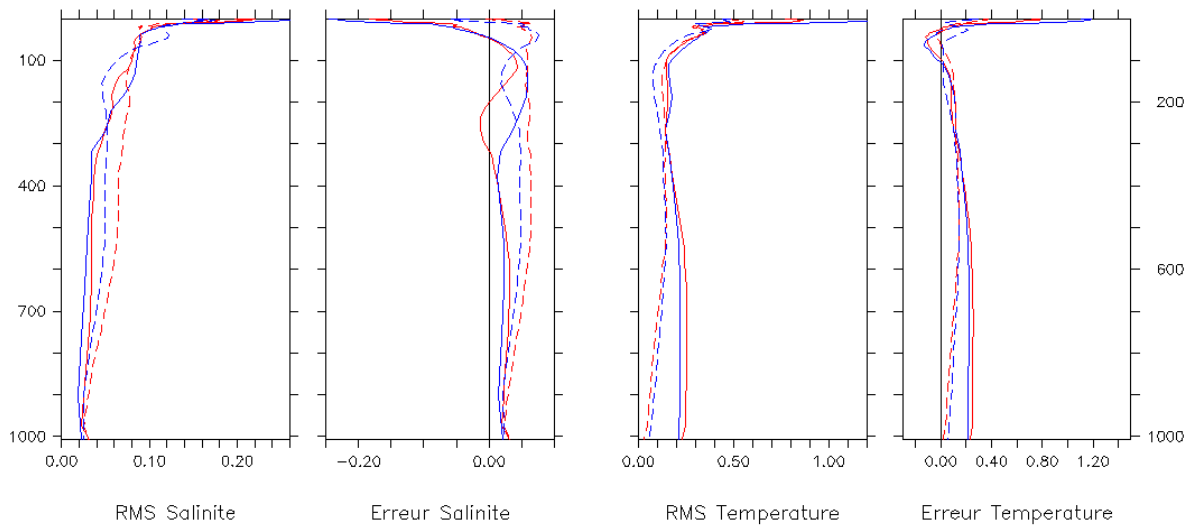


Figure 4.17 – Profils de RMS et d'erreur moyenne entre les observations et les simulations pour la salinité (gauche) et la température (droite). Les lignes pleines bleues correspondent à la simulation MED12, les lignes pleines rouges à la simulation GLAZUR64 - T20, les lignes en pointillés bleus à la simulation PSY2V3R1, et les lignes en pointillés rouges à la simulation T21.

salée et plus froide, en meilleur accord avec les observations (Fig. 4.16). Alors que MED12 et T20 en-dessous de 500 m présentent un biais de 0.2°C , T21 et PSY2V3R1 ont des températures similaires à celles observées, avec une RMS inférieure à 0.1° .

Nous obtenons ainsi avec le forçage PSY2V3R1 une amélioration sensible de la température, qui s'explique par l'assimilation des données de bouée ARGO, mais cette amélioration est contrastée par le biais en salinité sur la couche intermédiaire.

4.1.4 Conclusion sur l'emploi d'un forçage opérationnel aux frontières

Le but de cette section était de montrer d'une part la possibilité de forcer GLAZUR64 avec une configuration opérationnelle de type PSY2V3R1, et d'autre part d'évaluer l'apport d'un forçage latéral opérationnel sur le réalisme de notre solution à haute résolution. Il est important de noter que l'assimilation de données n'étant pas un processus physique, il y a le risque de voir se développer des instabilités dans un forçage de type opérationnel, qui pourraient alors perturber la dynamique de notre configuration à haute-résolution. Les mises à jours régulières de la configuration entraînent également des changements fréquents de version, qui ne nous permettent alors pas de disposer d'un jeu de données continu sur une grande période, là où les configurations académiques du type de MED12 proposent des configurations pluri-annuelles stables. L'étude des champs moyens de courants nous a ici permis de conclure que GLAZUR64 s'emboîte correctement dans la configuration de bassin, qu'elle soit de type opérationnelle ou académique. La configuration à haute-résolution améliore systématiquement la solution par rapport à la configuration de bassin, en reproduisant un CN plus étroit, plus rapide, et en meilleur accord avec les observations dynamiques et hydrologiques.

Nous avons montré que l'apport d'instabilités à travers la frontière Est de GLAZUR64 pouvait mener à des perturbations de la dynamique sur l'ensemble du domaine. Il est donc très

important de s'assurer de la qualité du forçage prescrit. Ici, la solution PSY2V3R1 s'est avérée prescrire un CN réaliste, avec des caractéristiques spatio-temporelles cohérentes avec les mesure d'ADCP. La simulation T21 est ainsi plus réaliste que la simulation T20, et minimise les défaut observés précédemment, à savoir un problème d'intensité du courant et de positionnement le long du talus de la Côte d'Azur.

En terme d'hydrologie, la solution est améliorée en surface. L'assimilation de mesures de SST par satellite dans PSY2V3R1 peut expliquer cette correction des biais en température que l'on obtenait avec un forçage par MED12, notamment l'apport d'eau chaude par la frontière Sud du domaine. Sur la verticale, nous remarquons que l'assimilation des données ARGO provenant de la base de données Coriolis améliore les comparaisons statistiques avec les profils hydrologiques, surtout en terme de température. Même si la simulation PSY2V3R1 inclut ces profils dans son système d'assimilation, les observations peuvent toutefois être considérées comme indépendantes avec la simulation T21, ce qui nous autorise à les utiliser à des fins de validation de la configuration. Un défaut très important est observé en terme de salinité : les LIW sont absentes de PSY2V3R1.

Dans les versions ultérieures à PSY2V3R1, qui seront utilisées pour forcer GLAZUR64 sur des périodes plus récentes, le biais en salinité de la couche intermédiaire est corrigé, et la prise en compte du forçage atmosphérique est améliorée (voir table 2.2). Ces corrections, associées à l'assimilation de plus en plus de données, et le suivi régulier de la qualité des simulations (des bulletins trimestriels évaluant la justesse des simulations sont disponibles à l'adresse suivante : <http://www.mercator-ocean.fr/fre/science/qualification>) permettent aujourd'hui d'utiliser avec confiance ce forçage opérationnel aux frontières de GLAZUR64. Un tel changement va permettre non seulement d'améliorer le réalisme de notre solution à haute résolution, mais aussi de pouvoir effectuer des simulations plus proches du temps réel que ce que nous pouvons faire avec un forçage académique, dans une optique de modélisation régionale quasi-opérationnelle et de phasage avec des campagnes océanographiques. Un exemple d'exploitation d'une simulation GLAZUR64 pour une étude réaliste de la dynamique à méso-échelle du CN sur une période récente est ainsi présenté dans la section suivante.

4.2 Vers une étude de processus réaliste

4.2.1 La campagne PHYOCE 2011 [Guihou et al., 2013]

En 2011, une campagne de mesures en mer, PHYOCE2011, a été réalisée au large des côtes varoises, pour permettre aux étudiants en Licence et Master de l'USTV¹ de se familiariser avec les instruments *in-situ* (ADCP, CTD, flotteurs). En parallèle de cette campagne d'opportunité, un radar HF mesurait les courants de surface dans la zone, dans le cadre de la campagne ECCOP. L'analyse combinée de ces données a permis de mettre en évidence l'occurrence d'un tourbillon anticyclonique, généré au coeur d'un méandre du CN et passant au large de Toulon pendant la campagne. En complétant les observations de la campagne avec des données satellite et une simulation GLAZUR64 forcée par PSY2V4R1, nous avons pu étudier plus en détail ce système tourbillon-méandre. Nous avons ainsi pu montrer que le tourbillon est généré en amont du Var,

1. Université du Sud Toulon-Var

et est ensuite advecté le long du courant jusqu'à la région d'étude, perturbant l'écoulement du CN.

Ce travail a fait l'objet d'un article, qui a été publié auprès de *Ocean Dynamics*, dans le cadre d'une issue spéciale JONSMOD (<https://publicwiki.deltares.nl/display/JONSMOD/Home>). L'étude vise à montrer l'importance de combiner modèles et observations, notamment lorsque l'on travaille sur des processus à méso-échelle. Elle souligne également l'importance de la modélisation à haute-résolution dans l'étude de processus réalistes, couplée à une paramétrisation *ad-hoc*. La version publiée de l'article *A case study of the meso-scale dynamics in the North-Western Mediterranean Sea : a combined data-model approach*. [Guihou et al., 2013] est présentée ici.

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

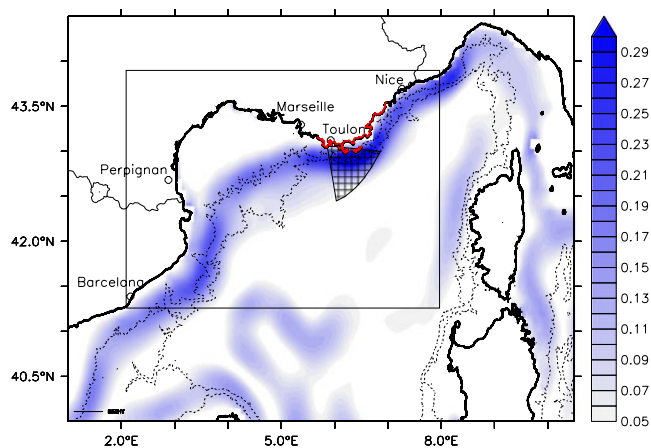


Fig. 1 Map of the North-Western Mediterranean Sea. The *black rectangle* shows the GLAZUR64 domain and the *gridded triangle-like shape* corresponds to the radar coverage area. The French Var coast is in *red*. The mean dynamics of the area, averaged from inter-annual MERCATOR simulations, appears in *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'OCEan (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 $1/64^\circ$ 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.

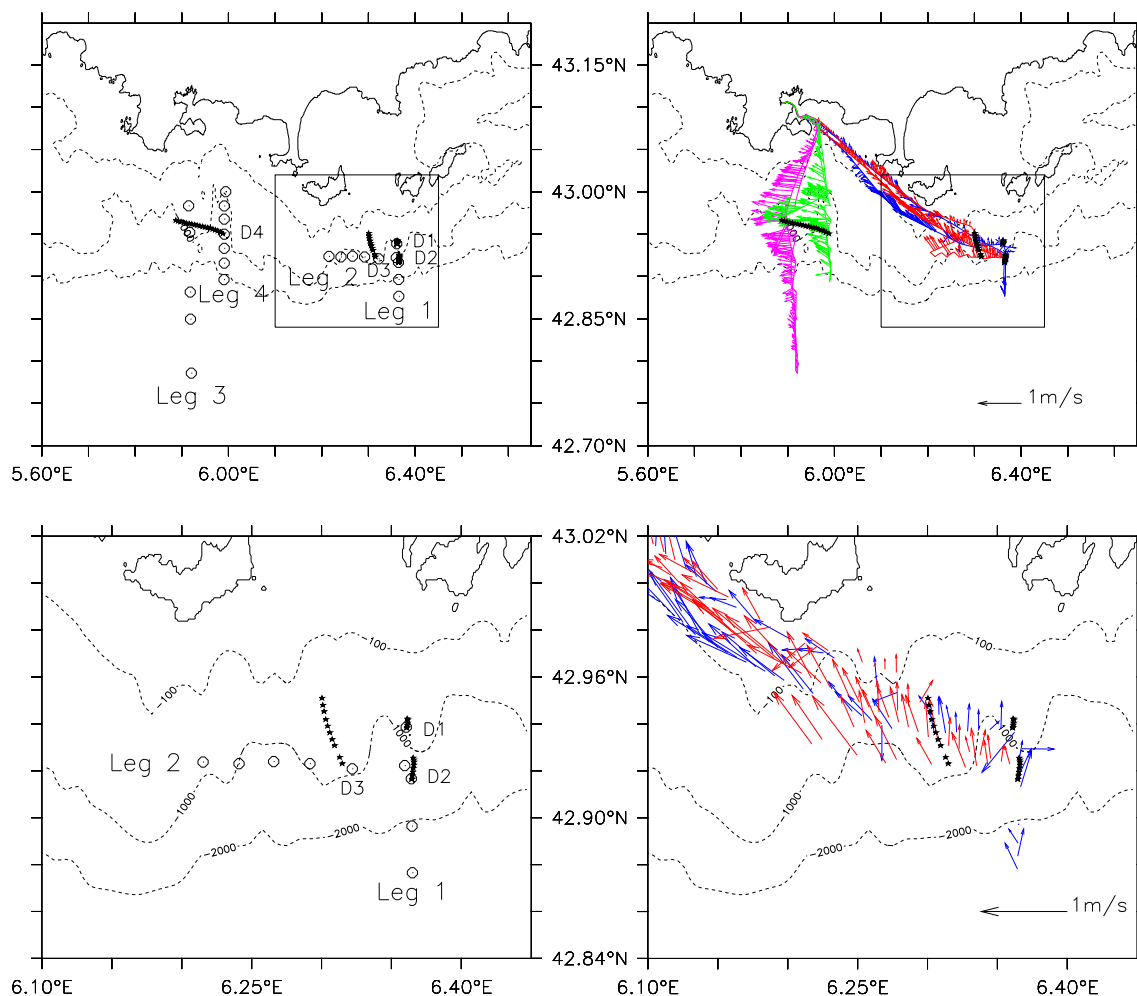


Fig. 2 Map of the studied region including the PHYCOE measurements locations (*upper panels*). *Upper left panel*: location of the CTD profiles (*black circles*), drifters name and trajectories (*black stars*).

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 $1/12^\circ$ 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.

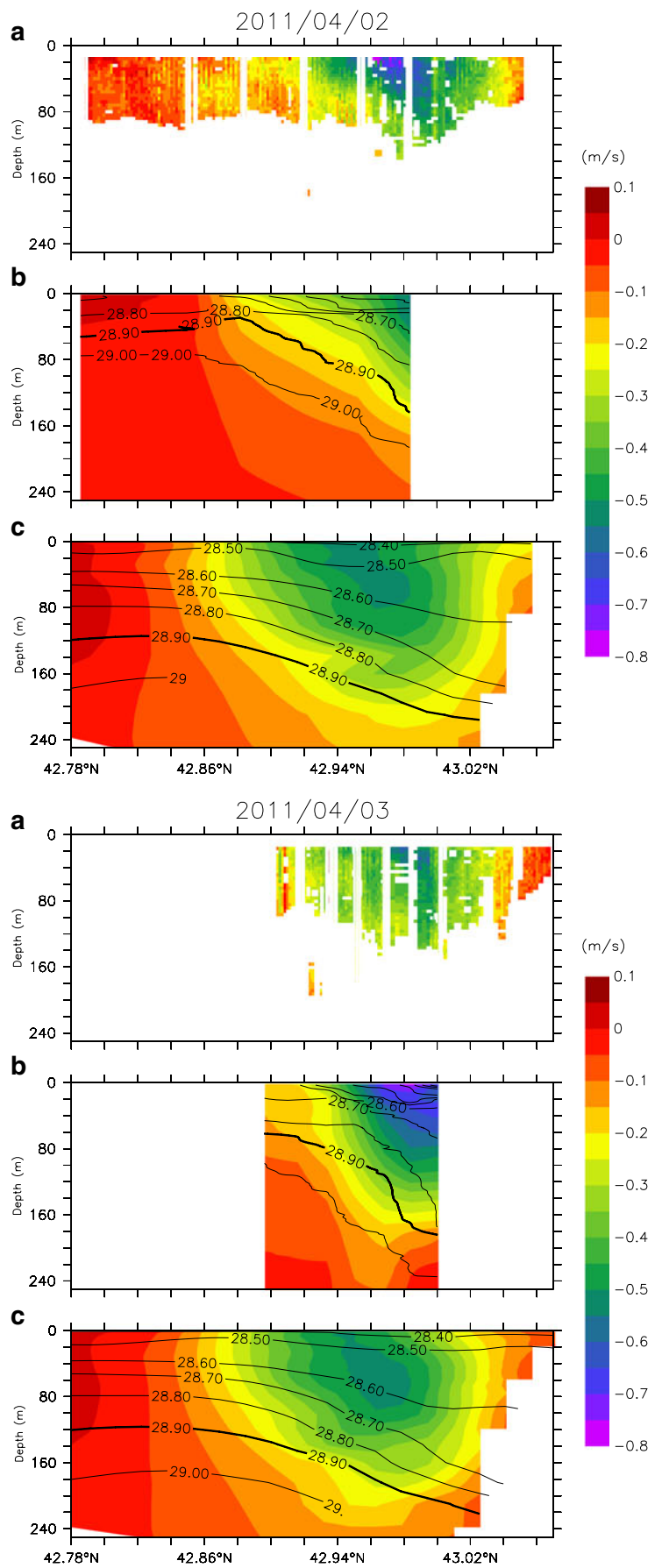
3 Results

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

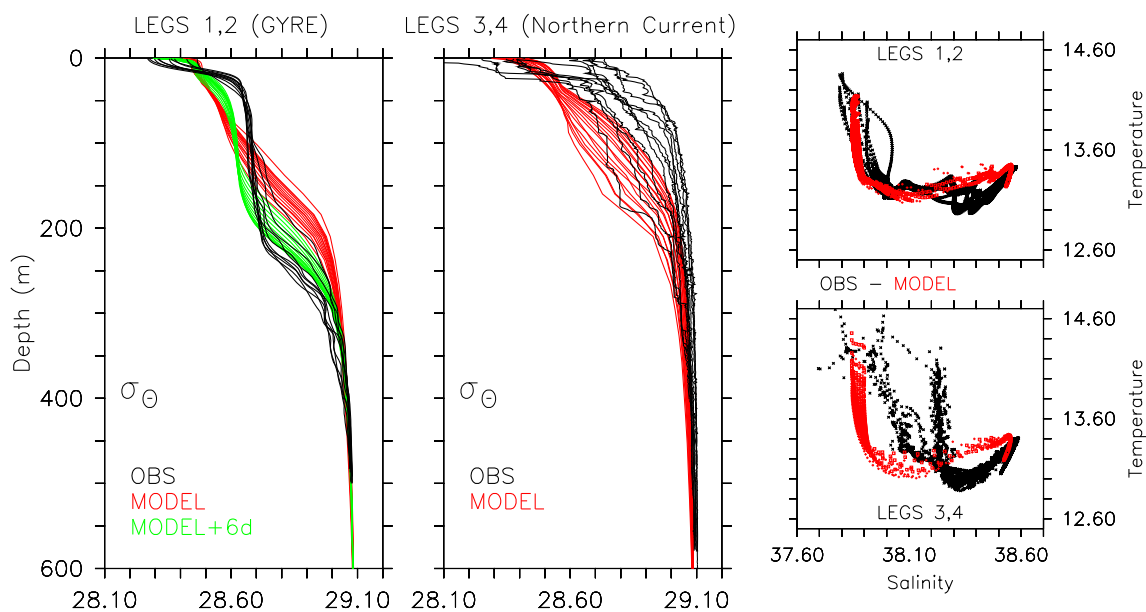


Fig. 4 Potential density profiles from the CTD casts (*black*) and the model simulation (*red*), associated with TS diagrams. *Left panel*: profiles from legs 1 and 2 (eddy region); *green lines* correspond to the

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*)

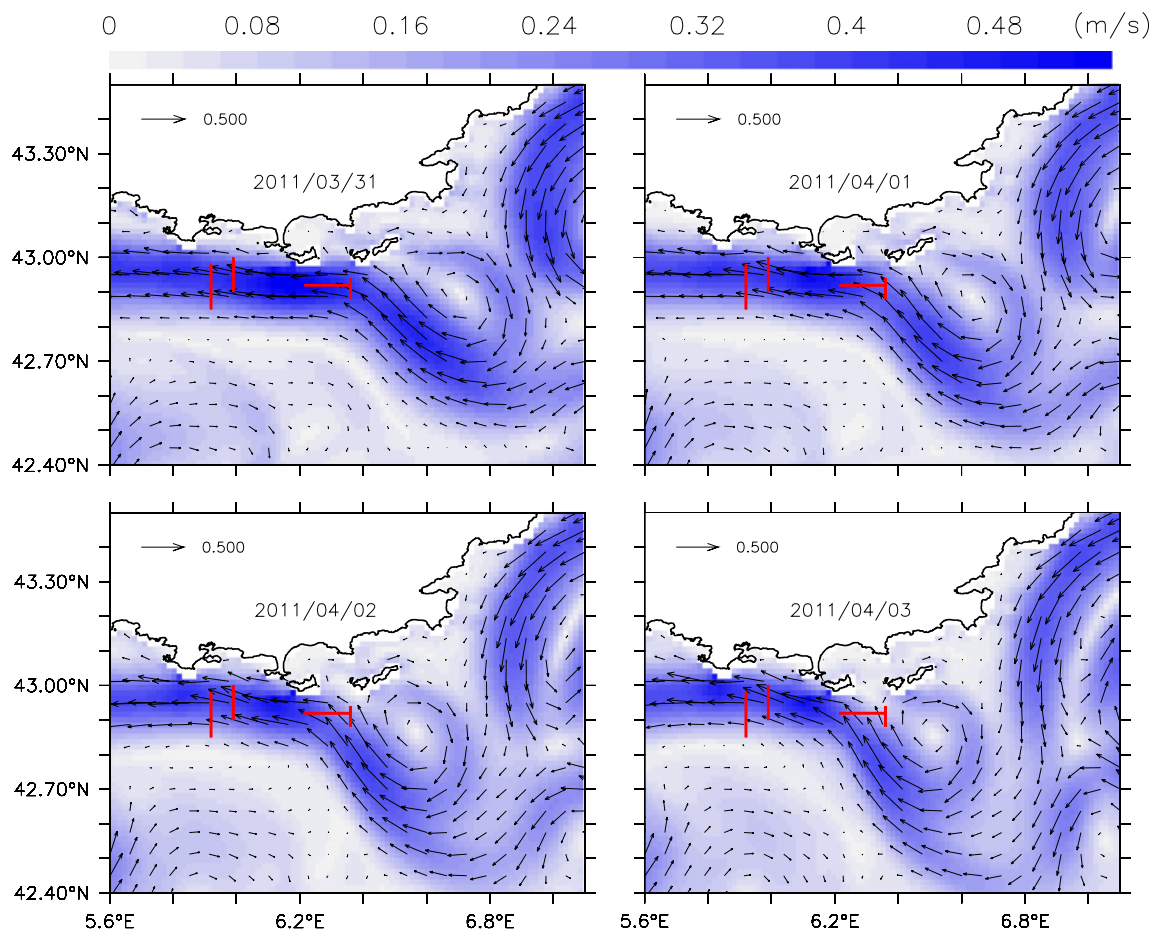


Fig. 5 Daily averaged simulated velocities (0–150 m vertically averaged) from the 31st of March (*top left*) to the 3rd of April 2011 (*bottom right*). *Red lines*: the 4-day CTD transects locations appear on each daily simulation

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.

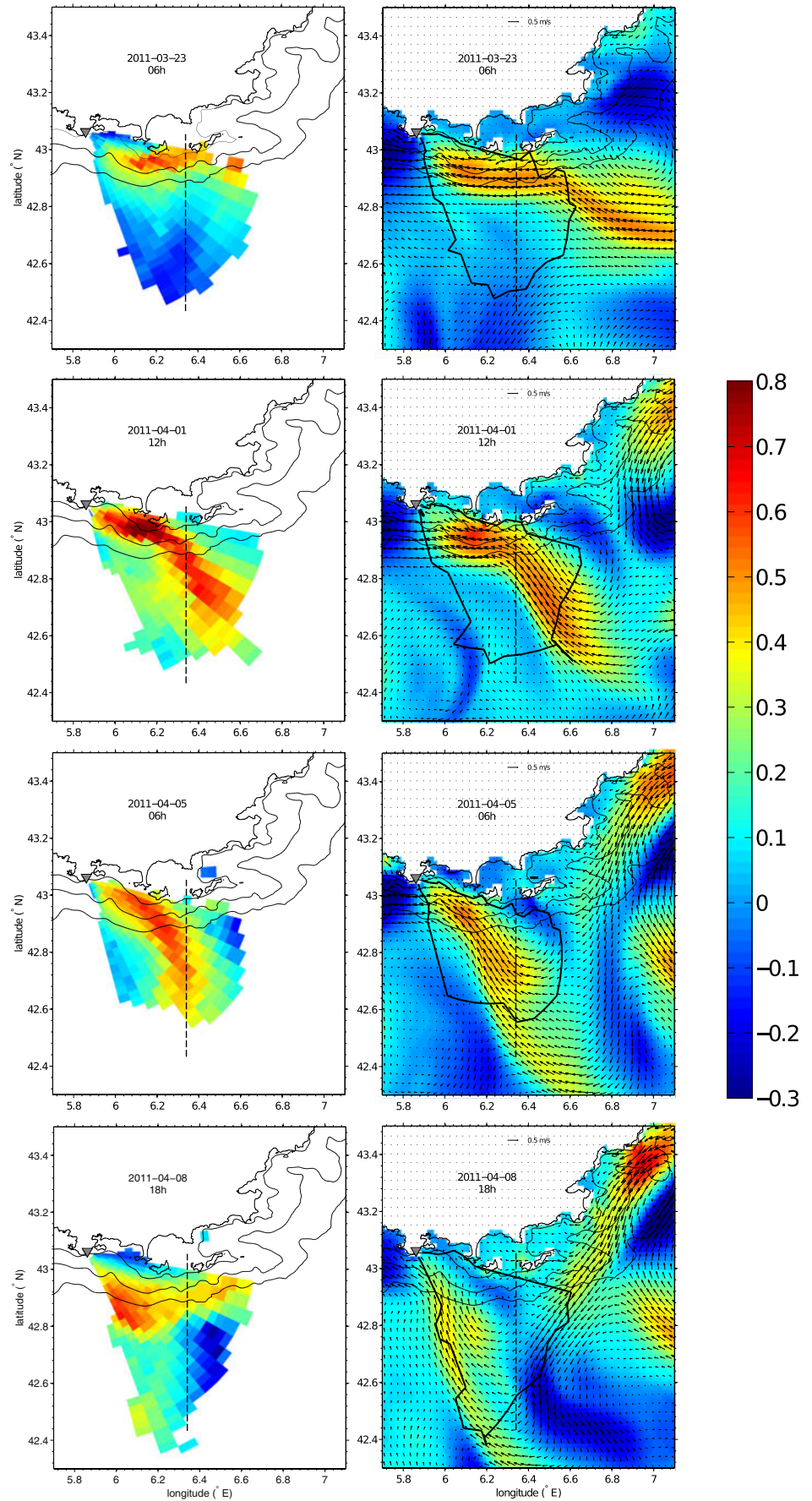
In order to refine the time description of the event, a Hovmuller diagram of the radial velocity for both data sets along the meridian section 6.34°E (section shown on Fig. 6) is done on Fig. 7, for a 30-day period (15th of March to 15th of April) centred on the PHYOCE campaign. Such a representation 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 PHYOCE 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



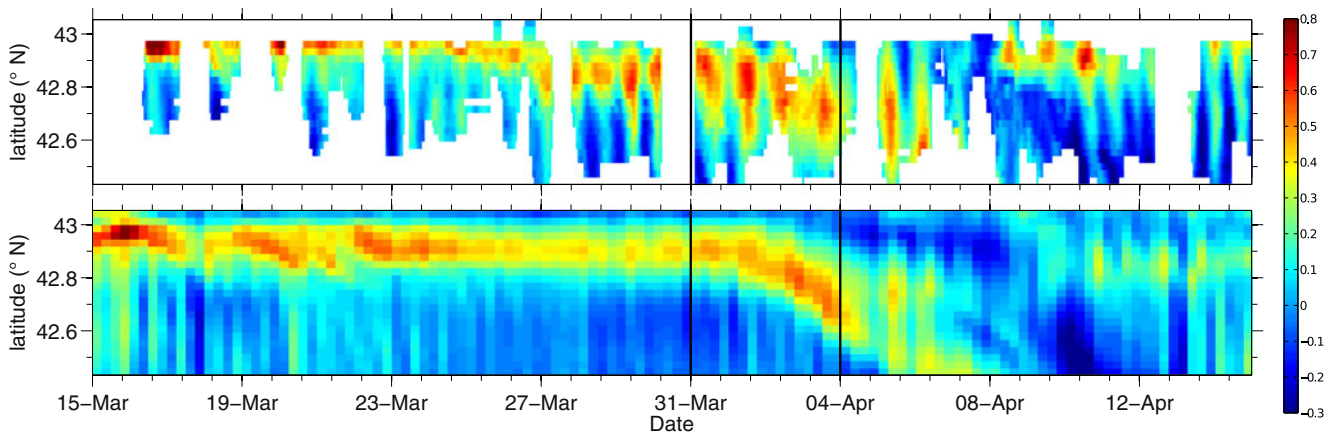


Fig. 7 Time series of radial velocities along a latitudinal section at 6.34°E (section location shown on Fig. 6), from mid-March to mid-April 2011. *Top panel*: radar measurements, *bottom panel*: model simulation. The *black lines* delimit the PHYOCO period

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 aspects 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 PHYOCO 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

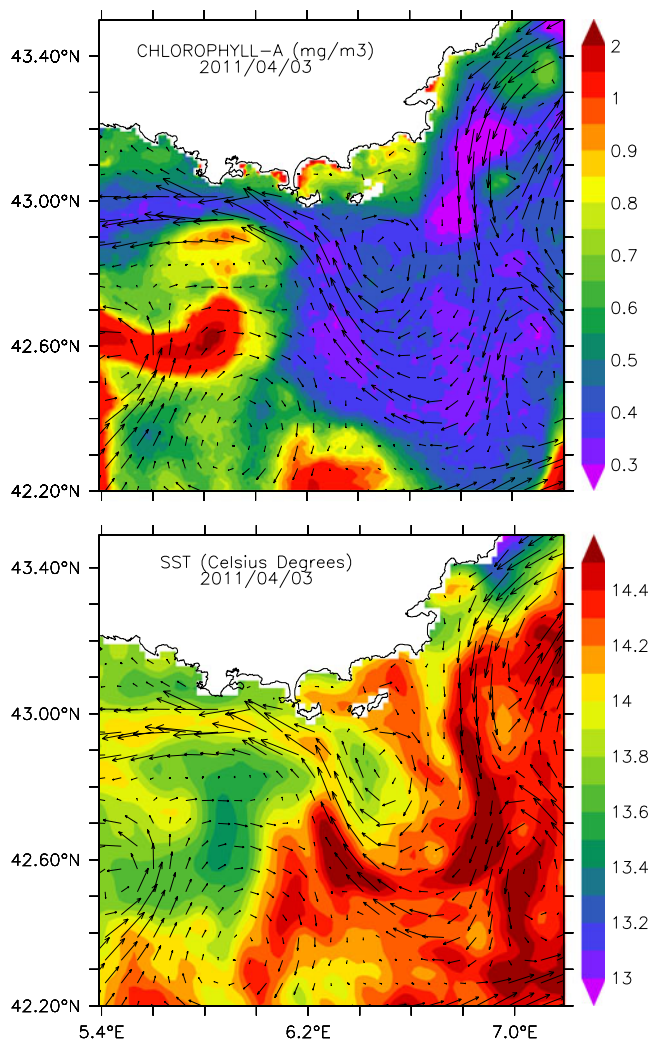


Fig. 8 Satellite data gridded maps for the 3rd of April 2011. *Upper panel:* chlorophyll *a* concentration in milligrammes per cubic metre (L4 product, MyOcean project). *Bottom panel:* SST in degree Celsius (L4 product, MEDSPIRATION project). GLAZUR64-simulated surface velocities for the corresponding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

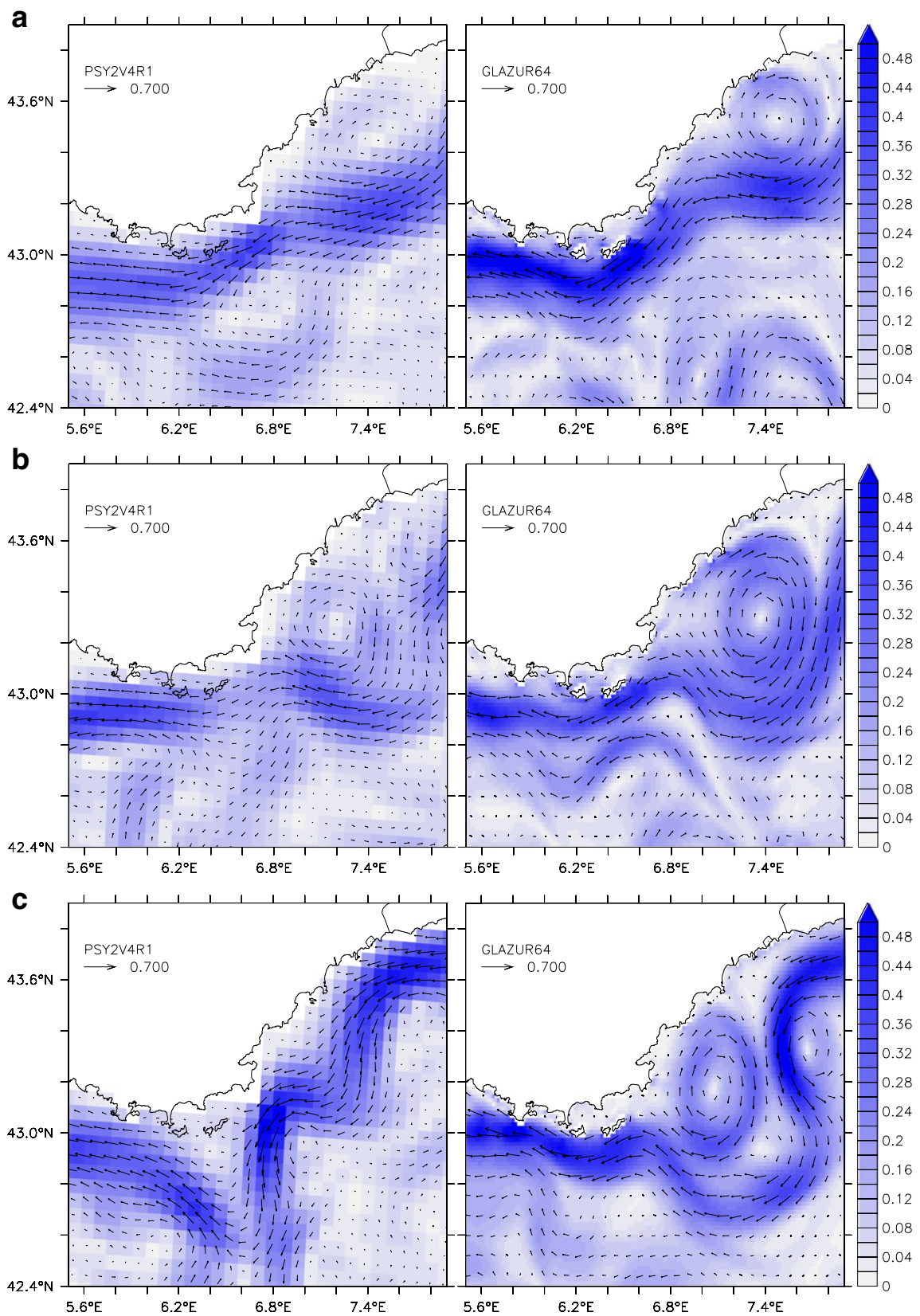


Fig. 9 Daily averaged simulated velocities (0–150 m vertically averaged) of PSY2V4R1 (*left*) and GLAZUR64 (*right*) simulations for the 27th of January (A), the 10th of February (B) and the 18th of March 2011 (C)

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 Oceans* 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 mesocale 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
- Ournières 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, Edvarsen 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

4.2.2 Discussion

S'appuyant sur l'évaluation de la simulation forcée en 2008 par PSY2V3R1, cette dernière étude avait pour objectif de tester la configuration GLAZUR64 en mode «temps rapproché», en appui à une campagne océanographique. La campagne PHYOCE sur laquelle s'appuie cette étude est une campagne annuelle d'enseignement qui a lieu tous les ans fin mars-début avril. Bien que n'étant pas une campagne de recherche à proprement parler, les conditions météorologiques favorables rencontrées en 2011 ont permis d'acquérir un jeu de données conséquent sur la structure du CN dans la zone toulonnaise et plus particulièrement au voisinage du site ANTARES. L'interprétation de ces seules observations *in-situ* serait restée très subjective sans l'appui conjoint de la modélisation et des données de radar HF, qui ont permis de mettre en évidence le passage dans la zone d'étude d'un tourbillon anticyclonique piégé à l'intérieur d'un méandre du CN. La variabilité méso-échelle générée par les méandres et les instabilités du CN est bien connue depuis plusieurs décades (e.g. Crépon *et al.* [1982]; Sammari *et al.* [1995]), mais l'activité tourbillonnaire associée est un sujet plus récent. La présence de tourbillons anticycloniques sur le talus associés au CN n'a été mise en évidence que plus récemment en Mer Ligure [Casella *et al.*, 2011; Lebeaupin-Brossier *et al.*, 2012a], le long du talus du Golfe du Lion [Flexas *et al.*, 2002; Schaeffer *et al.*, 2011b], ou le long des côtes catalanes [Rubio *et al.*, 2005; Garreau *et al.*, 2011].

L'analyse de la simulation de référence (PHYOCeref) montre que ce tourbillon anticyclonique est généré entre 7.5 et 7.8°E en janvier 2011 entre la Côte d'Azur et le CN (Fig. 4.19), suite à un décollement du CN entrant dans le domaine quelques jours plus tôt (prescrit par le forçage PSY2V4R1), induisant une accumulation de vorticité negative le long du talus, au dessus du canyon du Var. Cette accumulation de vorticité permet la naissance du tourbillon qui croît ensuite, étant nourri par les battements du courant, puis se propage en aval jusqu'au Golfe de Saint-Tropez où il reste bloqué (autour de 7°E-43.3°N) jusqu'à mi-mars, entraînant une large déflexion du CN (Fig. 4.20). Entre la mi-mars et début avril 2011, le méandre formé par le CN éjecte une grande partie du tourbillon anticyclonique par son bord Sud (Fig. 4.22,   7.5°E-42.9°N), et la structure tourbillonnaire restante atteint la région d'étude au moment de la campagne PHYOCE2011. Le recollement du CN à la côte toulonnaise après cet événement se fait le 17 avril 2011 (Fig. 4.23).

Ce tourbillon anticyclonique est régulièrement détecté dans les simulations GLAZUR64 autres que celle de 2011, avec le forçage académique MED12 (par exemple en figures 3.3 et 4.8) tout comme avec le forçage opérationnel (PSY2V3R1 pour 2008). Nous avons observé qu'il est toujours généré au même endroit, en amont du canyon du Var, suite à un battement du CN à la côte, ce qui suggère un effet bathymétrique à l'origine de ce tourbillon. Cependant, sa taille et sa durée de vie sont variables. Il arrive qu'il disparaisse au large de Nice sans parvenir à prendre de l'amplitude, ou qu'il grossisse et migre jusqu'à Saint-Tropez, passant alors parfois les îles d'Hyères jusqu'au talus du Golfe du Lion. Le vent semble jouer un rôle sur l'intensification/décroissance du tourbillon. Des résultats préliminaires montrent que dans le cas d'un vent d'Est, le tourbillon est accéléré et prend de l'amplitude, tandis que dans le cas d'un vent contraire, il a tendance à se réduire et ne parvient pas à se déplacer en aval. Des simulations de sensibilité aux forçages atmosphériques dans GLAZUR64 semblent confirmer ce rôle du vent

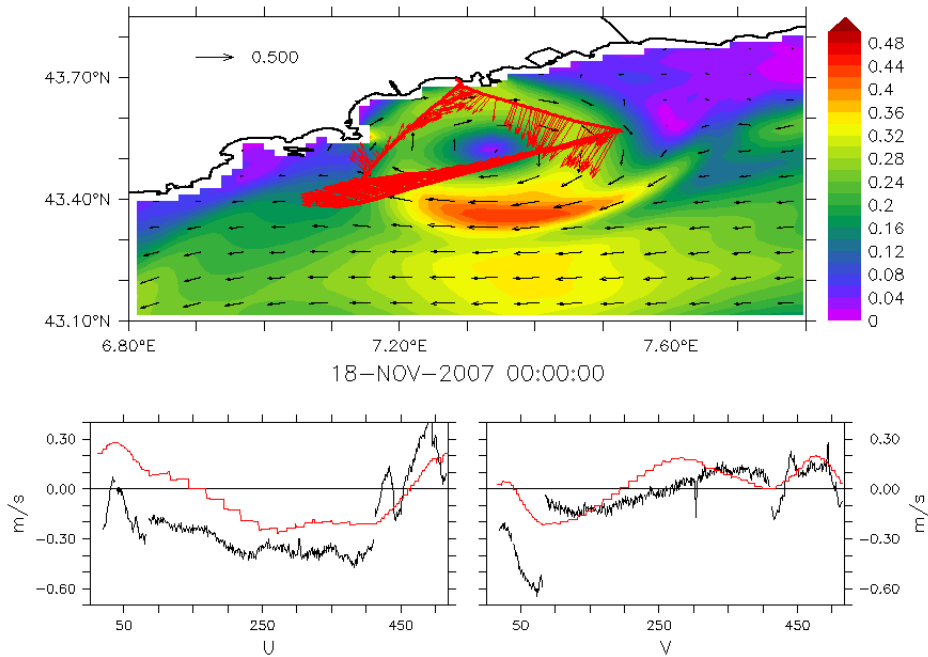


Figure 4.18 – Courants à 16 m mesurés par l’ADCP du *Théthys* le 17 Novembre 2007, superposés aux champs de courant T20 du 18 Novembre 2007 à la même profondeur.

dans la génération/croissance de ce tourbillon, mais ces études sont encore en cours et ne seront pas présentées ici. Cette hypothèse est cependant confirmée par l’observation de ce tourbillon dans MED12 par *Lebeaupin-Brossier et al.* [2012a] (figure 8 de l’article), uniquement dans le cas d’utilisation de forçages atmosphériques à haute-résolution.

L’exemple de validation de la simulation T20 présenté en figure 4.9 montre que cette structure n’est pas toujours réaliste, c’est-à-dire validée avec des données de terrain co-localisées en temps et en espace. La comparaison avec la simulation T21 pour cette date (forcée par PSY2V3R1) montre que l’occurrence de l’événement est fortement dépendante du forçage océanique utilisé. La validité spatio-temporelle de tels tourbillons simulés reste encore difficile à évaluer, par manque de données dans cette zone de transition entre la mer Ligure et le Golfe du Lion. Cependant, on peut quelquefois trouver dans la base de données ADCP du *Téthys* II des mesures de courant qui permettent de valider l’existence d’une telle structure, à l’exemple de la figure 4.18 du 17 Novembre 2007, qui met clairement en évidence la présence d’un tourbillon anticyclonique, avec une inversion de signe des vitesses zonales et méridiennes. Les champs de vitesses issus de GLAZUR64 pour le lendemain (18 novembre 2007) montrent également la présence d’un tourbillon anticyclonique à la côte, avec des vitesses en très bon accord avec les mesures. Malgré un décalage temporel de 1 jour, nous pouvons conclure sur cet exemple que le tourbillon reproduit à cette date est réaliste.

Si le système tourbillon-méandre reproduit par GLAZUR64 en avril 2011 a des caractéristiques spatio-temporelles satisfaisantes, en bon accord avec les données relevées lors de la campagne, nous notons tout de même des défauts dans la simulation, qui montrent les limites de l’approche. En premier lieu, le recollement du courant après l’événement de méanderisation est tardif : alors que les données radar mesurent un retour du courant le long du talus dès le 9 avril (voir Fig. 7 de l’article), le courant simulé par GLAZUR64 ne se recolle qu’à partir du

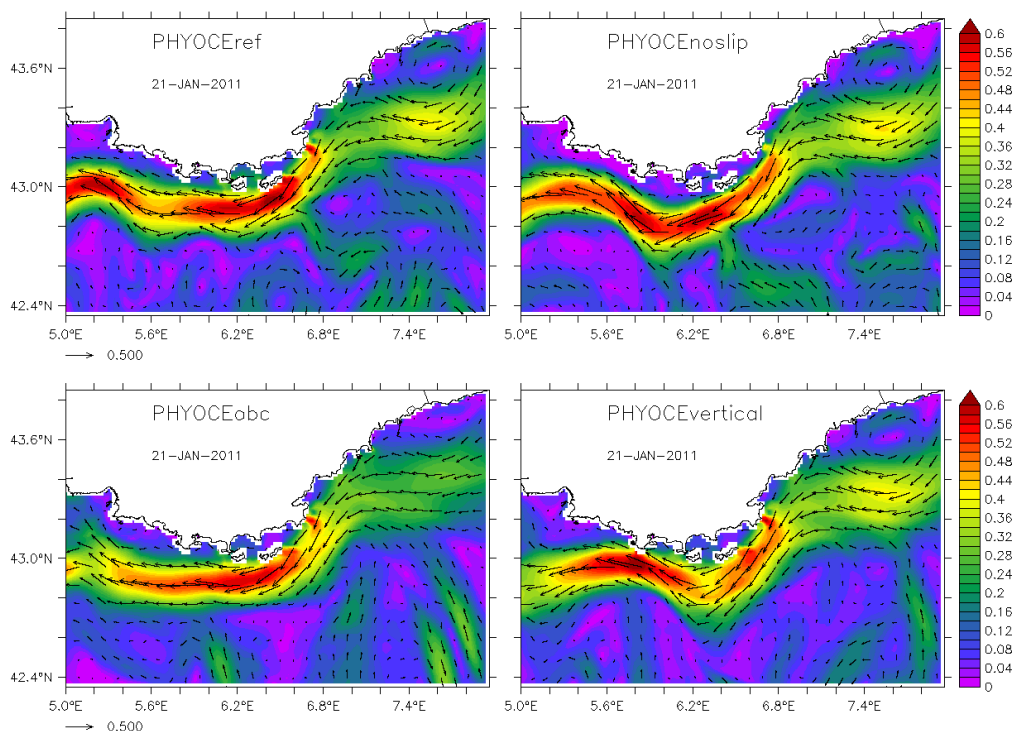


Figure 4.19 – Champs de courants moyens sur 150 m pour les 4 simulations le 21 janvier 2011, illustrant la création du tourbillon anticyclonique à la côte. De gauche à droite et de haut en bas : PHYOCeref, PHYOCenoslip, PHYOCeobc, PHYOCevertical.

17 avril. De plus, nous sommes en droit d'avoir un doute sur certaines structures associées à l'événement qui semblent être exagérées : le gyre anticyclonique généré à 7.5°E - 42.9°N début avril est de taille conséquente (un peu plus de 100 km sur 80 km, sachant que la méso-échelle en Méditerranée est considérée entre 10 et 100 km), bien que nous n'ayons pas pu trouver de données pour valider ou invalider son existence. Des simulations complémentaires ont été effectuées récemment en complément de cette simulation PHYOCeref. Le but est d'évaluer la robustesse de l'événement et sa sensibilité aux principaux paramètres du modèle susceptibles d'affecter la dynamique du CN, en aval du domaine (OBC) et dans la configuration elle-même (frottement latéral et résolution verticale). L'exploitation de ces simulations est encore en cours et ne sera pas entièrement détaillée ici, cependant quelques dates clés seront présentées, afin d'illustrer l'impact de ces paramétrisations sur la reproduction de ce processus.

Le premier test considère la sensibilité de la simulation au frottement du courant sur le talus. Dans la paramétrisation de référence, le flux s'écoule librement le long des parois (c'est-à-dire avec une condition *freelip*). Une condition de non-glissement (*noslip*) considère que la vitesse le long de la paroi est nulle, ce qui génère du frottement et donc de la vorticité (Fig. 4.25). Dans ce cas, le guidage bathymétrique du CN et la dynamique du système tourbillon-méandre peuvent être modifiés. Le tourbillon est généré en même temps que celui de la simulation PHYOCeref (Fig. 4.19), et le 15 mars 2011, suite à l'arrivée du méandre entré par la frontière fin février, le tourbillon anticyclonique grossit et s'individualise du courant (Fig. 4.21). Un autre petit tourbillon cyclonique similaire à celui présent dans PHYOCeref peut être observé près de la frontière du domaine, et le CN forme un méandre bien marqué. Pendant la période de la cam-

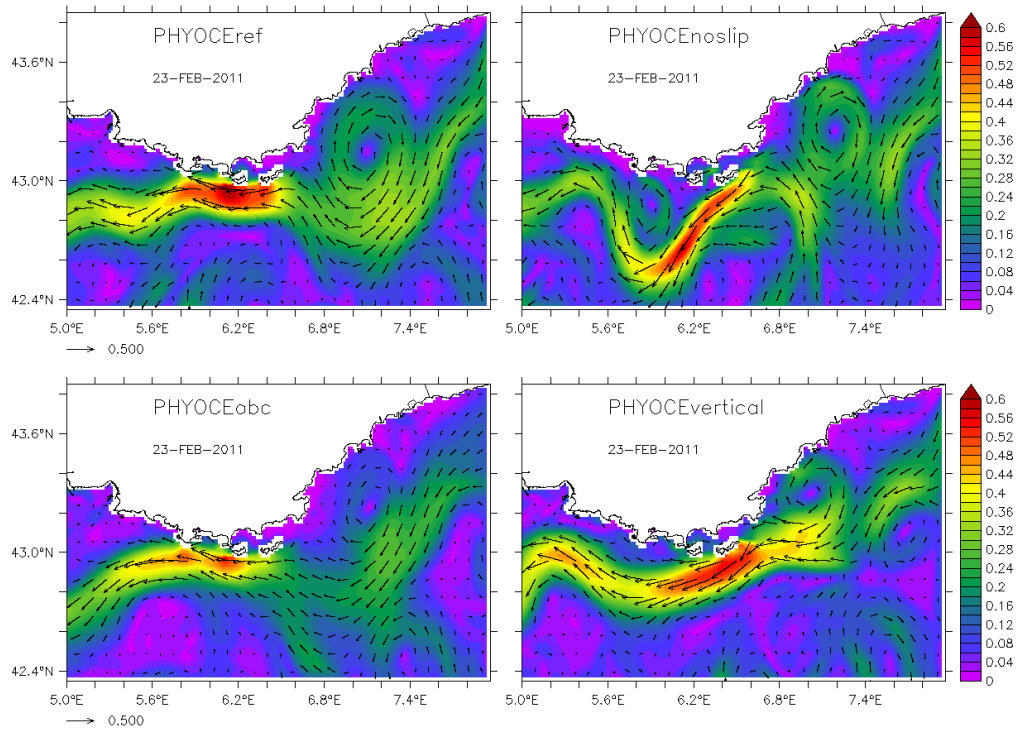


Figure 4.20 – Champs de courants moyens sur 150m pour les 4 simulations le 23 février 2011, illustrant l'arrivée d'un méandre par la frontière Est du domaine. De gauche à droite et de haut en bas : PHYOCeref, PHYOCEnoslip, PHYOCeobc, PHYOCevertical.

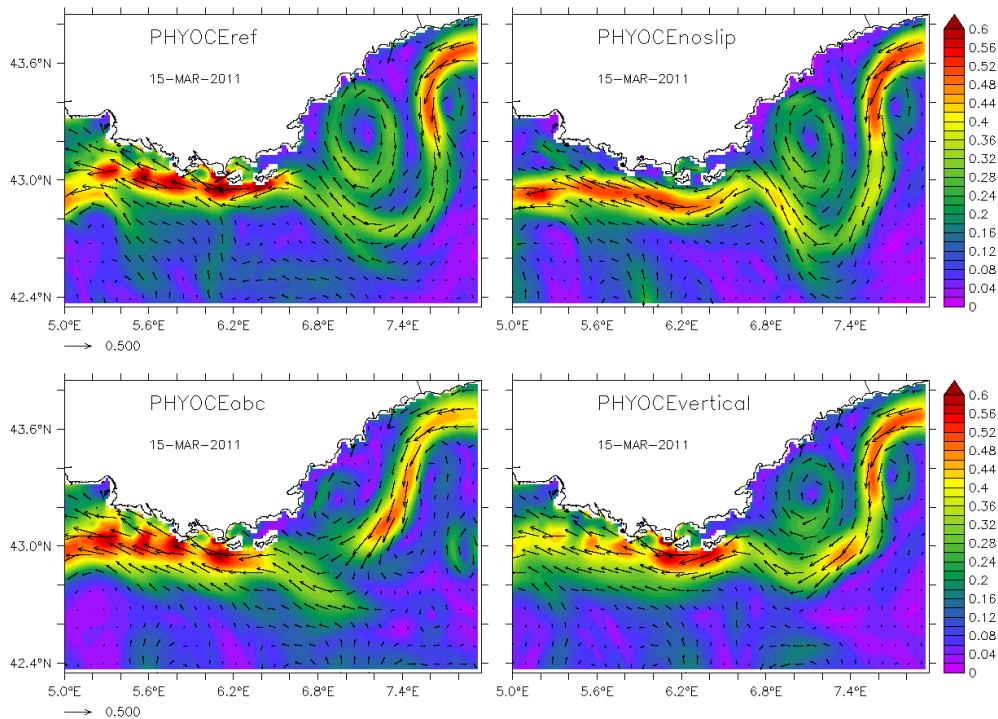


Figure 4.21 – Champs de courants moyens sur 150m pour les 4 simulations le 15 mars 2011, illustrant l'individualisation du tourbillon suite à l'arrivée du méandre. De gauche à droite et de haut en bas : PHYOCeref, PHYOCEnoslip, PHYOCeobc, PHYOCevertical.

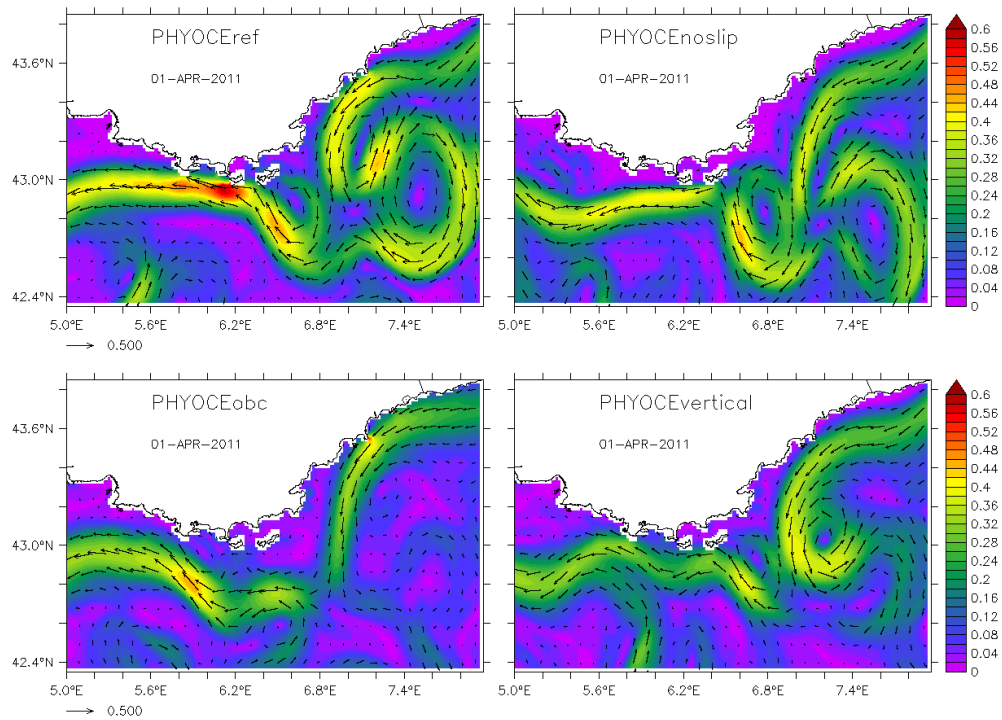


Figure 4.22 – Champs de courants moyens sur 150m pour les 4 simulations le 01 avril 2011, illustrant l'arrivée du système méandre-tourbillon sur Toulon pendant la campagne PHYOCE, et l'éjection d'un tourbillon anticyclonique sur le bord Sud du courant. De gauche à droite et de haut en bas : PHYOCeref, PHYOCEnoslip, PHYOCeobc, PHYOCevertical.

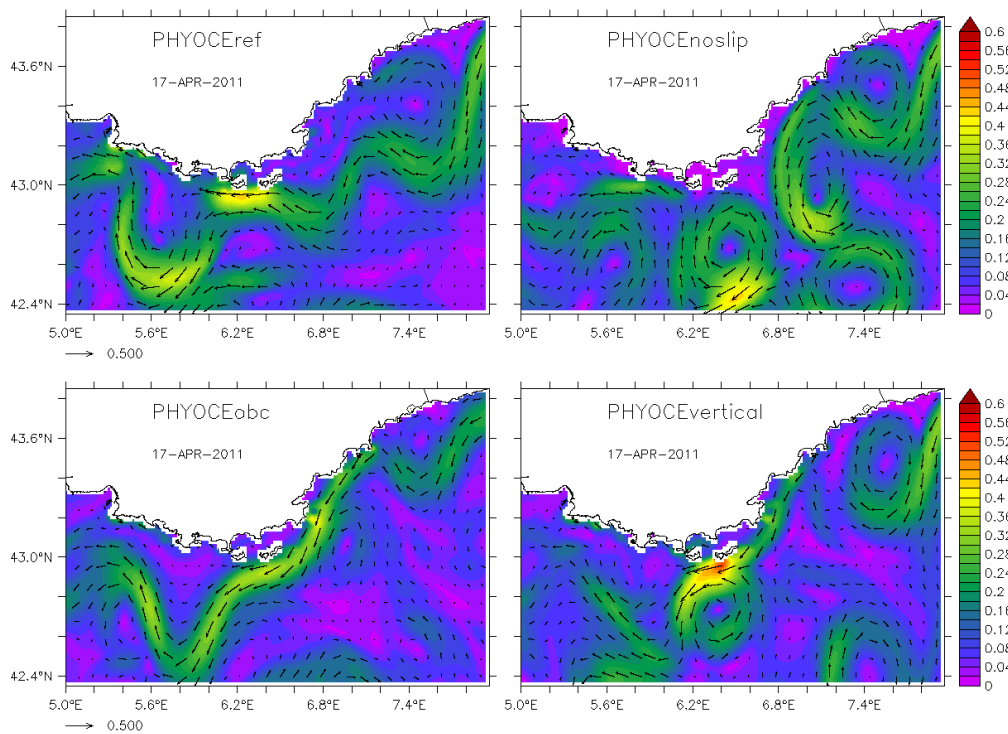


Figure 4.23 – Champs de courants moyens sur 150m pour les 4 simulations le 17 avril 2011, illustrant le recollement du CN à la côte. De gauche à droite et de haut en bas : PHYOCeref, PHYOCEnoslip, PHYOCeobc, PHYOCevertical.

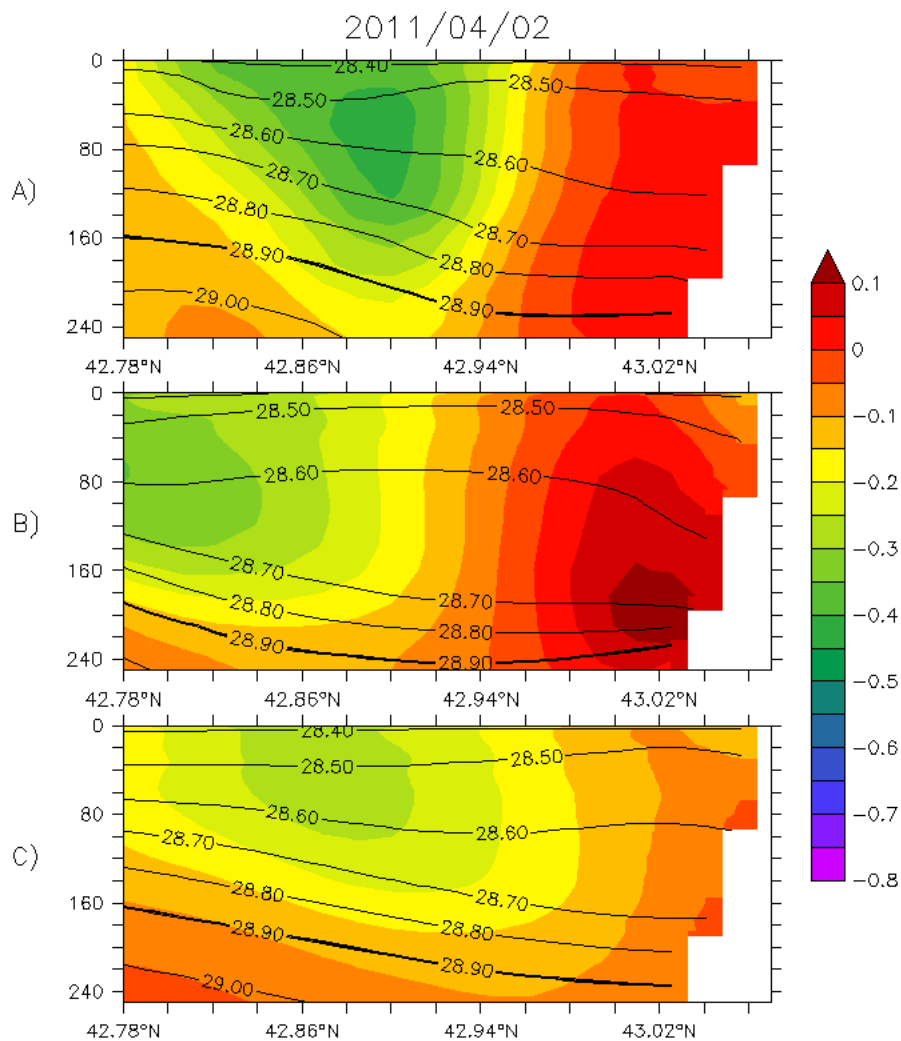


Figure 4.24 – Coupes verticales du courant et isopycnes le 2 avril 2011, à 5.8°E, pour les trois simulations de tests. A) PHYOCEnoslip, B) PHYOCeobc, C) PHYOCevertical. Une figure équivalente présentant les données d’ADCP, les vitesses géostrophiques dérivées des sections CTD et la vitesse simulée par PHYOCeref à la même longitude est présentée en figure 3 de l’article.

pagne PHYOCe2011 (Fig. 4.22), le système tourbillon-méandre est arrivé sur la zone d’étude, avec des caractéristiques spatio-temporelles satisfaisantes. Le recollement du courant à la côte en aval est par contre moins bien représenté. Même si la forme du courant sur la verticale est en bon accord avec les données d’ADCP, l’intensité est plus faible que dans PHYOCeref, et le courant est trop éloigné de la côte (Fig. 4.24). Le gyre cyclonique formé par le méandre sur le bord extérieur du CN est présent comme dans la simulation de référence. À partir de cette date, le tourbillon étudié reste coincé au Sud des îles d’Hyères et ne parvient pas à s’évacuer vers le Golfe du Lion. Le courant commence alors à tourbillonner de façon irréaliste, sans jamais recoller à la côte (Fig. 4.23). La condition de non-glissement le long de la paroi génère donc un surplus de vorticité qui déstabilise complètement le guidage bathymétrique du CN et rend la simulation irréaliste après la période de la campagne PHYOCe2011.

Dans le second test, nous évaluons la sensibilité de l’événement au forçage externe. La com-

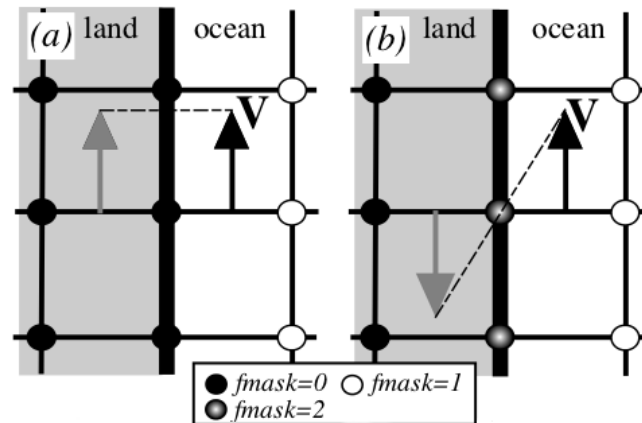


Figure 4.25 – Condition de frottement latéral dans NEMO. Paramétrisation en a) *freeslip*, b) *noslip* (figure issue de [Madec, 2008]). Dans le cas d'une paramétrisation en *freeslip*, on prescrit une vitesse virtuelle au premier point de terre égale à celle du dernier point d'océan. La dérivée du courant est donc nulle, et il n'y a pas de frottement. Dans le cas *noslip*, la vitesse du premier point de terre est opposée à celle du premier point d'océan. La vitesse à la paroi est donc nulle, ce qui crée un gradient de vitesse et donc de la vorticité.

posante tangentielle de la vitesse prescrite le long de la frontière Est est supprimée. Le courant conserve donc le battement selon un axe Nord-Sud, mais entre dans le domaine toujours avec le même angle, ce qui limite l'apport de vorticité par la frontière. Le courant se décolle suffisamment du talus en janvier 2011 pour générer le tourbillon anticyclonique à la côte (Fig. 4.19), et à la fin du mois de février, le tourbillon est coincé au même endroit que dans les autres simulations, c'est-à-dire avant le changement d'orientation de la côte (Fig. 4.20). Alors que le tourbillon s'individualise dans les autres simulation mi-mars, le tourbillon simulé par PHYOCeobc reste de petite amplitude et perturbe moins l'écoulement du CN (Fig. 4.21). Le système tourbillon-méandre ainsi crée est de plus faible amplitude que dans les autres simulations, et passe au large de Toulon bien plus tôt (le 23 mars 2011), ce qui n'est pas en accord avec les observations (Fig. 4.22). La méso-échelle autour de cet événement est néanmoins de plus petite amplitude, ce qui montre l'impact du forçage latéral dans la déstabilisation du courant de GLAZUR64. Bien que le méandre arrive au large de Toulon une dizaine de jours avant les autres simulations, le recollement à la côte est très long et a lieu mi-avril (Fig. 4.23). On remarque sur les coupes verticales de vitesse du 2 avril que le tourbillon est encore au large de Toulon au moment de la campagne PHYOCe2011, contrairement à ce qui est mesuré par l'ADCP (contre-courant de l'ordre de 0.2 m/s   la côte qui éloigne le CN du talus, en fig. 4.24). La suppression d'une source d'instabilité au travers de la frontière Est modifie donc de façon conséquente le système tourbillon-méandre étudié. Dans le cas de cette étude de processus, la suppression de la composante tangentielle de la vitesse à la frontière dégrade le réalisme de la solution, en faisant passer le méandre au large de Toulon bien trop tôt et en reproduisant un CN plus faible. Comme nous avons déjà un problème d'intensité dans GLAZUR64, cette solution n'est pas envisageable, et la prescription d'une vitesse tangentielle à la frontière reste un élément clé pour une représentation réaliste du courant, dans le cas où les instabilités pénétrant par la frontière peuvent être considérées comme réalistes.

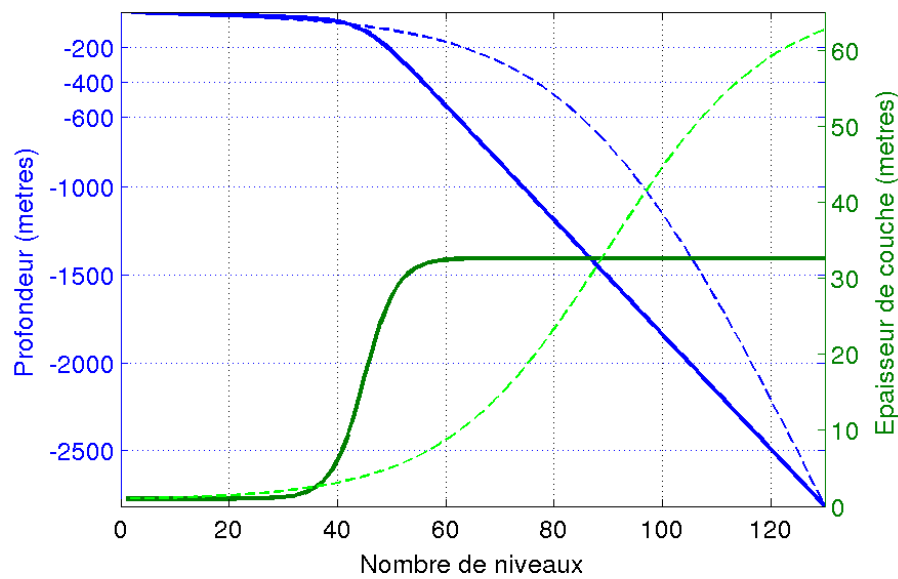


Figure 4.26 – Grille verticale actuelle de GLAZUR64 (en traits pleins) et nouvelle grille proposée (en pointillés). Profondeur des niveaux (bleu) et facteur d'échelle associé (vert)

Enfin, la dernière simulation test s'appuie sur une répartition différente des niveaux de la grille verticale de la simulation, en augmentant le nombre de niveaux dans la couche intermédiaire 100 – 400 m, afin de voir si cela permet de mieux représenter la structure du CN et ainsi mieux résoudre sa dynamique. Le nombre de niveaux verticaux et leur position jouent en effet un rôle important dans la représentation de la dynamique des courants géostrophiques, la baroclinicité du courant déterminant sa largeur et son intensité. La variabilité étant très faible en profondeur, il a été choisi d'augmenter la taille des niveaux du fond, tout en conservant 130 niveaux verticaux et sans dégrader la solution en surface. On passe ainsi de 12 à 27 niveaux dans la couche intermédiaire (Fig. 4.26, courbes en pointillés). Le courant simulé est très similaire à celui reproduit par PHYOCeref en janvier 2011, avec la génération d'un tourbillon anticyclonique à la côte de même amplitude, et l'apparition d'un petit tourbillon cyclonique à la frontière Est qui pénètre juste après le méandre de fin février. Le tourbillon étudié prend cependant moins d'ampleur que dans la simulation de référence, et est de forme plus symétrique, là où les tourbillons reproduits par PHYOCeref et PHYOCEnoslip avaient un diamètre maximal en direction du large. Le tourbillon s'individualise du courant et reste coincé dans le golfe de Saint-Tropez comme observé dans toutes les simulations, mais le détachement du CN vers le large en mars 2011 est limité (Fig. 4.21). Pendant la campagne PHYOCe2011, PHYOCevertical reproduit un système tourbillon-méandre avec des caractéristiques spatio-temporelles proches de celles de PHYOCeref, mais la dynamique sur le bord extérieur du courant est différente. Le gyre anticyclonique est bien généré sur le bord Sud du courant, mais il est d'ampleur plus faible, et disparaît en quelques jours. Par contre, le petit tourbillon cyclonique apporté par la frontière Est, qui avait rapidement disparu dans les autres simulations, est ici advecté le long du courant, et fusionne avec celui-ci pendant la campagne (7°E-43°N sur la figure 4.22). L'ampleur du courant diminue ensuite fortement et seul ce tourbillon est observé au large de Toulon le 17 avril 2011 (Fig. 4.22). Alors que nous nous attendions à une amélioration de la baroclinicité du cou-

rant avec l'augmentation de la résolution dans la couche verticale, nous observons au contraire un approfondissement des isopycnes sur le bord extérieur du CN et un élargissement du courant associé à une perte d'intensité (Fig. 4.24). En l'absence d'observations suffisantes, il n'est pas possible de conclure sur la validité des structures méso-échelle sur le bord Sud du courant.

Dans toutes ces simulations, le schéma général de l'événement est similaire, à savoir : un tourbillon anticyclonique est généré à la côte à 7.6°E , puis advecté le long du courant ; il reste invariablement coincé en approchant du changement d'orientation de la côte et s'individualise ensuite lorsqu'un méandre provenant de la frontière le rejoint ; il grossit alors et parvient à dépasser le golfe de Saint-Tropez. Son passage au large des côtes toulonnaises pendant la campagne PHYOCE est associé à une forte activité méso-échelle sur le bord extérieur du courant, qui impacte ensuite le recollement du courant à la côte. Le fait que les 4 simulations qui visent à modifier la dynamique du CN reproduisent toutes ce schéma montre la robustesse de l'événement et son réalisme.

Chapitre 5

Conclusion et perspectives

Apport de la haute résolution et validation des simulations

Le premier objectif de ce travail de thèse était de parvenir à une modélisation réaliste de la dynamique du CN et de sa méso-échelle associée. La haute résolution de GLAZUR64 ($1/64^\circ$ sur l'horizontale, pour 130 niveaux verticaux) doit permettre d'améliorer le guidage bathymétrique du CN, grâce à une topographie plus fine et une meilleure résolution de la baroclinicité du système. L'apport de la haute résolution dans la représentation de la dynamique est évalué et s'appuie sur la comparaison entre des simulations issues du même code de calcul, NEMO. Les configurations sont ainsi basées sur les mêmes méthodes de résolution des équations physiques, avec des paramétrisations certes adaptées mais toutefois proches d'une configuration standard. Cela nous permet de nous assurer que c'est bien la haute-résolution de GLAZUR64 associée à des forçages adaptées qui permet de reproduire une dynamique plus énergétique sur le domaine d'étude, et non la qualité du modèle utilisé.

Le courant ainsi reproduit est plus rapide, plus proche des côtes et plus énergétique que celui proposé par les modèles de bassin du type de MED12. Sur la zone d'étude privilégiée dans ce travail de thèse, le long des côtes varoises, GLAZUR64 reproduit un CN plus proche du talus, avec une accélération bien marquée à l'approche du changement d'orientation de la côte. La simulation à haute résolution génère ainsi non seulement un CN plus rapide, mais qui développe également plus de structures à méso-échelle de type méandres, tourbillons et intrusions sur le plateau continental. Au large, on observe également le développement de plus de structures tourbillonnaires, là où les champs de vitesse des configurations de bassin sont plus homogènes. Cela est confirmé par une étude spectrale des champs de surface et à 100 m, qui montre que GLAZUR64 possède plus d'énergie que MED12 sur toute la gamme de fréquences qu'il couvre, et résout plus de petite échelle. Sur le plateau du Golfe du Lion, où la circulation est dominée par les vents et où le rayon de déformation interne de Rossby est plus petit, la résolution des configurations de bassin est limitée pour reproduire correctement tous les processus à méso-échelle. Nous avons montré que le forçage atmosphérique ALADIN prescrit à GLAZUR64 au travers des formules Bulk nous permet de mieux résoudre les processus typiques prenant place sur le plateau, de type upwellings, jets côtiers et tourbillons.

Le second objectif de cette thèse était de s'assurer que cette dynamique plus énergétique était bien réaliste. Les simulations GLAZUR64 ont donc fait l'objet d'une validation rigoureuse

tout au long de cette thèse, à l'aide de comparaison avec un maximum d'observations. Le développement des moyens de mesure de l'océan (avec l'apparition notamment des radars HF, des gliders et de la flotte ARGO) permet aujourd'hui de mieux couvrir la dynamique océanique, au large comme en zone côtière. Les efforts récents de mise en commun de ces données, au travers de réseaux d'observation et de bases de données du type de MOOSE, Coriolis, AVISO ou encore MyOcean, proposent ainsi une couverture spatio-temporelle variée de l'hydrodynamique Nord-Méditerranéenne, nous permettant de confronter nos simulations avec différentes sources d'observations.

Nous avons ainsi montré que GLAZUR64 conserve bien toutes les masses d'eaux Méditerranéennes, malgré encore quelques problèmes de positionnement de la thermocline, dénotant une faiblesse du schéma de mélange vertical dans la configuration. Sa position est cependant améliorée par rapport aux configurations de bassin utilisées aux frontières. Nous avons également montré que le forçage atmosphérique ALADIN prescrit à GLAZUR64 au travers des formules Bulk s'avère robuste, améliorant la circulation côtière et la température de la couche de surface. Un biais en SST est observé près de la frontière Sud du domaine, hérité de MED12 qui reproduit des eaux trop froides en été et à l'automne dans cette région. La configuration GLAZUR64 tend cependant à diminuer ce biais et corriger la solution. La dynamique générale du courant et sa variabilité saisonnière ont été validées au travers de comparaison avec des données d'altimétrie et des mesures d'ADCP, confirmant l'amélioration de la position de la veine du courant. Mais si la représentation du CN a été améliorée et peut être considérée comme réaliste, la méso-échelle associée au courant et simulée par GLAZUR64 a également fait l'objet d'une validation. Avec un forçage latéral adapté, GLAZUR64 peut reproduire dès les premiers kilomètres à l'intérieur du domaine des instabilités du courant propres à sa haute-résolution, qui après comparaison avec des observations s'avèrent assez réalistes, ou tout du moins nettement améliorées. Les déstabilisations du courant le long du talus du Golfe du Lion, menant à des intrusions du courant sur le plateau et favorisant les échanges côte-large, sont ainsi reproduites avec une activité méso-échelle d'intensité équivalente à celle mesurée par ADCP. Ce type de travail montre l'importance de s'assurer, lorsque l'on exploite une simulation, que des observations sont disponibles pour valider l'existence des processus.

De l'académique à l'opérationnel : étude couplée observations et modélisation

Ce travail de validation met en évidence l'importance du forçage océanique dans la dynamique de GLAZUR64, par le transfert de ses instabilités à travers la frontière Est. Ainsi, même si les simulations à haute résolution développent leur propre dynamique, il est important de s'assurer que le courant prescrit à la frontière est réaliste. Afin de corriger ou tout du moins minimiser les principaux défauts de GLAZUR64 (sous-estimation de l'intensité du CN, biais en température le long de la frontière Sud, mauvais positionnement de la thermocline), nous avons donc testé la faisabilité de l'utilisation d'un forçage de type opérationnel aux frontières. Nous avons pour cela validé le réalisme d'une simulation GLAZUR64 forcée par PSY2, qui est la configuration opérationnelle de l'Atlantique Nord et de la Méditerranée développée

par MERCATOR-Océan [Lellouche *et al.*, 2013]. Nous avons mis en évidence une amélioration de l'intensité et de la position du CN en utilisant ce forçage opérationnel, et une reproduction de structures méso-échelle non seulement réalistes, mais de plus en bon accord spatio-temporel avec les mesures d'ADCP et d'altimétrie. La remontée d'eaux chaudes par la frontière Sud du domaine est améliorée, ce qui s'explique par l'assimilation de données de SST satellite dans MERCATOR. Le champ de masse en surface est ainsi plus proche des observations. Mais l'utilisation d'un forçage opérationnel a ses limites : ce type de configuration subit régulièrement des changements de version, ce qui amène à des discontinuités dans le forçage qui peuvent s'avérer problématiques. De plus, les simulations PSY2 étant rappelées vers un état corrigé par l'assimilation de données, certains biais physiques pourraient apparaître et ainsi être prescrit à GLAZUR64. À l'inverse, les simulations de type académique proposent des jeux de données pluri-annuels, assurant ainsi une bonne continuité du forçage, notamment en terme de circulation thermohaline.

Nous avons montré ici que l'utilisation d'un forçage opérationnel ne dégrade pas la solution. Un autre avantage de l'utilisation d'un tel forçage est qu'il nous est possible de faire des simulations sur des périodes plus récentes, voire en temps réel (PSY2 étant en mode opérationnel et proposant des prévisions sur 7 jours). Les observations *in-situ* et les mesures à distance, bien qu'en constante augmentation, restent limitées spatio-temporellement et ne suffisent pas toujours à capter l'intégralité des processus méso-échelle prenant place autour du CN. Le développement de configurations numériques à haute-résolution est un atout pour compléter les sets d'observations, permettant ainsi de mieux appréhender la dynamique à haute-fréquence en Méditerranée. Plusieurs études récentes ont permis de mettre en évidence ce fait dans la région, comme par exemple Bouffard *et al.* [2012]; Kersalé *et al.* [2013]. Nous avons ainsi proposé une simulation GLAZUR64 en appui à une campagne de terrain, pour l'étude de structures à méso-échelle au printemps 2011. La combinaison de données *in-situ* (ADCP, CTD, flotteurs), de mesures par radar HF des courants de surface, et de données satellite de SST et *Chlorophylle-a*, le tout complété par une simulation à haute résolution, nous a permis de mettre en évidence la présence d'un tourbillon anticyclonique piégé à la côte et généré au large de Nice, qui est advecté ensuite le long du courant et qui est passé au large de Toulon en avril 2011, associé à un méandre du CN [Guihou *et al.*, 2013].

Perspectives

D'autres configurations à haute-résolution de la Méditerranée Nord-occidentale existent et ont prouvé leur réalisme dans la reproduction de la méso-échelle, principalement sur le plateau du Golfe du Lion : SYMPHONIE [Hu *et al.*, 2011; Kersalé *et al.*, 2013] et MARS3D [André *et al.*, 2005; Garreau *et al.*, 2011; Schaeffer *et al.*, 2011b]. Nous avons montré ici la capacité d'une configuration NEMO à l'échelle régionale à reproduire une méso-échelle réaliste hors du plateau, même si des progrès peuvent encore être faits sur l'ajustement spatio-temporel des structures. La disposition de simulations avec des paramétrisations différentes a permis d'avancer dans l'identification des paramètres à l'origine des instabilités du courant, et de mettre en évidence certains défauts et qualités de GLAZUR64. Ces résultats ne s'appliquent pas seulement à notre configuration, mais peuvent également fournir des indications à la communauté de modélisateurs numériques (dont NEMO) pour le développement d'autres configurations à visée régionale. Nous

avons montré qu’avec des forçages adaptés et une grille à haute-résolution, le développement de configurations à visée côtière est possible avec ce modèle, comme il avait déjà été montré par *Ourmières et al.* [2011].

La configuration GLAZUR64 n’est pas destinée à remplacer les configuration dites académiques du type de MED12. Du fait de son coût élevé en temps de calcul et en stockage, elle ne peut pas être appliquée sur de longues périodes, et ainsi permettre des études par exemple sur les changements climatiques du bassin ou le temps de vie des différentes masses d’eau. Elle est par contre beaucoup plus adaptée à des études courtes de processus méso-échelles côtiers, ou des simulations interannuelles à l’échelle d’une décade. Elle peut d’une part être utilisé dans le futur pour des études académiques régionales en appui aux configurations de bassin (par exemple pour l’étude de la convection profonde, dans le cadre de ASICS-MED¹). D’autre part, la possibilité d’utiliser un forçage opérationnel aux frontières permet en outre de proposer des simulations à haute résolution en temps rapproché, en complément des produits traditionnels de type PSY2 en appui à des campagnes de terrain ou pour des études ciblées.

La configuration GLAZUR64 peut ainsi servir à une étude des processus méso-échelle générés par le CN et impactant la zone côtière, permettant une meilleure compréhension de ces structures et de leur effet sur les échanges côte-large. Bien que la variabilité du CN ait déjà fait l’objet de nombreuses études, depuis les années 1980 [*Béthoux et al.*, 1982] jusqu’à aujourd’hui [*Biol et al.*, 2010], force est de constater qu’il est encore possible d’avancer dans la compréhension des structures pouvant déstabiliser ce courant. Ce travail de thèse a ainsi aidé à mieux appréhender la dynamique à méso-échelle le long des côtes varoises, participant à l’effort de la communauté pour comprendre la variabilité du CN. Le tourbillon observé à l’occasion de la campagne PHYOCE2011 s’avère en effet être un processus récurrent, comme le montrent les simulations GLAZUR64 et les observations, et pourrait jouer un rôle sur les déstabilisation du courant le long de la côte d’Azur et les échanges côte-large. Le travail sur la paramétrisation de la configuration doit donc être poursuivi, pour encore mieux identifier les mécanismes jouant sur la méso-échelle associée au courant.

L’étude et la représentation de la variabilité du CN restent des éléments clés dans la compréhension des processus prenant place le long du littoral français, aussi bien à l’entrée du Golfe du Lion que le long de la côte d’Azur. Bien que moins large que le littoral atlantique, le littoral méditerranéen est un acteur important de l’économie française, avec une forte urbanisation et une activité industrielle et touristique fortement développée. Une meilleure connaissance des processus prenant place le long de la côte est donc primordiale dans un contexte de sur-urbanisation du territoire littoral. Un exemple d’application est le projet JELLYWATCH, qui a pour but de faire de la prévision d’apparition de méduses de type *Pelagia noctiluca* dans les zones côtières de la région PACA². Cette méduse urticante a un impact sur les activités du littoral, notamment sur le tourisme et la pêche. Une étude de *Berline et al.* [2013] s’appuyant sur l’étude de trajectoires de particules transportées par les courant issus de la configuration GLAZUR64, met en évidence le rôle du CN et du vent sur l’échouage d’essaims de méduse (article en annexe). Ce type de configuration est également un soutien fort en cas de catastrophe environnementale du type marée-noire (en soutien au projet TOSCA par exemple) ou pour l’étude du devenir des

1. Air Sea Interaction and Coupling with Submesoscale structures in the MEDiterranean

2. Provence-Alpes-Côte-d’Azur

macro-déchets.

Une configuration du type de GLAZUR64 peut enfin être utilisée en appui au réseau d'observation MOOSE pour un meilleur suivi de la dynamique régionale. La pérennité des systèmes d'observations tels que les radars HF implantés dans la région toulonnaise permettent de s'assurer systématiquement de la justesse de nos simulations. L'assimilation de ce types de données dans la configuration permettrait d'améliorer encore le réalisme de cette solution et serait un véritable atout pour la région dans un cadre d'augmentation de la pression anthropique et des événements climatiques extrêmes.

Bibliographie

- Alberola, C., and C. Millot (2003) : Circulation in the french mediterranean coastal zone near marseilles : the influence of wind and the northern current, *Continental Shelf Research*, 23, 587–610, doi :10.1016/S0278-4343(03)00002-5, IU.
- Alberola, C., C. Millot, and J. Font (1995) : On the seasonal and mesoscale variabilities of the northern current during the PRIMO-O experiment in the western Mediterranean Sea, *Oceanologica Acta*, 18(2), 163–192.
- Alhammoud, B., K. Béranger, L. Mortier, M. Crépon, and I. Dekeyser (2005) : Surface circulation of the levantine basin : Comparison of model results with observations, *Progress In Oceanography*, 66, 299–320, doi :10.1016/j.pocean.2004.07.015.
- Allou, A., P. Forget, and J.-L. Devenon (2010) : Submesoscale vortices structures at the entrance of the gulf of lions in the northwestern mediterranean sea, *Continental Shelf Research*.
- André, G., P. Garreau, V. Garnier, P. Garreau, and P. Fraunié (2005) : Modelled variability of the sea surface circulation in the north-western mediterranean sea and in the gulf of lions, *Ocean Dynamics*, 55(3-4), 294–308.
- André, G., P. Garreau, and P. Fraunié (2009) : Mesoscale slope current variability in the gulf of lions. interpretation of in-situ measurements using a three-dimensional model, *Continental Shelf Research*, 29, 407–423.
- Astraldi, M., and G. P. Gasparini (1992) : The seasonal characteristics of the circulation in the north mediterranean basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 97(C6), 9531–9540.
- Auclair, F., P. Marsaleix, and C. Estournel (2001) : The penetration of the northern current over the gulf of lions (mediterranean) as a downscaling problem, *Oceanologica Acta*, 24(6), 529–544.
- Bahurel, P., and MERCATOR Project team (2006) : Mercator ocean global to regional ocean monitoring and forecasting, *Ocean Weather Forecasting, Part V*, 381–395, doi :10.1007/1-4020-4028-8_14.
- Barnier, B., L. Siefridt, and P. Marchesiello (1995) : Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ecmwf analyses, *Journal of Marine Systems*, 6, 363–380.

- Barnier, B., P. Marchesiello, A. P. De Miranda, J.-M. Molines, and M. Coulibaly (1998) : A sigma-coordinate primitive equation model for studying the circulation in the south atlantic. part i : Model configuration with error estimates, *Deep-Sea Research I*, 45, 543–572.
- Barnier, B., et al. (2006) : Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution, *Ocean Dynamics*, 56, 543–567.
- Beckers, J.-M. (1991) : Application of the gher 3d general circulation model to the western mediterranean, *Journal of Marine Systems*, 1(4), 315–332.
- Beckers, J.-M., et al. (2002) : Model intercomparison in the mediterranean : Medmex simulations of the seasona cycle, *Journal of Marine Systems*, 33-34, 215–251.
- Beckmann, A., and R. Doscher (1998) : A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models, *Journal of Physical Oceanography*, 27, 581–591.
- Béranger, K., L. Mortier, G.-P. Gasparini, L. Gervasio, M. Astraldi, and M. Crépon (2004) : The dynamics of the sicily strait : a comprehensive study from observations and models, *Deep-Sea Research II*, 51, 411–440, doi :10.1016/j.dsr2.2003.08.004.
- Béranger, K., L. Mortier, and M. Crépon (2005) : Seasonal variability of water transport through the straits of gibraltar, sicily and corsica, derived from a high-resolution model of the mediterranean circulation, *Progress in Oceanography*, 66, 341–364, doi :10.1016/j.pocean.2004.07.013.
- Béranger, K., et al. (2010) : Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the mediterranean sea, *Journal of Geophysical Research*, 115, 1–22, doi :10.1029/2009JC005648.
- Berline, L., B. Zakardjian, A. Molcard, Y. Ourmières, and K. Guihou (2013) : Modeling jellyfish pelagia noctiluca transport and stranding in the ligurian sea, *Marine Pollution Bulletin*, 70, 90–99, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.02.016.
- Bernie, D. J., E. Guilyardi, G. Madec, J. M. Slingo, and S. J. Woolnough (2007) : Impact of resolving the diurnal cycle in an ocean–atmosphere gcm. part 1 : a diurnally forced ogcm, *Climate Dynamics*, 29, 575–590, doi :10.1007/s00382-007-0249-6.
- Béthoux, J. P., L. Prieur, and F. Nyffeler (1982) : The water circulation in the north-western mediterranean sea, its relations with wind and atmospheric pressure, *Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas*, 34, 129–142.
- Béthoux, J. P., L. Prieur, and J. H. Bong (1988) : (1988) :, Le courant ligure au large de nice, n.sp. 9, 59–67 pp.
- Béthoux, J.-P., B. Gentili, and D. Taillez (1998) : Warming and freshwater budget change in the mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1023–1026, doi :DOI:10.1029/98GL00724.

- Béthoux, J. P., X. D. Durrieu de Madron, F. Nyffeler, and D. Tailliez (2002) : Deep water in the western Mediterranean : peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences, *Journal Of Marine Systems*, *33*, 117–131.
- Beuvier, J., K. Béranger, C. Lebeau-pin-Brossier, S. Somot, F. Sevault, Y. Drillet, R. Bourdallé-Badie, N. Ferry, and F. Lyard (2012) : Spreading of the western mediterranean deep water after winter 2005 : Time scales and deep cyclone transport, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *117*(C7), doi :10.1029/2011JC007679.
- Birol, F., M. Cancet, and C. Estournel (2010) : Aspects of the seasonal variability of the northern current (nw mediterranean sea) observed by altimetry, *Journal of Marine Systems*, *81*, 297–311.
- Blanke, B., and P. Delecluse (1993) : Variability of the tropical atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics, *Journal of Physical Oceanography*, *23*, 1363–1388.
- Boudouresque, C. F. (1999) : *Invasive species and biodiversity management*, chap. The Red Sea - Mediterranean link : unwanted effects of canals Sandlund, pp. 213–228, Kluwer Academic publ.
- Bouffard, J., S. P. Vignudelli, P. Cipollini, and Y. Ménard (2008) : Exploiting the potential of an improved multimission altimetric data set over the coastal ocean, *Geophysical Research Letters*, *35*(L10601).
- Bouffard, J., L. Renault, S. Ruiz, A. Pascual, C. Dufau, and J. Tintoré (2012) : Sub-surface small-scale eddy dynamics from multi-sensor observations and modeling, *Progress In Oceanography*, *106*, 62–79, doi :10.1016/j.pocean.2012.06.007.
- Brasseur, P., et al. (2005) : Data assimilation for marine monitoring and prediction : The mercator operational assimilation systems and the mersea developments, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *131*, 3561–3582.
- Broche, P. (1998) : Contrôle de vitesse pour crêtes de vagues, *Metmar*, *181*, 10–15.
- Broche, P., J.-L. Devenon, P. Forget, J. C. de Maistre, J. J. Naudin, and G. Cauwet (1998) : Experimental study of the Rhône plume. Part I : Physics and dynamics, *Oceanologica Acta*, *21*(6), 725–738.
- Cailleau, S., J. Chanut, B. Levier, C. Maraldi, and G. Reffray (2010) : The new regional generation of mercator ocean system in the iberian biscay irish (ibi) area, *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, *39*, 5–15.
- Cailleau, S., J. Chanut, J.-M. Lellouche, B. Levier, C. Maraldi, and M. G. Reffray, G. ans Sotillo (2012) : Towards a regional ocean forecasting system for the ibi (iberia-biscay-ireland area) : developments and improvements within the ecoop project framework, *Ocean Science*, *8*, 143–159, doi :10.5194/os-8-143-2012.

- Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, and A. F. Shchepetkin (2008a) : Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part i : Flow structure, eddy flux, and observational tests, *Journal of Physical Oceanography*, *38*(1), 29–43, doi :10.1175/2007JPO3671.1.
- Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, and A. F. Shchepetkin (2008b) : Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part ii : Frontal processes, *Journal of Physical Oceanography*, *38*, 44–64, doi :10.1175/2007JPO3672.1.
- Capet, X., J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, and A. F. Shchepetkin (2008c) : Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part iii : Energy balance and flux, *Journal of Physical Oceanography*, *38*, 2256–2269, doi :10.1175/2008JPO3810.1.
- Casella, E., A. Molcard, and A. Provenzale (2011) : Mesoscale vortices in the ligurian sea and their effect on coastal upwelling processes, *Journal of Marine Systems*, *88*, 12–19, doi :10.1016/j.jmarsys.2011.02.019.
- Cochin, V. (2006) : Évaluation des radars à ondes de surface pour l'océanographie opérationnelle., Ph.D. thesis, École Nationale Supérieure de Télécommunications de Bretagne.
- Conan, P., and C. Millot (1995) : Variability of the northern current off marseilles, western mediterranean sea, from february to june 1992, *Oceanologica Acta*, *18*(2), 193–205.
- Crépon, M., L. Wald, and J. Monget (1982) : Low-frequency waves in the ligurian sea during december 1977, *Journal of Geophysical Research*, *87* (C1), 595–600.
- Crombie, D. D. (1955) : Doppler spectrum of sea echo at 13.56 mc/s, *Nature*, *175*, 681–682.
- Demirov, E. K., and N. Pinardi (2002) : Simulation of the mediterranean sea circulation from 1979 to 1993 : Part i. the interannual variability, *Journal of Marine Systems*, *33-34*, 23–50.
- DRAKKAR group (2007) : Eddy-permitting ocean circulation hindcasts of past decades, *CLIVAR Exchanges*, *12*(3).
- Dufois, F., P. Garreau, P. Le Hir, and P. Forget (2008) : Wave- and current-induced bottom shear stress distribution in the Gulf of Lions, *Continental Shelf Research*, *28*, 1920–1934.
- Durrieu de Madron, X. D., et al. (2003) : Nutrients and carbon budgets for the Gulf of Lion during the Moogli cruises, *Oceanologica Acta*, *26*(4), 421–433, doi :10.1016/S0399-1784(03)00024-0.
- Echevin, V., M. Crepon, and L. Mortier (2003a) : Interaction of a coastal current with a gulf : Application to the shelf circulation of the gulf of lions in the mediterranean sea, *Journal of Physical Oceanography*, *33*, 188–206.
- Echevin, V., M. Crepon, and L. Mortier (2003b) : Simulations and analysis of the mesocale circulation in the northwestern mediterranean sea, *Annales Geophysicae*, *21*, 281–297.
- Essen, H.-H., K.-W. Gurgel, and T. Schlick (2000) : On the accuracy of current measurements by means of HF radar, *IEEE. J. Oceanic Eng.*, *25*, 472–480.

- Estournel, C., P. Broche, P. Marsaleix, J.-L. Devenon, F. Auclair, and R. Vehil (2001) : The Rhone river plume in unsteady conditions : Numerical and experimental results, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 53(1), 25–38.
- Estournel, C., X. D. Durrieu de Madron, P. Marsaleix, F. Auclair, C. Julliand, and R. Vehil (2003) : Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the gulf of lion under wind conditions influenced by the continental orography (fetch experiment), *Journal of Geophysical Research*, 108(C3), 8059, doi :10.1029/2001JC00082.
- EUROMODEL group (1995) : Progress from 1989 to 1992 in understanding the circulation of the western mediterranean sea, *Oceanologica Acta*, 18, 255–271.
- Flexas, M. M., X. D. Durrieu de Madron, M. Garcia, M. Canals, and P. A. Arnau (2002) : Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March-May 1997), *Journal of Marine Systems*, 33, 197–214.
- Flexas, M. M., G. J. F. van Heijst, and R. R. Trieling (2005) : The behaviour of jet currents over a continental slope topography with a possible application to the northern current, *Journal of Physical Oceanography*, 35, 790–810.
- Forget, P., and G. André (2007) : Can satellite-derived chlorophyll imagery be used to trace surface dynamics in coastal zone ? A case study in the Northwestern Mediterranean sea, *Sensors*, 7, 884–904.
- Forget, P., Y. Barbin, and G. André (2008) : Monitoring of surface ocean circulation in the gulf of lions (north-west mediterranean sea) using wera hf radars, in *IGARSS08, Boston, USA*.
- Garreau, P., V. Garnier, and A. Schaeffer (2011) : Eddy resolving modelling of the gulf of lions and catalan sea, *Ocean Dynamics*, 61, 991–1003, doi :10.1007/s10236-011-0399-2.
- Gatti, J. (2008) : Intrusions du courant nord mediterraneen sur la partie est du plateau continental du golfe du lion, Ph.D. thesis, Laboratoire d’Oceanologie Physique et Biogeochimique (LOPB), France.
- Gatti, J., A. Petrenko, J.-L. Devenon, Y. Leredde, and C. Ulses (2006) : The rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the gulf of lion in december 2003, *Continental Shelf Research*, 26, 1794–1805.
- Gill, A. (1982) : *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Internatinal Geophysics Series, 662 pp., Academic Press.
- Group MEDOC (1970) : Observation of formation of deep water in the Mediterranean sea., *Nature*, 227, 1037–1040.
- 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 Dynamics*, doi :10.1007/s10236-013-0619-z.

- Gurgel, K.-W., G. Antonischki, H.-H. Essen, and T. Schlick (1999) : Wellen Radar (WERA) : a new ground-wave HF radar for ocean remote sensing, *Coastal Engineering*, 37(3-4), 219–234.
- Heburn, G. W. (1987) : The dynamics of the western mediterranean sea : A wind forced case study., *Annales Geophysicae (B Terr. Planet. Phys.)*, 5(1), 61–74.
- Heburn, G. W. (1994) : The dynamics of the seasonal variability of the western mediterranean circulation, *Coastal and Estuarine Studies*, 46, 249–285.
- Herbaut, C., F. Martel, and M. Crepon (1997) : A sensitivity study of the general circulation of the western mediterranean sea. part ii : The response to atmospheric forcing, *Journal of Physical Oceanography*, 27, 2126–2145.
- Hu, Z. Y., A. M. Doglioli, A. Petrenko, P. Marsaleix, and I. Dekeyser (2009) : Numerical simulations of eddies in the gulf of lion, *Ocean Modelling*, 28, 203–208.
- Hu, Z. Y., A. Petrenko, A. M. Doglioli, and I. Dekeyser (2011) : Study of a mesoscale anticyclonic eddy in the western part of the gulf of lion, *Journal of Marine Systems*, 88(1), doi :10.1016/j.jmarsys.2011.02.008.
- Huthnance, J. M. (1995) : Circulation, exchange and water masses at the ocean margin : the role of physical processes at the shelf edge, *Progress In Oceanography*, 35(4), 353–431.
- Jackett, D. R., and T. J. McDougall (1995) : Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12, 381–389, doi : [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)012<0381:MAOHPT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012<0381:MAOHPT>2.0.CO;2).
- Jacob, D., et al. (2001) : A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the baltex-pidcap period, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 77, 19–43.
- Jenkins, G. M., and D. G. Watts (1968) : *Spectral analysis*, Holden-Day, San Francisco.
- Jordi, A., J. M. Klinck, G. Basterretxea, A. Orfila, and J. Tintoré (2006) : Shelf-slope exchanges induced by a baroclinic instability near submarine canyons, in *Geophysical Research Abstracts*, vol. 8.
- Kaplan, D. M., J. L. Largier, and L. W. Botsford (2005) : HF radar observations of surface circulation off Bodega Bay (northern California, USA), *Journal Of Geophysical Research*, 110.
- Kerr, Y., P. Waldteufel, J.-P. Wigneron, J. Martinuzzi, J. Font, and M. Berger (2001) : Soil moisture retrieval from space : the soil moisture and ocean salinity (smos) mission, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 39(8), 1729–1735, doi :10.1109/36.942551.
- Kersalé, M., A. Petrenko, A. M. Doglioli, I. Dekeyser, and F. Nencioli (2013) : Physical characteristics and dynamics of the coastal latex09 eddy derived from in situ data and numerical modeling, *Journal of Geophysical Research*, 118, 399–409, doi :10.1029/2012JC008229.

- Klein, P., B.-L. Hua, G. Lapeyre, X. Capet, S. Le Gentil, and H. Sasaki (2008) : Upper ocean turbulence from high-resolution 3d simulations., *Journal of Physical Oceanography*, *38*, 1748–1763, doi :10.1175/2007JPO3773.1.
- La Violette, P. E. (1994) : *Overview of the major forcings and water masses of the western Mediterranean Sea*, vol. 46, 1–11 pp., P. E. La Viollette et al, AGU, Washington, D. C.
- Lacombe, H., J.-C. Gascard, J. Gonella, and J. P. Béthoux (1981) : Response of the mediterranean to the water and energy fluxes across its surface, on seasonal and interannual scales, *Oceanologica Acta*, *4*(2), 247–255.
- Langlais, C. (2007) : Étude de la variabilité interannuelle des échanges cote-large : simulation haute-résolution de la dynamique du golfe du lion, Ph.D. thesis, USTV.
- Langlais, C., B. Barnier, and P. Fraunié (2009a) : Towards high resolution coastal and shelf circulation modeling : impact of the atmospheric forcing resolution in the gulf of lions, *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, *32*, 5.
- Langlais, C., B. Barnier, J.-M. Molines, P. Fraunié, D. Jacob, and S. Kotlarski (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 Modelling*, *30*, 270–286, doi : 10.1016/j.ocemod.2009.07.004.
- Lapouyade, A., and X. D. Durrieu de Madron (2001) : Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the gulf of lion (nw mediterranean), *OCEANOLOGICA ACTA*, *24*(3).
- Large, W. G., and S. G. Yeager (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*.
- Le Vine, D. M., G. S. E. Lagerloef, F. R. Colomb, S. H. Yueh, and F. A. Pellerano (2007) : Aquarius : An instrument to monitor sea surface salinity from space, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, *45*(7), 2040–2050, doi :10.1109/TGRS.2007.898092.
- Lebeaupin-Brossier, C., V. Ducrocq, and H. Giordani (2009) : Effects of the air-sea coupling time frequency on the ocean response during mediterranean intense events, *Ocean Dynamics*, *59*(4), 539–549, doi :10.1007/s10236-009-0198-1.
- Lebeaupin-Brossier, C., K. Béranger, C. Deltel, and P. Drobinski (2011) : The mediterranean response to different space–time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations, *Ocean Modelling*, *36*, 1–25, doi :10.1016/j.ocemod.2010.10.008.
- Lebeaupin-Brossier, C., K. Béranger, and P. Drobinski (2012a) : 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, doi :10.1016/j.ocemod.2011.12.007.

- Lebeaupin-Brossier, C., K. Béranger, and P. Drobinski (2012b) : Ocean response to strong precipitation events in the gulf of lions (northwestern mediterranean sea) : a sensitivity study, *Ocean Dynamics*, *62*, 213–226, doi :10.1007/s10236-011-0502-8.
- Lellouche, J.-M., et al. (2013) : Evaluation of real time and future global monitoring and forecasting systems at mercator océan, *Ocean Sci.*, *9*, 57–81, doi :10.5194/os-9-57-2013.
- Liu, Y., R. H. Weisberg, and L. K. Shay (2007) : Current patterns on the West Florida Shelf from joint self-organizing map analyses of HF radar and ADCP data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *24* (4), 702–712, doi :10.1175/JTECH1999.1.
- López Garcia, M. J., C. Millot, J. Font, and E. Garcia-Ladona (1994) : Surface circulation variability in the balearic basin, *Journal of Geophysical Research*, *99*, 3285, doi :10.1029/93JC02114.
- Madec, G. (2008) : Nemo ocean engine, *Tech. Rep. 27*, Note du Pole de modelisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) France.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Lévy (1998) : *OPA 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual*, Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), France, notes du Pôle de Modélisation.
- Marchesiello, P., J. C. McWilliams, and A. F. Shchepetkin (2001) : Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models, *Ocean Modelling*, *3*, 1–20.
- Marmain, J., P. Forget, and A. Molcard (2011) : Characterization of ocean surface current properties from single site hf/vhf radar, *Ocean Dynamics*, *61*, 1967–1979, doi :10.1007/s10236-011-0461-0.
- Marsaleix, P., C. Estournel, V. Kondrachoff, and R. Vehil (1998) : A numerical study of the formation of the Rhone River plume, *Journal of Marine Systems*, *14* (1-2), 99–115.
- Menzin, A. B., and L. Y. Moskalenko (1982) : Calculation of wind-driven currents in the mediterranean sea by the electrical simulation method (homogeneous model), *Oceanology*, *22*, 537–540.
- Mercier, F., et al. (2008) : Improved jason-2 altimetry products for coastal zones and continental waters (pistach project), *American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract G31B-0662*.
- Millot, C. (1987) : Circulation in the western Mediterranean-sea, *Oceanologica Acta*, *10*(2), 143–149.
- Millot, C. (1990) : The gulf of lions' hydrodynamics, *Continental Shelf Research*, *10*(9 -11), 885–894.
- Millot, C. (1991) : Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western mediterranean, *Dynamics of Atmospheres and oceans*, *15*, 179–214.
- Millot, C. (1999) : Circulation in the western mediterranean sea, *Journal of Marine Systems*, *20*, 423–442.

- Millot, C. (2009) : Another description of the Mediterranean Sea outflow, *Progress In Oceanography*, 82(2), 101–124, doi :10.1016/j.pocean.2009.04.016.
- Millot, C., and L. Wald (1980) : The effect of Mistral wind on the Ligurian Current near Provence, *Oceanologica Acta*, 3(4), 399–402.
- Mounier, F., V. Echevin, L. Mortier, and M. Crepon (2005) : Analysis of the mesoscale circulation in the occidental mediterranean sea during winter 1999–2000 given by a regional circulation model, *Progress in Oceanography*, 66, 251–269.
- Nicolle, A., P. Garreau, and B. Liorzou (2009) : Modelling for anchovy recruitment studies in the Gulf of Lions (Western Mediterranean Sea), *Ocean Dynamics*, 59(6, Sp. Iss. SI), 953–968, doi :10.1007/s10236-009-0221-6, 14th International Biennial Conference of the Joint-Numerical-Sea-Modelling-Group, Bergen, NORWAY, JUN 23-25, 2008.
- Onken, R., and J. Sellschopp (1998) : Seasonal variability of flow instabilities in the strait of sicily, *Journal of Geophysical Research*, 103, 24,799–24,820.
- Orlanski, I. (1976) : A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *Journal of Computational Physics*, 21, 251–269.
- Ourmières, Y., B. Zakardjian, K. Béranger, and C. Langlais (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(3-4), 386–404.
- Paduan, J. D., and L. K. Rosenfeld (1996) : Remotely sensed surface currents in monterey bay from shore-based hf radar (coastal ocean dynamics application radar), *Journal of Geophysical research*, 101(C9), 20,669–20,686, doi :10.1029/96JC01663.
- Payne, R. E. (1972) : Albedo of the sea surface, *J. Atmos. Sci.*, 29, 959–970.
- Penduff, T., J. LeSommer, B. Barnier, A.-M. Tréguier, J.-M. Molines, and G. Madec (2007) : Influence of numerical schemes on current-topography interactions in 1/4 global ocean simulations., *Ocean Science*, 3, 509–524.
- Petrenko, A. (2003) : Variability of circulation features in the gulf of lion nw mediterranean sea. importance of inertial currents, *Oceanologica Acta*, 26, 323–338.
- Pinardi, N., and A. Navarra (1993) : Baroclinic wind adjustment processes in the mediterranean sea, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 40(6), 1299–1326.
- Pinardi, N., and W. Roether (1998) : *Mediterranean Eddy Resolving Modelling and Interdisciplinary Studies (MERMAIDS) : A Selection of Work Carried Out as Part of Two EU-funded Projects : Mediterranean Eddy Resolving and Interdisciplinary Studies (contract MAST-0039) and Mediterranean Eddy Resolving Modelling and Interdisciplinary Studies II*, Elsevier.
- Pinardi, N., et al. (2003) : The Mediterranean ocean forecasting system : first phase of implementation (1998-2001), *Annales Geophysicae*, 21(1), 3–20.

- Poulain, P.-M., et al. (2007) : MedArgo : a drifting profiler program in the Mediterranean Sea, *Ocean Science*, 3(3), 379–395.
- QuO Va Dis? (2010a) : *Validation bulletin for April-May-June (AMJ) 2010*, Quarterly Ocean Validation Display 1, desportes, c. and drévilion, m. and r égnier, c. (mercator ocean/production dep./products quality) ed.
- QuO Va Dis? (2010b) : *Validation bulletin for July-August-September (JAS) 2010*, Quarterly Ocean Validation Display 2, desportes, c. and drévilion, m. and r égnier, c. (mercator ocean/production dep./products quality) ed.
- QuO Va Dis? (2012) : *Validation bulletin for October-November-December (OND) 2012*, Quarterly Ocean Validation Display 11, desportes, c. and drévilion, m. and r égnier, c. (mercator ocean/production dep./products quality) ed.
- Raymond, W. H., and H. L. Kuo (1984) : A radiation boundary condition for multi-dimensional flows, *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 110, 535–551.
- Reffray, G., P. Fraunié, and P. Marsaleix (2004) : Secondary flow induced by wind forcing in the Rhône region of freshwater influence, *Ocean Dynamics*, 54, 179–196.
- Rio, M.-H., P. M. Poulain, A. Pascual, E. Mauri, G. Larnicol, and R. Santoleri (2007) : A mean dynamic topography of the mediterranean sea computed from altimetric data, in-situ measurements and a general circulation model, *Journal of Marine Systems*, 65(1-4), 484–508.
- Robinson, A. R., J. Sellschopp, A. Warn-Varnas, W. G. Leslie, C. J. Lozano, P. J. Haley Jr., L. A. Anderson, and P. J. F. Lermusiaux (1999) : The atlantic ionian stream, *Journal of Marine Systems*, 20, 129–156, doi :10.1016/S0924-7963(98)00079-7.
- Roll, H. U. (1965) : *Physics of the Marine Atmosphere, International Geophysics Series*, vol. 7, Academic Press, 426pp.
- Ross, J. (1847) : *A voyage of discovery and research in the southern and Antarctic regions, during the years 1839-43*, vol. 2, Murray.
- Roullet, G., and G. Madec (2000) : Salt conservation, free surface, and varying levels : a new formulation for ocean general circulation models, *Journal of Geophysical research*, 105(C10), 23.927–23.942.
- Rubio, A., P. A. Arnau, M. Espino, M. M. Flexas, G. Jordà, S. Jordi, J. Puigdefabregas, and A. S. Arcilla (2005) : A field study of the behaviour of an anticyclonic eddy on the catalan continental shelf (nw mediterranean), *Progress in Oceanography*, 66, 142–156.
- Rubio, A., V. Taillandier, and P. Garreau (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, *Journal of Marine Systems*, 78(Supplement 1), S63–S78, coastal Processes : Challenges for Monitoring and Prediction.

- Ryan, W. B. F., et al. (2009) : Global multi-resolution topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q03,014, doi :10.1029/2008GC002332.
- Sammari, S., C. Millot, and L. Prieur (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 Research*, 42, 893–917.
- Schaeffer, A., P. Garreau, A. Molcard, P. Fraunié, and Y. Seity (2011a) : Influence of high-resolution wind forcing on the gulf of lions hydrodynamic modeling, *Ocean Dynamics*, 61 (11), 1823–1844, doi :10.1007/s10236-011-0442-3.
- Schaeffer, A., A. Molcard, P. Forget, P. Fraunié, and P. Garreau (2011b) : Generation mechanisms for mesoscale eddies in the gulf of lions : radar observation and modeling, *Ocean Dynamics*, 61 (10), 1587–1609, doi :10.1007/s10236-011-0482-8.
- Skliris, N., and A. Lascaratos (2004) : Impacts of the Nile river damming on the thermohaline circulation and water mass characteristics of the mediterranean sea, *Journal of Marine Systems*, 52(1-4), 121–143, doi :dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.02.005.
- Smith, R. O., H. L. Bryden, and K. Stansfield (2008) : Observations of new western mediterranean deep water formation using Argo floats 2004–2006, *Ocean Science*, 4(2), 133–149.
- Somot, S., F. Sevault, and M. Déqué (2006) : Transient climate change scenario simulation of the mediterranean sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model, *Climate Dynamics*, 27, 851–879, doi :10.1007/s00382-006-0167-z.
- Somot, S., F. Sevault, M. Déqué, and M. Crepon (2008) : 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model, *Global And Planetary Change*, 63(2-3, Sp. Iss. SI), 112–126, doi :10.1016/j.gloplacha.2007.10.003.
- Stanev, E. V., H. J. Friedrich, and S. V. Botev (1989) : On the seasonal response of intermediate and deep water to surface forcing in the mediterranean sea, *Oceanologica Acta*, 12(2), 141–149.
- Stewart, R. H., and J. W. Joy (1974) : Hf radio measurements of surface currents., *Deep Sea Research*, 21, 1039–1049.
- Stratford, K., and K. Haines (2002) : Modelling changes in mediterranean thermohaline circulation 1987–1995, *Journal of Marine Systems*, 33-34, 51–62.
- Taillandier, V., A. Griffa, P.-M. Poulain, and K. Béranger (2006) : Assimilation of Argo float positions in the north western mediterranean sea and impact on ocean circulation simulations, *Geophysical Research Letters*, 33(11), n/a–n/a, doi :10.1029/2005GL025552.
- Taupier-Letage, I., and C. Millot (1986) : General hydrodynamical features in the Ligurian sea inferred from the DYOME experiment, *Oceanologica Acta*, 9(2), 119–131.
- Tchernia, P. (1978) : *Océanographie régionale : description physique des océans et des mers*, ENSTA, Paris.

- Treguier, A.-M., et al. (2001) : An eddy-permitting model of the atlantic circulation : Evaluating open boundary conditions, *Journal of Geophysical Research*, 106(C10), 22,115–22,129.
- Tsimplis, M. N., and H. L. Bryden (2000) : Estimation of the transports through the strait of gibraltar, *Deep Sea Research I*, 47, 2219–2242, doi :10.1016/S0967-0637(00)00024-8.
- Tudela, S. (2004) : *Ecosystem effects of fishing in the Mediterranean : an analysis of the major threats of fishing gear and practices to biodiversity and marine habitats*, *Studies and reviews/ General Fisheries Council for the Mediterranean (ISSN 0374-7840 ; no. 74)*, vol. VI,, 44 p pp., Rome : Food and Agriculture Organization of the United Nations, op titelp. Mediterranean gespeld als Mediterrean ; Met lit.opg.
- Ulses, C., C. Grenz, P. Marsaleix, E. Schaaff, C. Estournel, S. Meule, and C. Pinazo (2005) : Circulation in a semi-enclosed bay under influence of strong freshwater input, *Journal of Marine Systems*, 56(1-2), 113–132.
- Ulses, C., C. Estournel, P. Puig, X. D. Durrieu de Madron, and P. Marsaleix (2008) : Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005 : Quantification of the export through the Gulf of Lion and the Catalan margin, *Geophysical Research Letters*, 35(7), doi :10.1029/2008GL033257.
- Uppala, S. M., et al. (2005) : The era-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612), 2961–3012, doi :10.1256/qj.04.176.
- Zavatarelli, M., and G. L. Mellor (1995) : A numerical study of the mediterranean sea circulation, *Journal of Physical Oceanography*, 25, 1384–1413.

Annexe A

Simulations GLAZUR64 utilisées dans cette thèse

Le tableau A.1 récapitule les caractéristiques des principales simulations GLAZUR64 exploitées dans ce travail de thèse, ainsi que le but dans lequel a été réalisée chaque simulation.

Nom de la simulation	Forçage aux Frontières utilisé	Période de simulation	But de la simulation	Détails sur la simulation
T20	MED12	10/04/2006 - 24/12/2008	Simulation de référence	Simulation de référence, avec la paramétrisation standard de GLAZUR64
T21	MERCATOR PSY2V3R1	10/01/2008 - 24/12/2008	Impact du forçage latéral	Paramétrisation similaire à T20, excepté le jeu de données utilisé pour le forçage aux frontières.
RUN1	MERCATOR PSY2V4R1	20/06/2011 - 28/02/2012	Test de <i>spin-up</i>	Simulation menée avec une paramétrisation classique, pour évaluer la durée du <i>spin-up</i> de GLAZUR64 (comparaison avec RUN2)
RUN2	MERCATOR PSY2V4R1	01/11/2011 - 28/02/2012	Test de <i>spin-up</i>	Simulation menée avec une paramétrisation classique, pour évaluer la durée du <i>spin-up</i> de GLAZUR64 (comparaison avec RUN1)
PHYOCe _{ref}	MERCATOR PSY2V4R1	01/12/2010 - 19/05/2011	Simulation de référence	Simulation de référence, avec la paramétrisation «standard» de GLAZUR64, sur la période d'étude de la campagne PHYOCe2011.
PHYOCe _{noslip}	MERCATOR PSY2V4R1	01/12/2010 - 19/05/2011	Test de paramétrisation	Simulation similaire à PHYOCe _{ref} , excepté la paramétrisation en <i>noslip</i> du frottement latéral.
PHYOCe _{obc}	MERCATOR PSY2V4R1	01/12/2010 - 19/05/2011	Test de paramétrisation	Simulation similaire à PHYOCe _{ref} , mais sans vitesse tangentielle prescrite aux frontières.
PHYOCe _{vertical}	MERCATOR PSY2V4R1	01/12/2010 - 19/05/2011	Test de paramétrisation	Simulation similaire à PHYOCe _{ref} , mais avec une nouvelle répartition des niveaux verticaux, améliorant la résolution dans la couche intermédiaire 100 - 400 m.

Table A.1 – Liste des principales simulations présentées dans cette thèse.

Annexe B

Conditions de surface Bulk

Les formules Bulk, décrites par *Large and Yeager* [2004] et définies à partir de *Roll* [1965], sont couramment utilisées en modélisation pour prescrire les flux atmosphériques. Elles permettent d'estimer les flux turbulents à partir de l'état de l'atmosphère près de la surface (température, humidité, vent à 10m. . .). Si on utilise la formulation Bulk dans NEMO, l'expression des échanges verticaux entre l'océan et l'atmosphère est donné par :

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + U_h|_{z=\eta} \cdot \nabla_h \eta + P - E \quad (\text{B.1})$$

Le flux air-mer Q_{as} correspond au bilan des flux de chaleur à l'interface air-mer :

$$Q_{as} = Q_S + Q_L + Q_E + Q_H + Q_P \quad (\text{B.2})$$

Où :

Q_{Sw} est le flux de radiation solaire. C'est un flux positif, qui comprend les longueurs d'onde entre 0.3 et $3\mu m$. Il est aussi nommé flux de courtes longueurs d'ondes.

Q_{Lw} est le flux thermique de grande λ . Il correspond au flux d'ondes de type IR.

Q_E est le flux de chaleur latente. Il est relié à l'évaporation et est en général négatif.

Q_H est le flux de chaleur sensible.

Q_P est le flux de chaleur créée par la fonte de précipitations solides (neige, grêle). Il est donc logiquement négligé dans la région d'étude.

On considère que ces flux sont considérés positifs lorsqu'ils sont descendants. Q_{Lw} et Q_{Sw} représentent la part radiative du flux, tandis que Q_E et Q_H sont des flux turbulents.

B.1 Estimation des flux turbulents

Le flux de chaleur latente

Le flux de chaleur latente Q_E est fonction du taux d'évaporation au-dessus des océans et de la vitesse du vent.

$$Q_E = \Lambda_\nu E \quad (\text{B.3})$$

Où :

Λ_v est la chaleur latente de vaporisation.

E représente le taux d'évaporation, tel que :

$$E = \rho_a C_E [q(2m) - q_{sat}(0)] |\vec{U}| \quad (\text{B.4})$$

ρ_a est la densité de l'air

C_E est un coefficient de transfert, qui dépend du coefficient de traînée¹ (Eq. B.9).

q représente l'humidité spécifique, à 2m. On considère que l'air à la surface de la mer est saturé :

$$q_{sat}(0) = 0.98 * \rho_a^{-1} * 640380 e^{-5107/SST} \quad (\text{B.5})$$

\vec{U} représente le module de la vitesse du vent, à 10 m.

Le flux de chaleur sensible

Le flux de chaleur sensible Q_H dépend de la différence de température entre l'air (référéncé à 2 m) et la SST.

$$Q_H = \rho_a c_p C_H [\theta(2m) - SST] |\vec{U}| \quad (\text{B.6})$$

Où :

c_p est la chaleur spécifique de l'air.

C_H est un coefficient de transfert, qui dépend du coefficient de Drag (Eq. B.10).

θ est la température potentielle de l'air, à 2m.

Stress du vent

Le stress du vent est défini comme :

$$\begin{aligned} \vec{\tau} &= (\tau_x, \tau_y) \\ \tau_x &= \rho_a C_D |\vec{U}| u_{10m} \\ \tau_y &= \rho_a C_D |\vec{U}| v_{10m} \end{aligned} \quad (\text{B.7})$$

τ_x et τ_y sont les composantes du stress du vent, qui dépendent de la densité ρ_a de l'air et du coefficient de traînée C_D (Eq. B.8).

Coefficients

Les coefficient C_H , C_E et C_D sont définis comme suit :

$$C_D = 1.10^{-3} \left(\frac{2,70}{|\vec{U}|} + 0.142 + \frac{|\vec{U}|}{13.09} \right) * \text{coeff}(2m) \quad (\text{B.8})$$

$$1000 C_E = 34.6 \sqrt{C_d} \quad (\text{B.9})$$

$$\begin{aligned} 1000 C_H &= 18.0 \sqrt{C_d} \quad (\text{cas stable}) \\ &= 32.7 \sqrt{C_d} \quad (\text{cas instable}) \end{aligned} \quad (\text{B.10})$$

1. Drag coefficient

$|\vec{U}|$ est le module du vent à 10m. Comme la température et l'humidité sont référencés à 2m, un coefficient est appliqué pour estimer C_D à 2m. Ces coefficients sont issus d'observations, mais sont cohérents avec la théorie

B.2 Estimation des flux radiatifs

Radiation solaire

Le flux solaire net Q_{Sw} est le bilan du flux incident Q_I et du flux réfléchi par la surface de la terre, c'est-à-dire l'albédo de surface. On considère l'albédo α de la Terre constant, tel que $\alpha = 0.066$ [Payne, 1972]. Ainsi :

$$Q_s = Q_I(1 - \alpha) \quad (\text{B.11})$$

Radiation de grande longueur d'onde

Le flux net Q_{Lw} est négatif, car le rayonnement de la surface terrestre (corps noir) est plus importante que les radiations descendantes, dues au rayonnement du ciel ou des nuages. L'océan perd donc de la chaleur. On considère ici que l'émissivité de la Terre vaut 1.

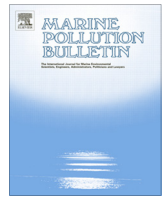
$$Q_L(\text{net}) = Q_L(\text{downward}) - \sigma * SST^4 \quad (\text{B.12})$$

où σ est la constante de Stephan-Boltzmann.

Annexe C

Application de GLAZUR64 à une étude ciblée : Berline et al. [2013]

Les *blooms* de méduses sont généralement attribués à une réponse biologique à l'environnement. On néglige ainsi souvent le rôle des courants et des structures à méso-échelle dans la redistribution des populations existantes. Ici, la simulation GLAZUR64 a été utilisée pour examiner le rôle du transport sur l'échouage d'essaims et l'abondance de morsures de *Pelagia noctiluca* sur la côte Ligure. Les méduses sont modélisées par des particules Lagrangiennes avec une migration verticale journalière de 0 – 300 m, typique des *Pelagia noctiluca*. Les arrivées massives de méduses ne sont pas limitées à l'été, et bien qu'elles se concentrent sur les caps, la population peut atteindre un maximum dans les baies et sur les bords des caps protégés des vents. L'étude a montré l'impact de deux facteurs sur l'arrivée de méduses à la côte : la position du CN et le régime de vent. Une comparaison sur l'été 2006 entre les observations et les simulations montre une reproduction correcte des principaux événements d'échouages par GLAZUR64. Ces résultats jouent un rôle sur la compréhension de la variabilité à long-terme de ces événements.



Modeling jellyfish *Pelagia noctiluca* transport and stranding in the Ligurian Sea

L. Berline^{a,b,c,*}, B. Zakardjian^a, A. Molcard^a, Y. Ourmières^a, K. Guihou^a

^a Université du Sud Toulon-Var, Aix-Marseille Université, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, 83957 La Garde Cedex, France

^b UPMC Univ Paris 06, UMR 7093, LOV, Observatoire Océanologique de Villefranche, 06234 Villefranche-sur-Mer, France

^c CNRS, UMR 7093, LOV, Observatoire Océanologique de Villefranche, 06234 Villefranche-sur-Mer, France

ARTICLE INFO

Keywords:

Medusae
Lagrangian model
Connectivity
Beaching
Mediterranean
Northern current
Wind

ABSTRACT

Jellyfish blooms are generally attributed to a biological response to the environment, neglecting the role of transport patterns in redistributing existing populations. Here, we use high-resolution (1.25 km) ocean modeling to examine the role of transport in the onshore arrival and abundance of the pelagic stinging jellyfish *Pelagia noctiluca* on the Ligurian Sea coast. Jellyfish are modeled as Lagrangian particles with a 0–300-m diel vertical migration typical of *P. noctiluca*. Over the course of a year, onshore arrivals are not restricted to the summer. Arrivals are concentrated at capes, but abundance can reach maxima in bays and in the lee of capes. Two factors impact jellyfish arrivals at the coast: the position of the Northern Current and the wind. A comparison of summer 2006 and available onshore jellyfish observations suggests a correct capture of the main stranding events by the model. These results have implications for understanding long-term fluctuations.

© 2013 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Among zooplankton groups, jellyfish are one of the best known by the general public because of their large size and recurrent stranding on beaches. Although they are generally harmless, increased interest from the public and scientists has been motivated recently by at least two factors. First, recent surges in jellyfish had important socio-economic effects. One instance is the 1980s upsurge of *Pelagia noctiluca* (Cnidaria: Scyphozoa, Forskål, 1775) in the Mediterranean Sea (CIESM, 2001; Mariottini et al., 2008), which significantly impacted fishing and tourism activity. Other jellyfish blooms also disturbed fish farming and power-plant activity (Malej and Vukovic, 1984). Second, several authors hypothesized that jellyfish and, more broadly, gelatinous zooplankton, may have benefitted from the trophic reorganization driven by both ocean warming and removal of top predators by overfishing (Purcell, 2005; Lynam et al., 2006; Attrill et al., 2007).

In the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean (Mariottini et al., 2008; Doyle et al., 2008), *P. noctiluca* (hereinafter *Pelagia*), also known as the “mauve stinger”, is well known for its sting, which is very unpleasant due to the numerous venomous nematocysts covering its body. Although it is found near shore, its habitat is in pelagic waters offshore, and this species is planktonic

throughout its life cycle, i.e., there is no benthic polyp phase. The presence of *Pelagia* in nearshore waters is episodic. Goy et al., (1989), analyzing a 112-year-long time series of *Pelagia* presence in the Mediterranean basin, detected periods of presence and absence with an apparent periodicity of 12 years (Goy et al., 1989; Kogovsek et al., 2010). The drivers of these fluctuations are not obvious. Correlative analyses detected dry, warm and anticyclonic late-spring conditions as favoring *Pelagia* presence and blooming during the following summer (Goy et al., 1989). One plausible mechanism linking these weather conditions and *Pelagia* pullulation is that early stages (ephyra larvae) are highly sensitive to food and water-temperature conditions during late spring (Morand et al., 1992). Recent abundance data collected on the Ligurian Sea beaches from 1980 to 2008 confirmed periods of presence and absence and identified the last period (1998–present) as peculiar, with long-lasting and nearly continuous abundance (Bernard et al., 2011).

To interpret the onshore observations of a pelagic species such as *Pelagia*, one must consider the onshore transport of organisms by currents. Indeed, *Pelagia* is passively transported by horizontal currents, so its distribution in time and space emerges from the interplay between population dynamics and dispersal by currents.

In the offshore Ligurian Sea, the predominant circulation pattern is a permanent coastal-density current named the Northern Current (hereafter, NC). The NC flows westward along the shore (Millot, 1999), with a core located between 5 and 40 km from the coast (e.g., Boucher et al., 1987; Niewiadomska et al., 2008; Ourmières et al., 2011). Going seaward from the coast, three hydrographical zones are defined: the so-called coastal or peripheral

* Corresponding author at: Université du Sud Toulon-Var, Aix-Marseille Université, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), LOV, CNRS-UPMC UMR7093 06234 Villefranche-sur-Mer, France. Tel.: +33 493 76 38 11; fax: +33 493 76 38 34.

E-mail address: berline@univ-tln.fr (L. Berline).

zone, the frontal zone where the NC core is located, and the central zone (Prieur, 1981). The frontal region hosts a high biological productivity thanks to vertical transfers of nutrients (Boucher et al., 1987; Niewiadomska et al., 2008). According to Morand et al., (1992), adult *Pelagia* abundance is maximal “on each side of the [surface density] front”, while ephyra is more abundant in the peripheral zone. Recent observations (Ferraris et al., 2012) report a larger abundance in the NC itself. The general circulation is alongshore, thus it is not favorable to cross-shore transport of jellyfish; however, the NC shows meandering, especially in winter (Millot, 1999), which can transfer offshore waters to the coastal zone. Additionally, episodic wind bursts can induce intense cross-shore surface currents.

As many zooplankters, *Pelagia* achieves diel vertical migration, staying at the surface at night and in deep water during the day. The extent of the migration is not precisely known. During the day, *Pelagia* was observed below 300 m in the Mediterranean Sea (Franqueville, 1971), and only at 185 m in New England and 90 m in Florida areas (Larson et al., 1991). Once in shallow waters, *Pelagia* survival is strongly reduced, as physical stresses damage its gelatinous body (bottom contact, wave mixing), diel migration is significantly disturbed and fish predation is important (Axiak and Civili, 1991). Therefore, it is reasonable to assume that no population can become resident of shallow areas and that *Pelagia* individuals found onshore are recent offshore expatriates.

Thus, the cross-shore transport of jellyfish potentially results from processes that are strongly variable in time and space. These processes are difficult to assess from observations alone as no in situ or remote observation provides a continuous picture of the circulation. High resolution ocean circulation models overcome this problem, allowing for the simulation of the evolution in time and space of currents, temperature and salinity, by solving the equation of fluid motion with adequate boundary and initial conditions. Lagrangian particle tracking using these model velocity outputs reproduce the patterns of transport observed with real buoys while offering high flexibility to set up experiments (Fossette et al., 2012; Garraffo et al., 2001). Several studies have used Lagrangian particle tracking to study plankton dispersal (see Miller (2007) for a review), including in the Mediterranean Sea (e.g., Qiu et al., 2010; Nicolle et al., 2009). Lagrangian modeling was applied to the role of jellyfish transport from strobilation source zones to regions of interest (Johnson et al., 2001, 2005; Barz et al., 2006; Moon et al., 2010).

The objective of this paper is to study the time and space variability of stranding of the jellyfish *P. noctiluca* and the main drivers of this transport onshore using high resolution circulation modeling and Lagrangian particle tracking. Section 2 describes the Lagrangian approach and experiments, Section 3 describes the results of time and space distribution, and Section 4 provides some comparison with independent observations.

2. Methods

2.1. Circulation model and Lagrangian experiments set up

2.1.1. Velocity fields

Velocity fields were outputs extracted from high-resolution circulation model simulations, as detailed in Ourmières et al. (2011). The code is NEMO (Madec, 2008), and the configuration domain spans the Northwest Mediterranean Sea, from Spain (Barcelona) to Italy (San Remo) north of 41°N. The model was forced by realistic interannual surface and lateral boundary conditions for two periods, 1999–2001 and 2006–2008. Outputs from the years 2001 and 2006 were chosen because they were available at an adequate frequency. The wind forcing uses the ALADIN model with 9-

km resolution (Fisher et al., 2005) in 2006 and REMO with 18-km resolution (Jacob et al., 2001) for years 1999–2001 (see Ourmières et al. (2011) for details). The model has a 1/64° (~1.25 km) horizontal resolution and 130 vertical levels, with higher resolution in the first 100 m to better represent the upper boundary layer. Comparisons of simulations outputs with current meter observations and altimetry products show that the NC is properly simulated in term of position and intensity (Ourmières et al., 2011; Guihou et al., submitted for publication). Daily averages of the velocity fields were used.

2.1.2. Lagrangian particle tracking

The jellyfish is considered a particle transported only by ocean current, with no direct influence of the wind. The advection of particles is computed offline using the Ariane code (Blanke and Raynaud, 1997), modified to implement diel vertical migration. The Ariane code is well suited to the Arakawa C-grid and is fast and reasonably accurate. Unlike most Lagrangian advection schemes, which compute the space step travelled by a particle during a defined time step, Ariane computes the time needed by a particle to leave the model grid cell containing the particle. Thus, no time step is needed. No time interpolation of the velocity field is performed. We did not account for subgrid scale dispersion, as mesoscale stirring is resolved in this high-resolution configuration. At the lateral boundaries (coasts and domain boundary), the model had free slip conditions. Thus, particles reaching the last ocean grid cell did not stop. The position of each particle along the trajectory is saved on file every hour.

On the vertical, the jellyfish is considered to migrate actively with a diel cycle. The maximum depth of migration is 305 m, which is an intermediate value among the estimates from observations (Franqueville, 1971). The diel vertical migration pattern follows the solar cycle as follows: the jellyfish stays at 305 m depth during the day from 9 am to 9 pm and at 5 m depth from 11 pm to 6 am of the next day. Vertical migration from 5 m to 305 m lasts 3 h, i.e., the migration speed is 100 m/h, consistent with observational estimates of 2 m/min (Arai, 1997). Where bathymetry is shallower than 305 m, particles stay at 100 m above the bottom. When bathymetry is shallower than 100 m, migration stops, and the particles stay at 5 m. Thus, we consider that, over depths shallower than 100 m, *Pelagia* do not migrate normally and become passive because of stresses from bottom and wave action.

2.1.3. Initial positions and duration

Initial positions were chosen on the basis of available knowledge of offshore *Pelagia* distribution. We considered that jellyfish were continuously abundant offshore (Morand et al., 1992; Ferraris et al., 2012, Fig. 1B). Ferraris et al., (2012) showed on average an increasing abundance from ca. 5 km from the coast seaward. Thus, particles were released every day at midnight, at a 5-m depth in the offshore region. The offshore region is set along the shore, from 8.75 to 11.25 km offshore from the coast (i.e., grid points 7–9 seaward, Fig. 1A). Every day, particles were released from the seeding area (one per grid point for a total of 328 particles). For each particle release, the duration of particle tracking was 10 days. Sensitivity experiments have shown that these distances and durations are adequate to capture the time series of onshore arrivals of particles (see Section 3.3).

2.1.4. Diagnostics

To quantify arrivals of particles at the coast, the littoral zone (hereafter LZ) is defined as the region bordering the land mask with a width of one grid point (Fig. 1). We are interested in particles coming from offshore; thus, we define one “arrival” as the time and location where one particle enters the LZ for the first time. The number of arrivals in the LZ is the sum of arrivals in all

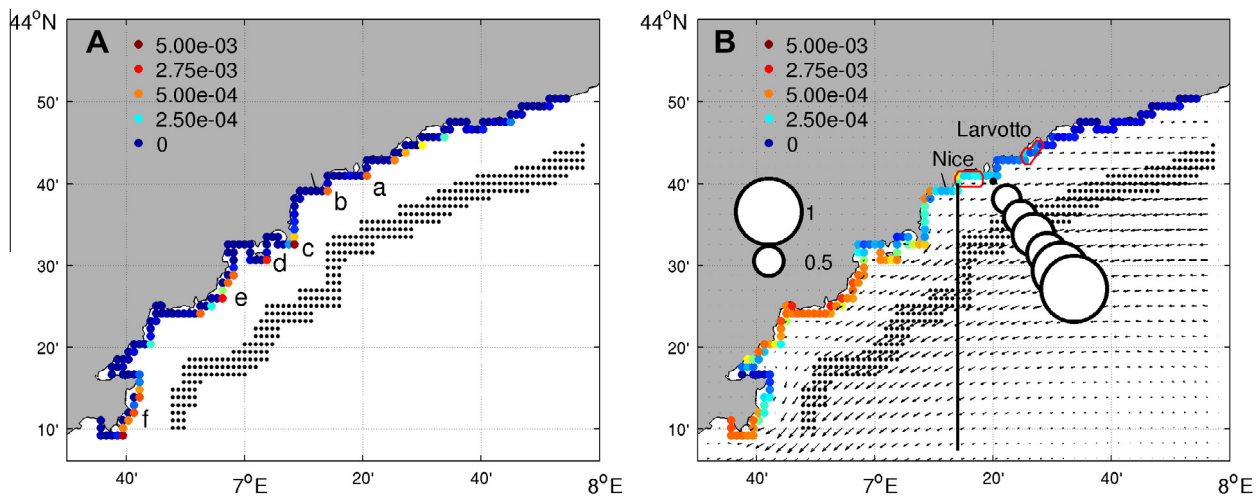


Fig. 1. (A) Map of the studied area showing the initial positions (black dots) and the littoral zone (colored dots). Colored dots show upstream connectivity for each grid point of the littoral zone during year 2001. (B) Colored dots show the average abundance of particles computed in the same way as upstream connectivity. Note that the color scale is double-linear. White circles: average index of abundance of jellyfish *Pelagia* from the in situ observations of Ferraris et al. (2012). Black vectors: model annual average current at 5 m. The vertical line is the position of the section used in Figs. 2, 4 and 5. The Nice and Larvotto beach zones are circled with red lines. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

cells in the LZ. As new particles are released every day and tracked for 10 days, particle arrivals on day j are the sum of particle arrivals from releases on day $j, j-1, \dots, j-9$.

Over a given time period dt (1 day), we define *cross-shore connectivity* as the number of particle arrivals in the whole LZ divided by the total number of particles present offshore during that period (see, for instance, Cowen and Sponaugle (2009) for a definition of connectivity). This figure represents the average probability that a particle seeded offshore will enter the LZ.

To characterize cell-by-cell arrivals in the LZ, we define *upstream connectivity* as the number of particle arrivals in this grid cell divided by the number of particles seeded east of this grid cell. Taking into account only particles seeded east removes the bias due to the westward mean flow that tends to favor arrivals in the western part of the domain. Daily time series of cross-shore and upstream connectivity are computed and then averaged to yield annual diagnostics. Thus, for cross-shore and upstream connectivity, neither particles movements inside the LZ nor particles exiting and reentering the LZ are considered.

As a complementary diagnostic to upstream connectivity, the abundance of particles is also computed for each grid cell of the LZ and divided by the number of particles seeded east of this grid cell. Unlike upstream connectivity, this diagnostic shows both the arrival and the retention of particles in the LZ.

2.1.5. Numerical experiments

First, a full-year experiment was run to assess the seasonal variability in arrivals. Then, two summer experiments (June–August of year 2001 and 2006) were conducted to compare jellyfish onshore observations (stranding validation) and ADCP measurements (circulation validation). Finally, one summer simulation was repeated to investigate the sensitivity of results to simulation duration and to the initial distance to the coast. All experiments are summarized in Table 1.

2.1.6. Data used for comparison

To validate the flow fields used to simulate the jellyfish drift, ADCP current measurements were extracted from the SAVED database, a French INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) project (<http://saved.dt.insu.cnrs.fr/>) for the treatment and archiving of currents data from a hull-mounted ADCP (RDI BroadBand at

Table 1
Summary of the Lagrangian experiments.

Experiment	Initial positions (grid point)	Particle tracking duration (days)	Period
Full Year 01	7–9	10	January 1st–December 20th 2001
Sum01	7–9	10	June 1st–August 31st 2001
Sum06	7–9	10	June 1st–August 31st 2006
Sum06 Distance	4–6, 7–9, 10–12, 13–15	10	June 1st–August 31st 2006
Sum06 Duration	7–9	1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15	June 1st–August 31st 2006

150 kHz) on the INSU Tethys II Research Vessel. 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 DGPS positioning). Only crosscurrent surveys off Nice were used for comparison.

To compare the simulated arrivals with *Pelagia* abundance at the coast during years of high *Pelagia* abundance, data were obtained from a jellyfish-monitoring network (Bernard et al., 2011) for two beaches (Nice and Larvotto, see Fig. 1B). During summer, the daily abundance and number of first aids due to jellyfish stings are recorded by beach lifeguards. Bernard et al. (2011) have shown that the number of first aids can be used as a proxy of *Pelagia* abundance in the nearshore area. These are the only available continuous observations with such a high temporal resolution. Bernard et al. (2011) reported that jellyfish were abundant in 2006, while they were absent in 2001.

3. Results

We present our simulation of jellyfish stranding, focusing on spatial distribution and daily, seasonal and interannual variability. We start with an annual view from 2001 of the cross-shore and upstream connectivity and follow by detailing summer cases for 2001 and 2006 by comparing arrivals, NC and wind time series.

The velocity field was analyzed at one meridian section shown in Fig. 1B. We present surface depth (5 m) where particles spend

the night, and intermediate depth (50 m), chosen to identify the core of the NC. Time-latitude (Hovmuller) diagrams of current magnitudes and directions were plotted.

To illustrate the wind forcing on the surface current, 12 hourly averages of the wind data used as forcing for the ocean model were computed for a point located at 7.5°E, 43.5°N (offshore Nice). Wind at this location is representative of the average wind regime over the Ligurian Sea. We consider wind speed greater than 5 m s⁻¹ as strong wind, which is able to significantly impact the surface current (generating a surface Ekman current of approximately 15 cm s⁻¹, Madsen, 1977).

3.1. Connectivity: spatial distribution and timing

Arrivals are concentrated in a small number of locations: capes (Fig. 1A, from East–West, Ferrat cape a, Nice Airport b, Antibes cape c, Saint Honorat Island, (d) and coastal areas facing east (Estérel e, Pampelonne beach and Camarat cape, (f). The rest of the coast sees very few arrivals, and minima are found in bays further inshore. This finding is intuitive; as the average current flows south-westward alongshore (Fig. 1B), each cape offers an obstacle that is a preferred location for entrance into the LZ.

The abundance distribution (Fig. 1B) is more spread than that of arrivals, and it is located differently, with maxima in some inshore bays (Nice, Saint Laurent du Var) and high values in the lees of capes (Antibes c, Saint Honorat Island, d). Highs correspond to regions that receive inputs from offshore and that have low average current. There is a large contrast between exposed coastline (e.g., Saint Raphael, (e) and protected coastline (e.g., the bay of St Tropez). There is a general east to west increase in arrival abundance.

Arrivals are erratically distributed in time (not shown). Capes (in Fig. 1A, Antibes c, Saint Honorat Island, (d) are regularly reached while bays are seldom reached. The LZ West of Antibes has more arrivals than the LZ East of Antibes (Fig. 1B). The LZ West of 6°45'E, facing east, is quasi-continuously fed by particles. During the main arrival events of 2001 (January, April, May, August, Octo-

ber and November), arrivals are quasi-synchronous along the coast (not shown).

Over 2001, cross-shore connectivity is approximately 5% on average and is highly variable (range 0–10%, Fig. 2A). Arrivals have low-frequency fluctuations (period of a few weeks), with several highs (in January, April–May, fall) synchronous with an NC close to the coast and several lows (e.g., in February, July) synchronous with an NC far from the coast (Fig. 2A and B).

Cross-shore connectivity and NC position (Fig. 2A and B) also have high frequency fluctuations (a few days period), often synchronous with alongshore wind bursts (speed > 5 m s⁻¹, e.g., ca. March 10th, Fig. 2C). No clear frequency peak was identified by Fourier analysis. The alongshore wind component also shows a weak seasonal cycle, with higher wind speeds in winter–spring and lower speeds in summer–early fall.

This analysis of Fig. 2 suggests that the NC and the wind play a role in the variability of arrivals. Plotting of arrivals vs the position of the NC and the alongshore wind helps to clarify this role (Fig. 3). Greater numbers of arrivals occur when NC is closer to the coast, while lower numbers of arrivals occur when the NC is far away. Higher (resp. lower) arrivals occur during periods of northeasterly (hereafter NE; resp. south-westerly, hereafter SW) wind.

3.2. Summer scenarios of cross-shore connectivity

We now focus on summer, as this is the only season for which we have observations for comparison. Two summer cases are presented to examine the interannual fluctuations of arrivals.

Over the summer of 2001 (Fig. 4A), few arrivals occur, with an average cross-shore connectivity of 0.8% per day. A first arrival period from mid June to early July corresponds to a NC fairly distant from the coast (Fig. 4B), but with an anticyclonic eddy located north of the NC. Then, the NC core moves northward and remains still after August 1st. Several accelerations of the nearshore current are visible. Strong wind events are numerous (Fig. 4C). During NE wind events, the surface current tends to move onshore (e.g., June

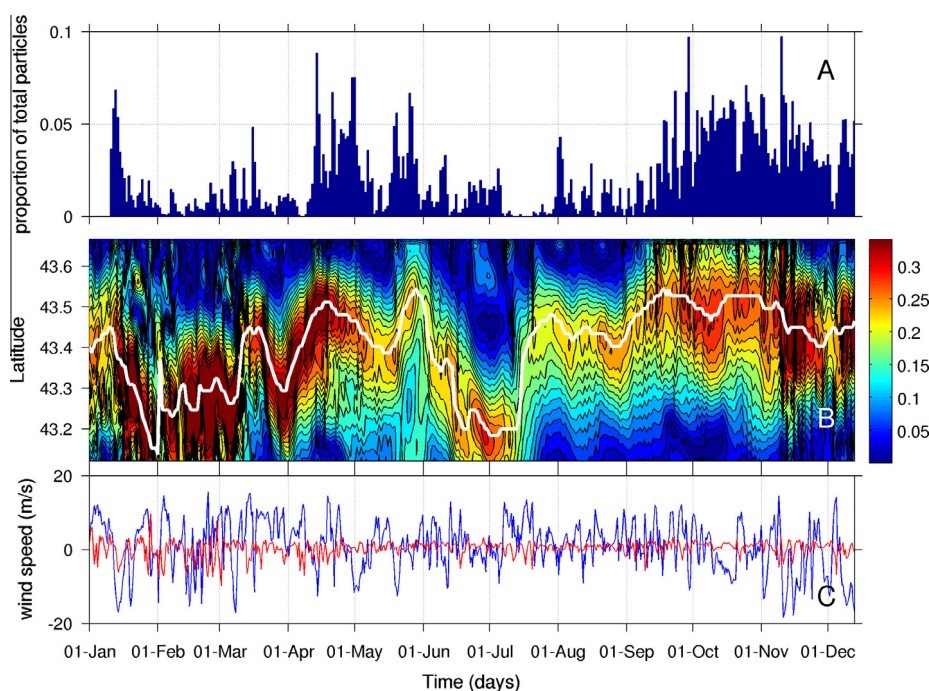


Fig. 2. Year 2001 time series. (A) cross-shore connectivity, (B) time–latitude diagram of the modeled 50-m depth (color, in m s⁻¹) along 7.23°E. The current core (white line) is detected as the maximum of the current on each latitudinal section, smoothed by a 5-points moving average. (C) Wind speed: cross-shore (red) and along the shore (blue) at location 7.5°E, 43.5°N (positive alongshore wind is blowing from the SW). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

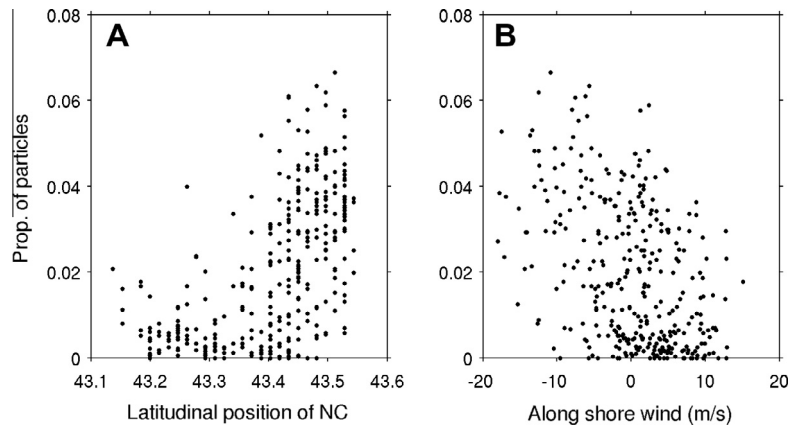


Fig. 3. 2001 Cross-shore connectivity as a function of (A) NC latitude at longitude 7.23°E and (B) alongshore wind at location 7.5°E, 43.5°N (positive alongshore wind is blowing from the SW).

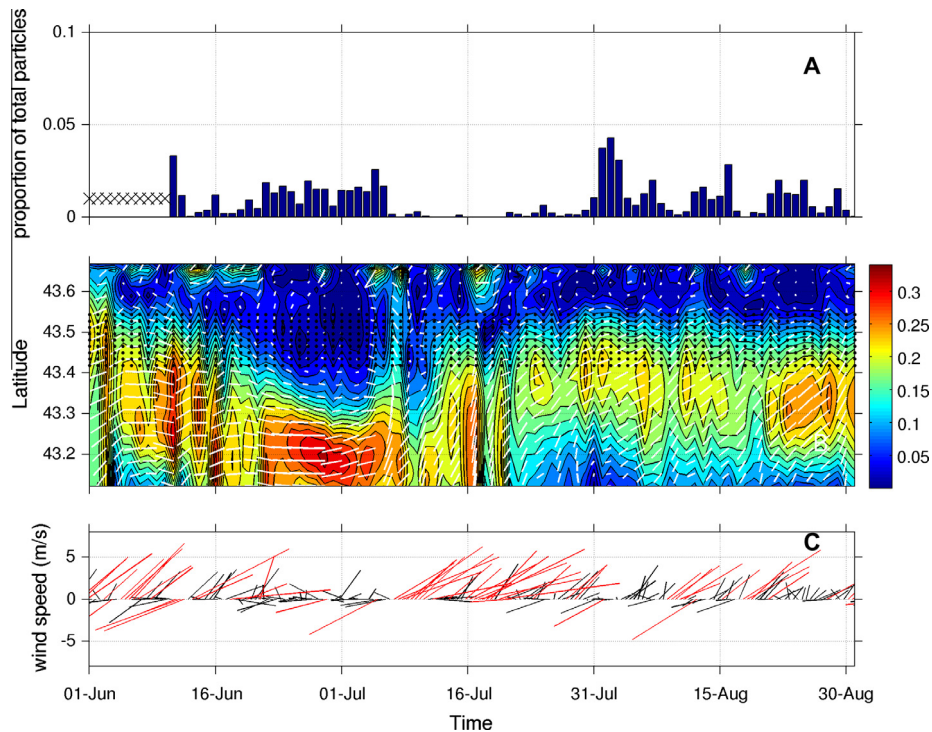


Fig. 4. Summer 2001 time series. Cross-shore connectivity (A) time-latitude diagram of current magnitude (color, in m s^{-1}) and direction (white vectors) along 7.23°E at 5 m (B) and wind stickplot at location 7.5°E, 43.5°N (C). Red sticks indicate wind speeds greater than 5 m s^{-1} . On the time-latitude diagram, the seeding locations are indicated by black dots. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

10th, August 1st, 12th). During SW wind events, the surface current core tends to move offshore (e.g., June 7th, July 8–13th, August 8–12th).

Over the summer of 2006 (Fig. 5A), arrivals are numerous and continuous with time. Cross-shore connectivity averages 3.3% per day. Four main arrival peaks above average are visible on June 17th, July 6th and August 5th and 15th. The NC core is strong and very close to the coast (Fig. 5B), with intensification after July 31st. Little latitudinal displacements occur on June 18th, August 4th and 15th. The wind is weak, with short events of NE and SW sector (Fig. 5C). Northward displacements of the NC are synchronous with NE wind events (June 17th, July 5th).

Finally, if we compare the 2 years as described in Figs. 4 and 5 and 2006 has higher arrivals and an NC core closer to the coast, while 2001 has lower arrivals and an NC farther from the coast, illustrating the impact of the NC position on arrivals (Fig. 3A) for a single year.

3.3. Sensitivity

To assess the sensitivity of the simulated arrivals to the initial distance from the coast and to the run duration, several experiments were carried out (see Table 1). The results (not shown) show that seeding far from the coast yields fewer particle arrivals, while seeding close to the coast yields more (connectivity equals resp. 0.3% and 7%). The same conclusion applies to the run duration, with fewer arrivals for short runs and more arrivals for long runs (connectivity equals resp. 0.04% and 4%). After 11 days, increasing the duration does not significantly change the connectivity time series (increase of less than 10% over the summer period).

In both cases, although the ranges of variation change, time series of arrivals and peaks are consistent. The main peaks are present at all distances and durations, although the timing can change by one or 2 days. The Spearman correlation coefficient r between the different connectivity time series ranges from 0.4 to 0.7 for

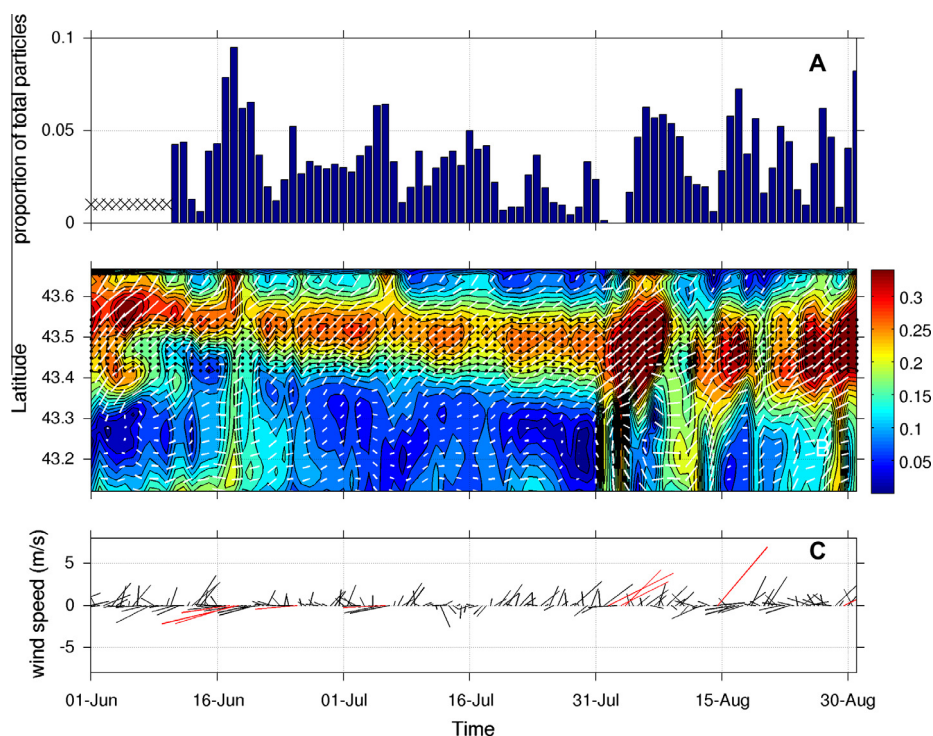


Fig. 5. Summer 2006 time series. Cross-shore connectivity (A) time-latitude diagram of current magnitude (color, in m s^{-1}) and direction (white vectors) along 7.23°E at 5 m (B) and wind stickplot at location 7.5°E , 43.5°N (C). Red sticks indicate wind speeds greater than 5 m s^{-1} . On the time-latitude diagram, the seeding locations are indicated by black dots. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

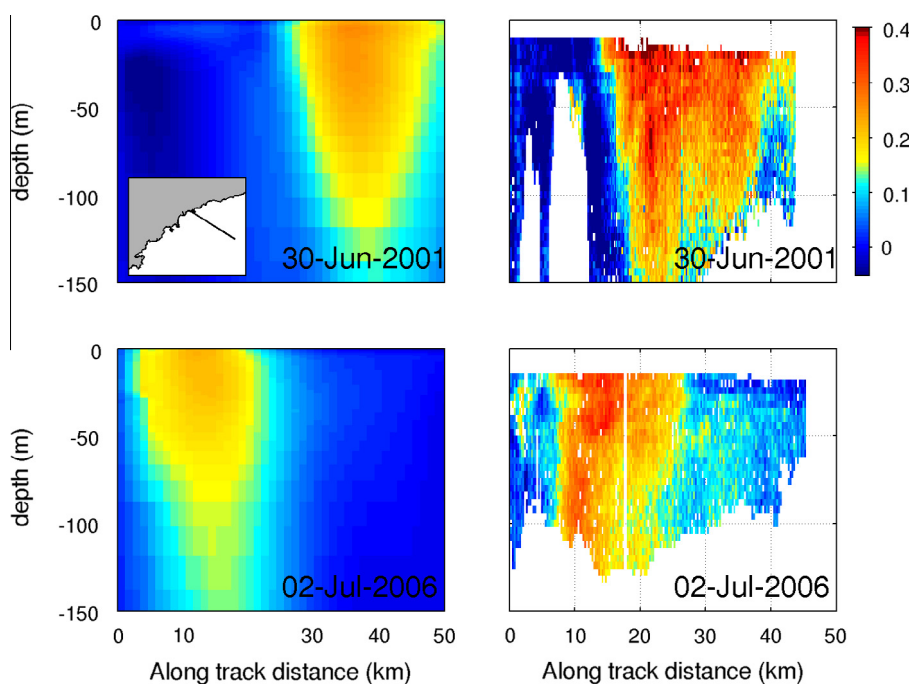


Fig. 6. Summer 2001 and 2006 comparison of modeled current magnitude and ADCP measurements along a Nice-Dyfed vertical section (location shown as black line on the insert map). Panels show the normal component of velocity along the boat track for the modeled current (left) and ADCP measurements (right) for corresponding dates.

the initial distance and is always greater than 0.6 for the duration. Thus, a duration of 10 days and a distance of 7–9 grid points are adequate for our simulations.

4. Comparison with in situ observations

As the NC position appears to be an important factor driving connectivity, we check that the model velocity fields are consistent

with available in situ observations. We then compare the simulated arrivals with observed onshore *Pelagia* presence events that are only available during summer.

4.1. ADCP measurements

Can we trust the simulated velocity fields? A regional scale comparison of the velocity fields outputs with ADCP and altimeter

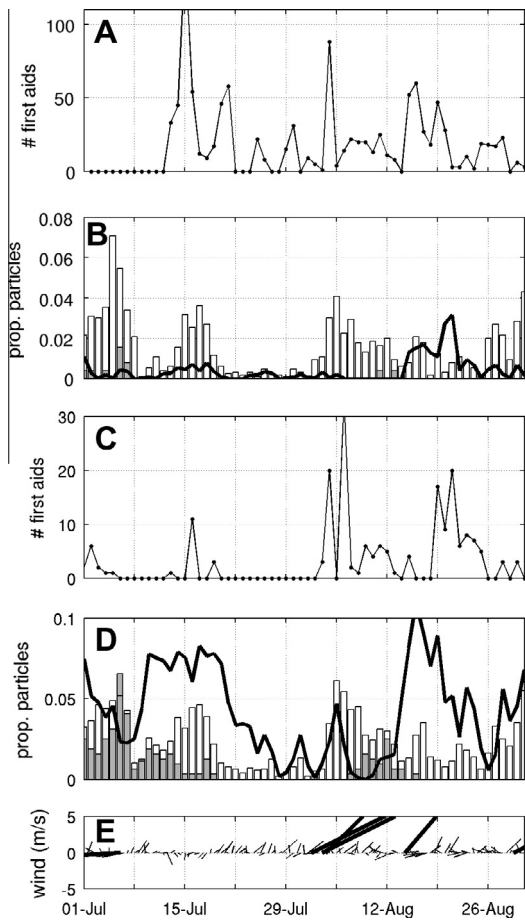


Fig. 7. Summer 2006 comparison of upstream connectivity with beach observations. (A) First aids given at Larvotto beach and (B) upstream connectivity for Larvotto beach zone (white bars, initial positions at grid points 4–6; grey bars, initial positions at 7–9 grid points) and abundance (black line, initial positions at grid points 4–6). (C) first aid administrations at Nice beach and (D) upstream connectivity for Nice beach zone (bars as B) and abundance (black line as B). (E) Wind stickplot at location 7.5°E, 43.5°N. Thick line sticks indicate wind speeds greater than 5 m s^{-1} .

observations over 1999–2001 concluded to a general agreement (Ourmières et al., 2011).

Focusing on the summer season and the Nice-Calvi transect, eight concurrent ADCP measurements and model velocity outputs for years 2001 and 2006 were analyzed, among which two cases are shown (Fig. 6). The simulated NC core is generally correctly located with respect to the coast and has a realistic direction. In 2001, the modeled current is 10 km farther offshore than the ADCP current. The NC core is sometimes closer to the coast in the model outputs than on the ADCP transects, but the current width (ca. 20 km) and its vertical extent (ca. 150 m) are correctly represented. The current intensity is underestimated by 20% to 40% (giving ca. 30 cm s^{-1} for the simulations vs ca. 40 cm s^{-1} for the ADCP in the current core at 30 m depth), as reported by Ourmières et al. (2011). This underestimation results from the weakness of the current at the domain open boundary (Ourmières et al. (2011), see Figs. 5 and 6). The interannual fluctuation of the NC (farther in 2001 compared to 2006) is correctly represented. Overall, the simulated NC core, the maximum of depth-integrated current over 0–50 m, is correctly located with respect to ADCP data (Spearman $r=0.81$, $p=0.01$, $n=8$). As the NC appears to be the main factor impacting cross-shore connectivity, we can derive meaningful transport patterns based on these reasonable velocity fields.

4.2. Onshore *Pelagia* observations from jellyfish monitoring network

We consider here (Fig. 7) the upstream connectivity for the two beach zones presented in Fig. 1B, different from cross-shore connectivity that includes the whole LZ. The abundance in the beach zones was also computed (black lines in Fig. 7B and D). To reach a significant probability of arrival despite the eastern location of these beaches and the small size of the beach zones, initial positions from grid points 4 to 6 seaward were used and shown, as were initial positions from grid points 7 to 9. Here, we discuss arrivals coming from initial positions at grid points 4–6 (white bars in Fig. 7B and D).

In summer 2006, first-aid-based observations show three peaks (July 15th, August 5 and 19th). These peaks are common to the Larvotto and Nice beaches, indicating arrivals at the scale of the region. In the simulated arrivals, four peaks are seen, synchronous for the two beaches, on July 6th and 17th and on August 6th and 18th. There are two peaks in common between observations and simulations (August 6th, 18th). The August 6th peak follows a strong SW wind event. The July 16th peak is not preceded by a wind event but is synchronous with a northward displacement of the current (see Fig. 5). For the Nice beach, simulated and observed time series are significantly correlated when observations are 1-day lagged (Spearman $r=0.32$, $p=0.01$, $n=60$). For the Larvotto beach, the correlation is not significant. The time series of abundance (Fig. 7B and D, black lines) show peaks that are basically similar to the connectivity peaks (except for Larvotto beach on August 5th), but their relative importance is changed, and their duration is increased.

5. Discussion

The recent availability of observations and simulations of ocean currents and particle-tracking tools has led to great interest in the impact of advection on marine-animal migration and distribution (e.g., Scott et al., 2012; Berline et al., 2008), genetic exchanges among remote populations (e.g., White et al., 2010) and larval dispersion (e.g., Siegel et al., 2003; Chiswell and Booth, 2008). The present study examines onshore transport of jellyfish in a coastal domain. As a first step, simulated ocean currents must be validated.

Simulated buoy tracks and velocity fields of GLazur64 compared satisfactorily with real Lagrangian buoy tracks (Guihou et al., submitted for publication) and Eulerian observations (Ourmières et al., 2011); however, the model set up limits the simulated spatial distribution of arrivals (Fig. 1A and B). First, the model resolution (1.25 km) is not adequate to represent the circulation in the littoral zone (the last km near shore). Full representation of the nearshore processes of stranding would require a dedicated modeling approach coupled to that presented here. Second, close to the eastern boundary, very few particles enter the LZ. Indeed, particles entering the LZ at longitude l originate on average from an initial position at longitude $l + 0.5^\circ\text{E}$. At the eastern open boundary, the NC entering the domain is generally too far from the coast (see Ourmières et al., 2011). A larger model domain would be needed to quantify stranding east of $7^\circ30'\text{E}$.

The yearlong simulation shows that arrivals are not restricted to the summer period (Fig. 2A). Thus, summer is not a period with higher arrivals, and no obvious seasonal pattern arises from our results. This yearlong presence, though erratic, is supported by shore-based observations collected off Villefranche-sur-mer (Ferraris, 2012).

Simulated arrivals events occur quasi-synchronously over the studied portion of Ligurian Sea coast. This pattern results from the large-scale pattern of the wind forcing and NC latitudinal dis-

placements, which are generally homogeneous over this area. This large spatial scale of arrival is consistent with observations showing that during years with abundant *Pelagia*, all beaches along the Ligurian coast are invaded (Bernard et al., 2011, and see Fig. 7).

The NC position and the alongshore wind appear to be the major factors driving arrivals (Fig. 3). After the seeding, particles maintain an alongshore distribution, mainly north of the NC. Then, following the NC latitudinal movements, these particles are brought closer to or farther from the coast, with more (resp. less) particle arrival when the current is close (resp. far) to the coast. Combined with the NC fluctuations, the second factor that explains arrivals is the strong wind. In the surface layer, wind induces Ekman currents oriented 45° to the right of the wind direction. In the Ligurian Sea, the dominant wind is alongshore (Bethoux and Prieur 1983, and Fig. 2C), with more SW than NE directionality. Surface Ekman currents are then eastward (onshore, stranding-favorable) for NE wind or westward (offshore, stranding-unfavorable) for SW wind. The relationship between alongshore wind and cross-shore connectivity has more dispersion because the wind and NC effects are mixed together and most likely because the ocean responds to wind forcing with a time lag.

Alongshore wind was reported to impact cross-shore zooplankton distribution (e.g., Batchelder et al., 2002; Bane et al., 2007). Onshore wind bursts were clearly identified by Kaneda et al., (2007) as the cause of a nearshore increase in jellyfish abundance. Storm-induced transport was also identified as key to understanding the stranding of loggerhead turtles in areas far from their usual dispersal routes (Monzon-Argüello et al., 2012).

As alongshore currents serve as transport barriers and thus aggregation areas for zooplankton (e.g., Franks, 1992), their fluctuations in position logically cause changes in abundance in neighboring regions, including nearshore regions. A synoptic survey of nearshore zooplankton and alongshore current would be needed to directly observe the process. Continuous ADCP or HF radar measurements would be appropriate ways for monitoring current position at high spatial and temporal frequency.

Other, less obvious mechanisms can bring particles to the LZ. When the NC is far from the coast, anticyclonic eddies can detach north of the current, as occurred at the end of June 2001 (Fig. 4), and bring particles to the LZ. Similar but larger (50-km diameter) eddies were observed on surface-temperature satellite images (Casella et al., 2011). Although the effect of eddies on transport is local (eddy diameters range from 10 to 20 km), they propagate westward and can eventually impact a significant proportion of the Ligurian coast. Considering the alongshore wind effect, we also observed particles arrivals during days following SW wind events (e.g., on 2006 August 5–6th). During SW wind, the presence of a coast leads to a drop in sea level and deceleration of the geostrophic westward alongshore current, with the reverse occurring for the NE wind (e.g., Csanady, 1982). Based on our simulation, we hypothesize that the SW wind relaxation on August 4th induced the acceleration of the nearshore current and the northward movement of the NC, resulting in particle arrivals onshore. Indeed, the relaxation of westerly winds (e.g., the Mistral) was identified by Gatti (2008) as one cause of NC intrusion on the Gulf of Lions shelf (Gatti et al., 2006), i.e., the northward crossing of isobaths equivalent to the coastal intrusion we observe on August 4th.

Although diel vertical migration is a well-known jellyfish behavior, we can consider the impact it has on connectivity. Experiments with no migration (particles staying at the surface, not shown) produce similar time-series of arrivals but with much higher connectivity and earlier peaks. This is consistent with the higher and more variable velocity field at the surface than at depth. Thus, diel migration behavior prevents jellyfish from stranding and slows down their horizontal drift, thereby increasing retention.

Systematic onshore observations of jellyfish abundance are rare, and recordings of first-aid interventions by lifeguards are the only valid source of data at present. Bernard et al. (1988) reported that *Pelagia* is present along most of the studied coastline, but no high-resolution abundance quantification is presently available for comparison to our abundance estimates (Fig. 1B). Acquiring these data would require a large-scale synoptic survey effort. To this end, the involvement of the general public in observation through citizen-based networks (e.g., meduse.acri.fr) should be fostered. The comparison of time series of arrivals and first-aid observations at the Nice beach shows an approximate agreement in the timing of the peaks (weakly correlated with a 1-day lag, Spearman $r = 0.32$). This comparison is obviously limited, as the spatial scales of the observations (beach) and model differ. We need additional observations, preferably autonomous, to accurately assess the potential of the model. Abundance time series do not show a better timing agreement with observations. As mentioned above, accurate representation of the nearshore retention (an hence of abundance) is beyond the capability of our model, as such results would require higher resolution and the representation of nearshore processes. Dedicated modeling efforts, and/or local in situ estimates of retention, would be useful complements to our model estimates of arrivals.

Our results have several implications. We showed that interannual changes in the NC position and winds strongly impact the abundance of jellyfish in the LZ. Thus, we can ask whether the dramatic interannual fluctuations observed in jellyfish abundance (Goy et al., 1989; Bernard et al., 2011) are linked to the interannual variations in NC position and wind. To answer this question, apart from wind data, we need a long time series of NC position; these data are not presently available but could be extracted from satellite altimetry data. Beyond jellyfish, the effect of transport on nearshore zooplankton composition is a largely unexplored topic (Keister et al., 2011), while most long-term marine monitoring stations are located in nearshore areas due to accessibility constraints (see e.g., Berline et al., 2012).

Investigating the potential source and sink regions of *Pelagia* is another goal of this work (assessing the role of transport at long time and large space scales). Indeed, the jellyfish population observed in offshore Nice most likely originates from upstream regions. The time scales of alongshore transport (average velocity 0.05 m s^{-1} for a jellyfish-particle in the area, i.e., 4 km d^{-1}) and the lifespan of *Pelagia* (approximately 1 year, Morand et al., 1992) imply that adults observed off Nice may have been spawned in the East Ligurian, the Western Corsica region, the Tyrrhenian Sea or further upstream. Basin scale transport is also supported by genetic markers that suggest that the Western Mediterranean populations are well mixed with Atlantic ones (Stopar et al., 2010). A recent study attempted to identify the sources of blooms of *Rhizostoma octopus* in the Atlantic (Lee et al., 2013). With a similar Lagrangian approach using backward-in-time simulations, we can investigate the sink and source regions for *Pelagia* in the Mediterranean Sea and quantify population connectivity among basins.

Finally, this work could serve societal needs. On Ligurian coasts, *Pelagia* invasions are a threat to tourists and the tourism economy in the numerous and densely populated swimming areas. Several cities (Cannes, Monaco) have already set jellyfish nets to protect beaches from *Pelagia*. In this context, forecasting of jellyfish stranding is necessary. Such a system involves (i) the monitoring of offshore *Pelagia* densities, (ii) the forecasting of *Pelagia* passive drift from offshore source regions to the coasts (the topic of this study). Our study has shown the capabilities and limitations of the current observation network and modeling system, which would require a significant societal and research effort to implement a reliable forecasting system for jellyfish stranding.

Acknowledgments

We thank the Région Provence-Alpes-Côte-d'Azur and the FED-ER for funding the Jellywatch program (<http://jellywatch.fr>), and the Ariane development team at LPO, Brest for helpful support. The Observatoire Océanologique de Villefranche-sur-mer is thanked for coordinating the Jellywatch project. ADCP data are distributed by the French INSU within the SAVED project. The model simulations were performed using NEC-SX8 from GENCI-IDRIS resources (grant 2012010227). Finally, we thank F Lombard for helpful discussions.

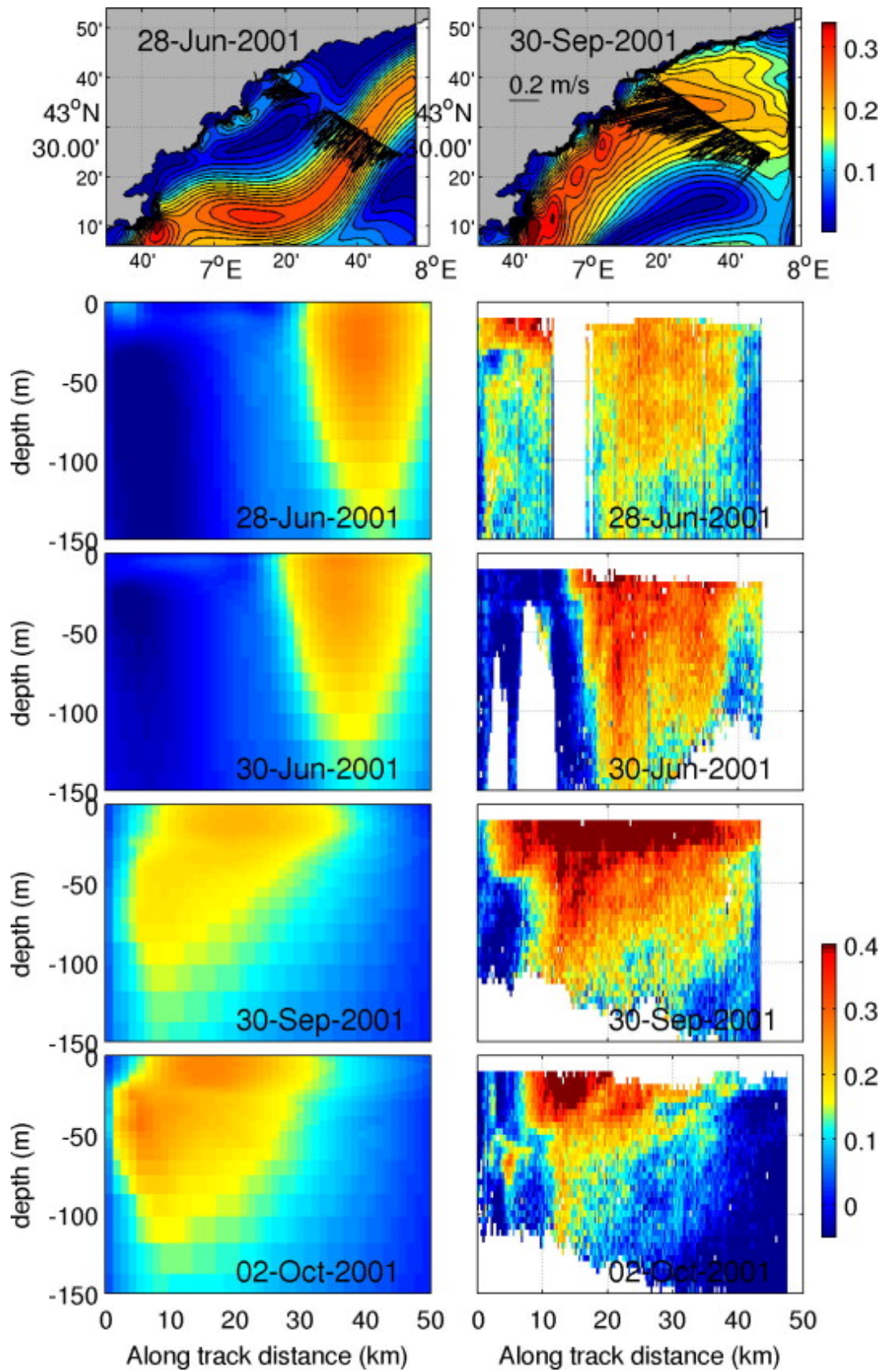
Appendix A. Supplementary data

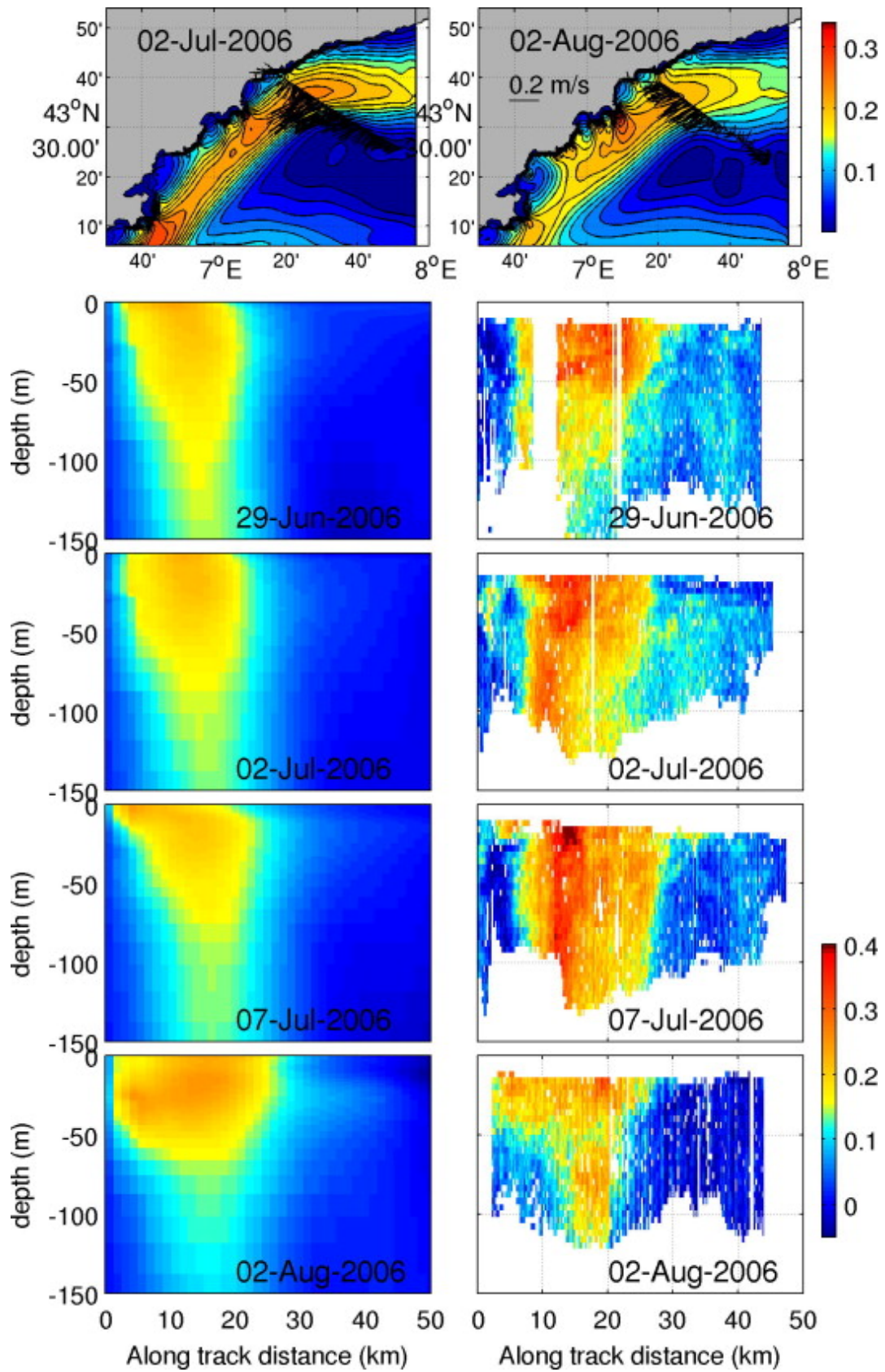
Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.02.016>.

References

- Arai, M.N., 1997. A Functional Biology of Scyphozoa. Chapman & Hall, London.
- Attrill, M.J., Wright, J., Edwards, M., 2007. Climate-related increases in jellyfish frequency suggest a more gelatinous future for the North Sea. *Limnol. Oceanogr.* 52, 480–485.
- Axiak, V., Civili, F.S., 1991. Jellyfish Blooms in The Mediterranean: Causes, Mechanisms, Impact on Man and The Environment. In: A Programme Review. Proceedings of the IInd Workshop on Jellyfish in the Mediterranean, Trieste. UNEP, ed. pp. 1–21.
- Bane, J.M., Spitz, Y.H., Letelier, R.M., Peterson, W.T., 2007. Jet stream intraseasonal oscillations drive dominant ecosystem variations in Oregon's summertime coastal upwelling system. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 104 (33), 13262–13267.
- Barz, K., Hinrichsen, H.H., Hirche, H.J., 2006. Scyphozoa in the bornholm basin, (central baltic sea) – the role of advection. *J. Mar. Syst.* 60 (1–2), 167–176.
- Batchelder, H.P., Edwards, C.A., Powell, T.M., 2002. Individual-based models of copepod populations in coastal upwelling regions: implications of physiologically and environmentally influenced diel vertical migration on demographic success and nearshore retention. *Prog. Oceanogr.* 53, 307–333.
- Berline, L., Spitz, Y.H., Ashjian, C.J., Campbell, R.G., Maslowski, W., Moore, S.E., 2008. Euphausiid transport in the Western Arctic Ocean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 360, 163–178.
- Berline, L., Siokou-Frangou, I., Marasović, I., Vidjak, O., Fernández de Puellas, M.L., Mazzocchi, M.G., Assimakopoulou, G., Zervoudaki, S., Fonda Umani, S., Conversi, A., Garcia-Comas, C., Ibanez, F., Gasparini, S., Stemmann, L., Gorsky, G., 2012. Intercomparison of six Mediterranean zooplankton time series. *Prog. Oceanogr.* 97–100, 76–91.
- Bernard, P., Couasnon, F., Soubiran, J., et al., 1988. Summer monitoring of the jellyfish *Pelagia noctiluca* (Cnidaria, Scyphozoa) on the French Mediterranean coast. *Ann. Inst. Oceanogr.* 64, 115–125.
- Bernard, P., Berline, L., Gorsky, G., 2011. Long term (1981–2008) monitoring of the jellyfish *Pelagia noctiluca* (Cnidaria, Scyphozoa) on Mediterranean Coasts (primarily of Monaco and French Riviera). *J. Oceanogr. Res. Data* 4 (1), 1–10.
- Béthoux, J.-P., Prieur, L., 1983. Hydrologie et circulation en Méditerranée nordoccidentale. *Pétrole et techniques*. 299, 25–34.
- Blanke, B., Raynaud, S., 1997. Kinematics of the Pacific Equatorial undercurrent: a Eulerian and Lagrangian approach from GCM results. *J. Phys. Oceanogr.* 27, 1038–1053.
- Boucher, J., Ibanez, F., Prieur, L., 1987. Daily and seasonal variations in the spatial distribution of zooplankton populations in relation to the physical structure in the Ligurian Sea front. *J. Mar. Res.* 45, 133–173.
- Casella, E., Molcard, A., Provenzale, A., 2011. Mesoscale vortices in the Ligurian Sea and their effect on coastal upwelling processes. *J. Mar. Syst.* 88 (1), 12–19.
- Chiswell, S.M., Booth, J.D., 2008. Sources and sinks of larval settlement in *Jasus edwardsii* around New Zealand Where do larvae come from and where do they go. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 354, 201–217.
- Cowen, R.K., Sponaugle, S., 2009. Larval dispersal and marine population connectivity. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1, 443–466.
- Csanady, 1982. Circulation in the Coastal Ocean. Springer, 279.
- CIESM, 2001. Gelatinous zooplankton outbreaks: theory and practice. CIESM workshop series 14, Monaco, 112 pp.
- Doyle, T.K., De Haas, H., Cotton, D., Dorschel, B., Cummins, V., Houghton, J.D.R., Davenport, J., Hays, G.C., 2008. Widespread occurrence of the jellyfish *Pelagia noctiluca* in Irish coastal and shelf waters. *J. Plankton Res.* 30, 963–968.
- Ferraris, M., Berline, L., Lombard, F., Guidi, L., Elineau, A., Mendoza-Vera, M., Lilley, M.K.S., Taillandier, V., Gorsky, G., 2012. Distribution of *Pelagia noctiluca* (Cnidaria, Scyphozoa) in the Ligurian Sea (NW Mediterranean Sea.). *J. Plankton Res.* 34, 874–885.
- Ferraris, M., 2012. Étude expérimentale de l'écophysologie et de la dynamique de population de la scyphoméduse *Pelagia noctiluca* (Forskål, 1775) en Mer Ligure Nord Occidentale, PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie.
- Fischer, C., Montmerle, T., Berre, L., Auger, L., Stefanescu, S.E., 2005. An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather prediction system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 131 (613), 3477–3492.
- Fossette, S., Putman, N.F., Lohmann, K.J., Marsh, R., Hays, G.C., 2012. A biologist's guide to assessing ocean currents: a review. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 457, 285–301.
- Franks, P.J.S., 1992. Sink or swim, accumulation of biomass at fronts. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 82, 1–12.
- Franqueville, C., 1971. Macroplankton profond (invertébrés) de la Méditerranée nord-occidentale. *Tethys* 3, 11–56.
- Garraffo, Z., Mariano, A., Griffo, A., Veneziani, C., Chassignet, E., 2001. Lagrangian data in a high resolution model simulation of the North Atlantic. 1: Comparison in situ drifters. *J. Mar. Syst.* 29, 157–176.
- Gatti, J., 2008. Intrusions du Courant Nord Méditerranéen sur la partie Est du plateau continental du Golfe du Lion, PhD thesis, Université Aix Marseille II, Marseille, France.
- Gatti, J., Petrenko, A., Devenon, J.L., Leredde, Y., 2006. Modelling the intrusions of the Mediterranean Northern Current on the eastern part of the Gulf of Lion's continental shelf, AGU, EGS, Vienna, abstract.
- Goy, J., Morand, P., Etienne, M., 1989. Long term fluctuations of *Pelagia noctiluca* (Cnidaria, Scyphomedusae) in the western Mediterranean Sea prediction by climatic variables. *Deep-Sea Res.* 36, 269–279.
- Guihou K., Marmain J., Ourmières Y., Molcard A., Zakardjian B., Forget P. New insight of the meso to sub-mesoscale dynamics in the North-Western Mediterranean Sea: a combined data-model approach. *Ocean. Dyn.*
- Jacob, D., Andrae, U., Elgered, G., Fortelius, C., Graham, L.P., Jackson, S.D., Karstens, U., Koeppen, 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.
- Johnson, D.R., Perry, H.M., Burke, W.D., 2001. Developing jellyfish strategy hypotheses using circulation models. *Hydrobiologia* 451, 213–221.
- Johnson, D.R., Perry, H.M., Graham, W.M., 2005. Using nowcast model currents to explore transport of non-indigenous jellyfish into the Gulf of Mexico. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 305, 139–146.
- Kaneda, A., Kohama, T., Kawamura, Y., Takeoka, H., 2007. Periodicity in the accumulation of gelatinous zooplankton during the summer season in the coastal area of Iyo-Nada. *Jpn. Limnol. Oceanogr.* 52, 707–715.
- Keister, J.E., Di Lorenzo, E., Morgan, C.A., Combes, V., Peterson, W.T., 2011. Zooplankton species composition if linked to ocean transport in the California Current System. *Glob. Change Biol.* 17, 2498–2511. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02383.x>.
- Kogovsek, T., Bogunovic, B., Malej, A., 2010. Recurrence of bloom-forming scyphomedusae: wavelet analysis of a 200 year time series. *Hydrobiologia* 645 (1), 81–96.
- Larson, R.J., Mills, C.E., Harbison, G.R., 1991. Western Atlantic midwater hydrozoan and scyphozoan medusae: in situ studies using manned submersibles. *Hydrobiologia* 216 (217), 311–317.
- Lee, P.L.M., Dawson, M.N., Neill, S.P., Robins, P.E., Houghton, J.D.R., Doyle, T.K., Hays, G.C., 2013. Identification of genetically and oceanographically distinct blooms of jellyfish. *J. R. Soc. Interface* 10. <http://dx.doi.org/10.1098/rsif.2012.0920>.
- Lynam, C.P., Gibbons, M.J., Axelsen, B.E., Sparks, C.A.J., Coetzee, J., Heywood, B.G., Brierley, A.S., 2006. Jellyfish overtake fish in a heavily fished ecosystem. *Curr. Biol.* 16, R492–R493.
- Madec, G., 2008. NEMO Ocean General circulation Model Reference Manual. Internal Report. LOCEAN/IPSL, Paris.
- Madsen, O.S., 1977. A realistic model of the wind-induced Ekman boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.* 7, 248–255.
- Malej, A., Vukovic, A., 1984. Some data occurrence and biology of the scyphomedusa *pelagia noctiluca* in the Gulf of Trieste, and the impact of jellyfish swarming on the human activities. In: Proceedings of the Workshop on Jellyfish in the Mediterranean, Athens. UNEP ed., pp. 89–94.
- Mariottini, G.L., Giacco, E., Pane, L., 2008. The mauve stinger *pelagia noctiluca* (Forskål, 1775). distribution, ecology, toxicity and epidemiology of stings. *Mar. Drug* 6 (3), 496–513.
- Miller, T.J., 2007. Contribution of individual-based coupled physical-biological models to understanding recruitment in marine fish populations. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 347, 127–138.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean sea. *J. Mar. Syst.* 20 (1–4), 423–442.
- Monzon-Argüello, C., Dell'Amico, F., Moriniere, P., Marco, A., Lopez-Jurado, L.F., Hays, G.C., Scott, R., Marsh, R., Lee, P.L.M., 2012. Lost at sea: genetic, oceanographic and meteorological evidence for storm-forced dispersal. *J. R. Soc. Interface* 9, 1725–1732.
- Moon, J.-H., Pang, I.C., Yang, J.Y., Yoon, W.D., 2010. Behavior of the giant jellyfish *Nemopilema nomurai* in the East China Sea and East/Japan Sea during the summer of 2005: a numerical model approach using a particle-tracking experiment. *J. Mar. Syst.* 80, 101–114.
- Morand, P., Goy, J., Dallot, S., 1992. Recrutement et fluctuations à long terme de *Pelagia noctiluca* (Cnidaria, Scyphozoa). *Ann. Inst. Océanogr.* Paris 68 (1–2), 151–158.
- Nicolle, A., Garreau, P., Liorzou, B., 2009. Modelling for anchovy recruitment studies in the Gulf of Lions (Western Mediterranean Sea). *Ocean Dyn.* 59, 953–968.
- Niewiadomska, K., Claustre, H., Prieur, L., D'Ortenzio, F., 2008. Submesoscale physical-biogeochemical coupling across the Ligurian current (northwestern Mediterranean) using a bio-optical glider. *Limnol. Oceanogr.* 53, 2210–2225.

- 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, 386–404.
- Purcell, J.E., 2005. Climate effects on formation of jellyfish and ctenophore blooms: a review. *J. Mar. Biol. Assoc. UK* 85, 461–476.
- Prieur, L., 1981. Hétérogénéité spatio-temporelle dans le bassin liguro provençal. *Rapp. Comm. Int. Mer. Méd.* 27, 177–179.
- Qiu, Z.F., Doglioli, A.M., Hu, Z.Y., Marsaleix, P., Carlotti, F., 2010. The influence of hydrodynamic processes on zooplankton transport and distributions in the North Western Mediterranean: estimates from a Lagrangian model. *Ecol. Model.* 221, 2816–2827.
- Scott, R., Marsh, R., Hays, G.C., 2012. A little movement orientated to the geomagnetic field makes a big difference in strong flows. *Mar. Biol.* 159, 481–488.
- Siegel, D.A., Kinlan, B.P., Gaylord, B., Gaines, S.D., 2003. Lagrangian descriptions of marine larval dispersion. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 260, 83–96.
- Stopar, K., Ramsäk, A., Trontelj, P., et al., 2010. Lack of genetic structure in the jellyfish *Pelagia noctiluca* (Cnidaria: Scyphozoa: Semaestomeae) across European seas. *Mol. Phylogenet. Evol.* 57, 417–428.
- White, C., Selkoe, K.A., Watson, J., Siegel, D.A., Zacherl, D.C., Toonen, R.J., 2010. Ocean currents help explain population genetic structure. *Proc. R. Soc. B* 277, 1685–1694.





Liste des acronymes et abréviations utilisés

ADCP Acoustic Doppler Current Profiler, ou Courantomètre à effet Doppler.

ALADIN Aire Limitée Adaptation Dynamique INitialisation.

ANTARES Astronomy with a Neutrino Telescope and Abyss environmental RESearch.

AVISO Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data.

CI Condition Initiale.

CN Courant Nord Méditerranéen, ou Courant Liguro-Provençal.

CNES Centre National d'Étude Spatiales.

CTD Conductivity Temperature Depth.

DYFAMED DYnamique des Flux Atmosphériques en MEDiterranée.

Ec Énergie Cinétique.

ECCOP Étude de la Circulation CÔtière en zone Provençale.

ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

ECOOP European COastal sea Operational observing and Forecasting system.

EGO Everyone's Glider Observatory, anciennement European's Glider Observatory.

EKE Eddy Kinetic Energy, ou énergie cinétique des tourbillons.

GDL64 Golfe du Lion au 1/64°.

GLAZUR64 Golfe du Lion Côte d'AZUR au 1/64°.

GMMC Groupe Mission MERCATOR-Coriolis.

GOS Gruppo di Oceanographia da Satellite.

GPS Global Positioning System.

HF (radar) Haute-Fréquence.

HyMEX HYdrological cycle in Mediterranean EXperiment.

IDRIS Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique.

IFREMER Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer.

- INSU** Institut National des Sciences de l'Univers.
- LIW** Levantine Intermediate Water, ou «eaux Levantines intermédiaires».
- LOCEAN** Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie, Expérimentation et Analyse Numérique.
- LSEET** Laboratoire de Sondage Électromagnétique de l'Environnement Terrestre.
- MAW** Modified Atlantic Water, ou «eaux de surface atlantiques modifiées».
- MED12** Méditerranée au 1/12°.
- MED16** Méditerranée au 1/16°.
- MEDOC** (Zone de convection) MÉditerranée OCcidentale.
- MENOR** Méditerranée NORd-occidentale.
- MERIS** Medium Resolution Imaging Spectrometer.
- MFS** Mediterranean Forecast System.
- MIO** Mediterranean Institute of Oceanology, ou Institut Méditerranéen d'Océanographie.
- MISTRALS** Mediterranean Integrated STudies at Regional And Local Scales.
- MODIS** Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer.
- MOOSE** Mediterranean Ocean Observing System on Environment.
- NASA** National Aeronautics and Space Administration.
- NEMO** Nucleus for European Modelling of the Ocean.
- NetCDF** Network Common Data Format.
- NOAA** National Oceanic and Atmospheric Administration.
- NOCS** National Oceanography Centre of UK.
- OBC** Open Boundary Conditions.
- OPA** Océan PARallélisé.
- PACA** Provence-Alpes-Côte-d'Azur.
- RMS** Root Mean Square.
- RMSE** Root Mean Square Error.
- SAVED** Système Acquisition Validation Exploitation de Données du Téthys II.
- SeaWiFS** Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor.
- SHOM** Service Hydrographique et Océanographique de la Marine.
- SiMED2** Simulation de la MEDiterranée.
- SLA** Anomalie de hauteur de mer, ou Sea Level Anomaly.
- SSH** Sea Surface Height.
- SST** Température de surface de la mer, ou Sea Surface Temperature.

TOSCA Tracking Oil-Spill and Coastal Awareness network.

USTV Université du Sud Toulon-Var.

WIW Winter Intermediate Water, ou «eaux hivernales modifiées».

WMDW Western Mediterranean Deep Water, ou «eaux profondes de Méditerranée ouest».

WRF Weather Research and Forecasting.

Liste des principaux symboles utilisés

- A^h Coefficient de mélange. 36
- α Albedo de la Terre (0.066). 187
- C_D Coefficient de drag. 186, 187
- C_E Coefficient de transfert pour l'évaporation. 186
- C_H Coefficient de transfert pour la chaleur sensible. 186
- c_p Chaleur spécifique de l'air (1 000,5 J/kg). 186
- C_x Vitesse de phase normale. 44, 49
- D^S Termes de turbulence, associés à l'équation de salinité. 33, 34
- D^T Termes de turbulence, associés à l'équation de température. 33, 34
- D^U Termes de turbulence, associés à l'équation du moment. 33, 34
- η Définition de la surface libre de l'océan. 38, 40, 41
- E** Évaporation. 40, 186
- f** Accélération de Coriolis, donnée par $f = 2\Omega \cdot k$. 33
- F^S Termes de frottements de surface, associés à l'équation de salinité. 34
- F^T Termes de frottements de surface, associés à l'équation de température. 34
- F^U Termes de frottements de surface, associés à l'équation du moment. 34
- g** Accélération gravitationnelle. 28, 34
- λ Longueur d'onde. 185
- Λ_ν Chaleur latente de vaporisation ($2,5 \cdot 10^6$ J/kg). 186
- N Fréquence de Brunt-Vaisala. 28
- Ω Vitesse angulaire de la Terre. 33
- P pression de l'eau de mer. 32, 33, 40
- P_0 pression atmosphérique. 32
- q** Humidité spécifique. 186

- Q_{as} Flux air-mer (net). 185
- Q_E Flux de chaleur latente. 185
- Q_H Flux de chaleur sensible. 185, 186
- Q_I Flux solaire incident. 187
- Q_{Lw} Flux thermique. 42, 185, 187
- Q_P Flux de précipitations solides (neige, glace). 185
- Q_{Sw} Flux de courte longueur d'onde net. 42, 185, 187
- R_d Rayon de déformation interne de Rossby (1er mode barocline). 28
- ρ Masse volumique *in-situ*. 28, 32–34
- ρ_0 Masse volumique de référence de l'eau ($102\,734\text{ kg/m}^3$). 32, 33
- ρ_a Masse volumique de l'air ($1,22\text{ kg/m}^3$). 186
- σ Constante de Stefan - Boltzmann ($5,68 \cdot 10^{-8}\text{ W.m}^2.\text{K}^{-4}$). 187
- τ_x Composante zonale du stress du vent. 186
- τ_y Composante méridionale du stress du vent. 186
- θ Température potentielle de l'air. 186
- \vec{U} Vecteur vitesse ($\vec{u}, \vec{v}, \vec{w}$). 32, 33
- U_h Vecteur vitesse horizontale (\vec{u}, \vec{v}). 33
- \vec{U} Vecteur vitesse du vent. 186
- w Composante verticale du vecteur vitesse. 34

Karen GUIHOU

MIO, USTV

Étude de la dynamique du Courant Nord au large de Toulon, à l'aide de modèle, observations *in-situ* et données satellites.

Résumé

L'objectif général de cette thèse est de contribuer à l'avancement de la connaissance de la variabilité du Courant Nord Méditerranéen (CN) et de ses interactions avec la dynamique côtière, en s'appuyant principalement sur une configuration numérique réaliste à haute résolution de la façade méditerranéenne française, basée sur le modèle de circulation océanique NEMO et nommée GLAZUR64.

La validation de cette configuration avec toutes les observations disponibles sur la période d'étude (CTD, gliders, ARGO, radar HF, ADCP, altimétrie et SST satellite) a permis d'évaluer le réalisme des simulations et leur paramétrisation, et de montrer l'apport de la haute-résolution par rapport aux configurations de bassin au 1/12° utilisées aux frontières de GLAZUR64.

Enfin, l'utilisation d'un forçage océanique opérationnel a permis d'utiliser une simulation en complément des données d'une campagne en mer, pour l'étude ciblée d'un tourbillon anticyclonique associé à un méandre du CN au large de Toulon, en avril 2011 [Guihou et al., 2013].

Mot clés : Courant Nord, modélisation, observations, méso-échelle

Study of the Northern Current dynamics in the Toulon region, using modelling, *in-situ* observations and satellite data.

Abstract

The main objective of this work is to improve our knowledge of the Northern Mediterranean Current (NC) variability and its interactions with coastal dynamics, using high-resolution modelling of the North-Western Mediterranean Sea, based on the NEMO code and named GLAZUR64.

The configuration has been validated using all available observations for the period of study (CTD, gliders, ARGO, HF radar, ADCP, satellite altimetry and SST), in order to assess the realism of the simulations and their parameterisations. The contribution of the high-resolution for the simulation of the mesoscale dynamics, compared to 1/12° configurations used at the boundaries is shown.

Finally, the use of an operational oceanic boundary forcing allowed us to use a combined data-model approach to study the generation and advection of an anticyclonic eddy trapped at the coast and associated to a NC meander, flowing off Toulon in April 2011 [Guihou et al., 2013].

Keywords : Northern Current, modelling, observations, mesoscale