

Table des matières

Introduction	5
I Problématique et moyens d'étude	9
1 Courant Nord : de l'échelle du bassin aux côtes varoises	13
2 Modélisation océanique	19
2.1 Le code de calcul NEMO	19
2.2 La configuration GLAZUR64	27
2.3 La configuration NIDOR192	31
3 Observations et mesures	35
3.1 Observations dynamiques	35
3.2 Observations hydrologiques	37
II Apport de la dynamique à haute résolution sur la circulation du bassin nord-occidental méditerranéen.	41
Stabilité de la configuration NIDOR192	45
4 La circulation dans la baie	47
4.1 Les régimes de courant dans la baie semi-fermée	47
4.2 Impact des intrusions d'une branche du courant dans la baie semi-fermée	48
4.3 Le transport entre les passes	52
5 Le Courant Nord le long des côtes varoises	57
5.1 Caractéristiques et positionnement de la veine principale	57
5.2 Représentation de la variabilité à méso-échelle du CN	59
6 Transfert de la dynamique des côtes varoises sur le CN dans le bassin N-O.	67
6.1 En aval du CN	67
6.2 Commentaires sur l'impact en amont	74
Conclusion intermédiaire	75
III Étude prospective et bilan.	79
7 Optimisation de la configuration à haute résolution	81
7.1 Amélioration de la bathymétrie dans la baie	81

7.2	Paramétrisation de l'advection	82
7.3	Paramétrisation du mélange vertical dans une baie semi-fermée de faible fond . .	86
7.4	Apport de la configuration optimum	90
8	Conclusions et perspectives	97
	Table des figures	106
	Liste des tableaux	111
A	Paramétrisation du transfert de TKE sous la couche de surface (rn_efr)	117
B	Assessment of the coastal dynamics in a nested zoom and feedback on the boundary current : the North-Western Mediterranean Sea case.	119
C	Outils de pré-processing développés.	135
C.1	Génération de forçages océaniques et conditions initiales	135
C.2	Génération de forçages atmosphériques	135
D	Couche éponge pour le domaine AGRIF	137
D.1	Couche éponge disponible dans NEMO-AGRIF	138
D.2	Couche éponge codée pour NIDOR192	138
D.3	Conclusion	144

Introduction

La Méditerranée, du latin *Medius terrae*, est une mer microtidale enclavée entre l’Afrique et l’Eurasie avec une superficie avoisinant 2.5 millions de km², ce qui représente seulement 0.8% de la surface mondiale des océans. Depuis l’espace et au regard de l’océan mondial, ce “lac” étroit concentre 150 millions d’habitants et attire de nombreux visiteurs chaque année. Cette forte concentration de population fait de la connaissance de cette mer un enjeu majeur. De plus, elle est assimilable à un modèle réduit d’océan, de par les processus physiques complexes recouvrant un large spectre de variabilité spatiale et temporelle qui s’y déroulent (Send et al., 1999) et sa rapidité de réponse au forçage climatique (Lacombe et al., 1981). Son étude permet donc d’apporter des éléments de compréhension de la physique de l’océan global.

Le système climatique méditerranéen, caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers doux et humides au Nord et semi-arides au Sud, ajouté au fait que cette mer est considérée comme semi-fermée par sa faible communication avec l’océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, profond de 300 m et large au minimum de 14 km, en font un bassin d’évaporation. L’effet des vents et de l’aridité du climat induisent une évaporation qui n’est pas compensée par l’apport des précipitations et des fleuves. Ce déficit en eau et l’excès de sel qui en résultent sont compensés par l’entrée d’eau Atlantique en surface et la sortie d’eau intermédiaire méditerranéenne en profondeur par le détroit de Gibraltar (Millot and Taupier-Letage, 2005; La Violette, 1994). L’apport d’eaux Atlantiques, moins salées et plus froides, est à l’origine de la circulation thermohaline de la Méditerranée. Moins denses que les eaux méditerranéennes et sous l’effet de la force de Coriolis, elles vont s’écouler en surface le long des côtes Africaines jusqu’au détroit de Sicile. À la jonction entre les deux sous-bassins méditerranéens, cette circulation va se scinder en deux branches : l’une d’elle va rester dans le bassin occidental remontant ainsi vers le nord en longeant la Corse, et l’autre va transiter par le bassin oriental avant de retourner dans le bassin occidental. De la mer Ligure à la mer Catalane, la partie nord de la circulation cyclonique du bassin occidental est nommée le Courant Nord (CN) (Millot, 1999). C’est ce courant qui sera étudié dans cette thèse, et plus particulièrement sa circulation au large de la Côte d’Azur et du Golfe du Lion (GdL).

Dans l’océan comme dans l’atmosphère, le mouvement des fluides s’effectue à différentes échelles spatiales et temporelles, allant des échelles moléculaires aux échelles planétaires (Dickey, 1991; Talley, 2011). Entre ces deux extrêmes se situe la méso-échelle, associée à des échelles spatiales de l’ordre de 100 km (10 km en côtier) à plusieurs centaines de kilomètres avec des échelles temporelles s’étalant de plusieurs jours jusqu’à l’année. Les structures à méso-échelle, comme les tourbillons, sont très présents le long des majeurs courants (Stammer, 1997), résultants d’un transfert d’énergie cinétique et/ou potentielle de la grande échelle vers les plus petites (cascade d’énergie). Ces structures à méso-échelle prennent également naissance en aval d’accidents orographiques, comme les caps ou les îles (Doglioli et al., 2004; Arístegui et al., 1997), ou encore sous l’action de l’atmosphère.

Une cascade d’énergie est également possible de la méso-échelle à la subméso-échelle. La subméso-échelle est caractérisée par des processus de l’ordre de 1 à 10 km comme les petits tourbillons,

les filaments ou encore les fronts. Issue du stress du vent ou de l'interaction entre différentes structures à méso-échelle, la submésoscale est un élément important de la circulation côtière.

La connaissance du milieu côtier, zone de transition entre le littoral et le large, connaît un réel attrait ces dernières années car il est au centre de préoccupations écologiques, socio-économiques et touristiques, mais également pour améliorer la compréhension de la dynamique à petite échelle, voire la turbulence. Les populations qui interagissent avec ce milieu, l'exploitation des ressources halieutiques et aquacoles, le transport maritime, les activités nautiques, sont directement exposées aux variations des écosystèmes qui y sont présents et au climat. C'est pourquoi la communauté scientifique cherche à comprendre et définir au mieux ces écosystèmes très complexes et sensibles. Le positionnement côtier du CN fait que ce courant joue un rôle important sur les échanges côte-large (Huthnance, 1995), pouvant agir à la fois telle une frontière entre les eaux côtières et celles du large, mais également ayant un rôle dans les échanges entre les deux milieux par la présence d'activité tourbillonnaire. De nombreuses campagnes d'observations et de mesures *in situ* ont déjà été menées en Méditerranée nord-occidentale, comme dans le cadre du projet MOOSE¹ dont les objectifs sont d'observer sur le long terme l'évolution de ce sous-bassin dans les contextes de changement climatique et de pression anthropique. Les projets TRANSMED² et SAVED³, utilisant respectivement des navires d'opportunités et de recherche pour obtenir des mesures le long de leurs trajets, sont d'autres exemples de projets d'observations de la Méditerranée. À toutes ces mesures s'ajoute l'observation satellitaire, permettant de couvrir de grandes étendues spatiales et temporelles. L'exploitation de ces observations a permis plusieurs études sur la circulation générale du bassin (Millot, 1999; Taupier-Letage and Millot, 1986; Bethoux et al., 1982; Petrenko, 2003; Lapouyade and Durrieu de Madron, 2001) et plus particulièrement sur le CN (Albérola et al., 1995; Albérola and Millot, 2003; Conan and Millot, 1995; Sammari et al., 1995; Flexas et al., 2002; Birol et al., 2010).

Cependant l'utilisation d'observations seules ne suffit pas à étudier et comprendre la circulation, et la modélisation numérique devient alors un outil complémentaire. Permettant l'accès à de nombreuses échelles spatio-temporelles (selon la résolution des configurations numériques) mais également à la totalité de la couche d'eau (de la surface au fond), la modélisation permet de compléter les systèmes d'observations qui n'ont pas une vision spatio-temporelle complète. Combinant simulations numériques et observations, plusieurs travaux ont déjà été réalisés sur la dynamique du CN en mer Ligure (Casella et al., 2011; André et al., 2005), à l'Est du plateau du GdL (Barrier et al., 2016; Petrenko et al., 2005; Gatti, 2008a) et le long du plateau de ce golfe (Auclair et al., 2001; Rubio et al., 2009; Kersale et al., 2013; Echevin et al., 2003; Garreau et al., 2011). Les côtes varoises, qui se trouvent entre la mer Ligure et le GdL, ont été peu étudiées alors que c'est une zone clé dans la circulation du CN où la présence d'une bathymétrie très escarpée et de trois îles entraîne une forte activité à méso-échelle impactant sa circulation en aval (Ourmières et al., 2011). Ce travail vise à comprendre au mieux les processus dynamiques au large des côtes varoises, ainsi qu'à mieux définir le rôle de cette zone clé dans l'évolution du CN.

Ces travaux, dont le but est non seulement de mieux définir la dynamique du CN mais également ses interactions avec le milieu côtier, s'inscrivent dans l'optique de l'océanographie opérationnelle. Outil essentiel dans la prévision du climat, l'océanographie opérationnelle, en complément de la météorologie, nécessite une meilleure connaissance des processus côtiers encore bien mal définis. Les améliorations obtenues dans la représentation d'un courant de bord, comme le CN, peuvent être appliquées à d'autres courants à plus grandes échelles ayant des caractéristiques proches,

1. <http://www.moose-network.fr> : Mediterranean Ocean Observing System for the Environment

2. <http://www.ifremer.fr/lobtn/TRANSMED> : projet mis en place par I. Taupier-Letage

3. <http://www.dt.insu.fr/adcp/adcp.php> : Système Acquisition Validation Exploitation de données du Téthys

comme le Gulf Stream ou le Kuroshio, participants à la circulation thermohaline mondiale. Une des pistes étudiées lors de ces travaux est l'apport d'une meilleure résolution de la dynamique dans des zones ayant un impact déterminant sur le devenir de l'écoulement de courants principaux, dans le but d'améliorer leur représentation générale. L'intérêt sera porté sur l'apport de la dynamique à (sub)méso-échelle sur ce type de courant en utilisant des configurations modèles réalisistes à très haute résolution.

En plus de l'étude du CN, la circulation dans la baie semi-fermée formée par les trois îles, la baie de Hyères, sera examinée. Actuellement très peu d'informations sont disponibles sur la circulation de cette zone côtière. Cependant, cette région est très propice aux activités marines de loisir tout au long de l'année, et est également une zone de protection de l'environnement marin avec la création du Parc National de Port-Cros⁴ depuis 1963. Plusieurs projets de recherche ont été et sont réalisés dans cette baie, comme le projet CADOR⁵ dont l'objectif est de faire un suivi de distribution de déchets flottants puis échoués sur le littoral de la baie de Hyères et du Parc National de Port-Cros utilisant des observations mais également des simulations numériques. D'autres sont menés en aval de la baie comme le projet multidisciplinaire PREVENT⁶ qui est centré sur la circulation dans la rade de Toulon (à l'Ouest de la baie) liée à la circulation du CN ou encore le projet JELLYWATCH⁷ visant à comprendre et prédire les échouages massifs de méduses le long des côtes provençales.

Ce manuscrit est organisé en 3 parties :

La première partie de ce manuscrit s'attache à présenter la problématique de ce travail de thèse à l'aide des précédentes études réalisées sur le CN basées sur des campagnes d'observations et des simulations numériques. L'outil de modélisation numérique NEMO-OPA qui a été utilisé est présenté, suivi par la description des jeux d'observations qui ont servi à valider les simulations. La deuxième partie concerne les résultats numériques obtenus lors de ces travaux de thèse. Tout d'abord, la circulation dans la baie de Hyères est étudiée avec un intérêt particulier sur le lien entre cette circulation locale et le CN. L'impact de l'activité à subméso-échelle du CN sur son écoulement au large de la baie, qui a été identifiée comme une zone clé pour son écoulement en aval, est analysé avec une résolution numérique permettant de résoudre ces échelles. À l'Ouest des côtes varoises, selon l'écoulement du CN, l'influence du transfert des fines échelles représentées dans la précédente zone d'étude sur le devenir du CN est explorée.

Enfin, une troisième partie discute des limitations dans la représentation de la circulation mises en évidence dans la partie précédente. Pour cela, la représentation du mélange vertical et de l'advection horizontale sur la méso-échelle du CN est étudiée, ainsi que l'apport de la bathymétrie dans la génération de ces structures. Cette étude est effectuée le long des côtes varoises, mais également en aval du courant. Cette dernière partie se termine par les conclusions et perspectives de ces travaux.

4. <http://www.portcrosparcnational.fr>

5. http://lseet.univ-tln.fr/~ourmieres/CADOR_WEB.html : CArtographie des îles D'OR

6. PRotection du littoral méditerranéen : EValuation, surveillancE, conséqueNces, impacT économique et sociétal : Application à la Rade de Toulon

7. <https://www.osupytheas.fr/?Jellywatch-PACA>

Première partie

Problématique et moyens d'étude

Rapport-Gratuit.com

La première partie de ce manuscrit est consacrée à la présentation de la problématique de cette thèse et des outils utilisés dans ces travaux.

Basé sur de précédentes recherches, un lien est fait entre la circulation générale du bassin nord-occidental méditerranéen jusqu'à la zone d'étude: les côtes varoises (Chapitre 1). La mise en évidence des limitations actuellement rencontrées sur la description de la dynamique du CN dans cette zone mènera à la problématique de cette thèse.

La modélisation numérique, qui est le principal outil de cette étude, est introduite ainsi que le code numérique utilisé: NEMO (Chapitre 2). Les configurations utilisées dans ces travaux sont par la suite décrites.

Le dernier chapitre de cette partie est consacré à la présentation des jeux d'observations dynamiques et hydrologiques de l'océan utilisés pour la validation des simulations numériques (Chapitre 3).

Chapitre 1

Courant Nord : de l'échelle du bassin aux côtes varoises

La circulation du bassin occidental méditerranéen a été étudiée à l'aide de nombreuses campagnes de mesures et d'observations satellites. Les travaux de Millot (1999) ont montré que le CN, qui est la part de la circulation cyclonique méditerranéenne au nord du bassin, est composé des MAW¹, LIW², WMDW³ et WIW⁴ quand elles existent (la description de la formation et écoulement de ces masses d'eau (figure 1.1) pourra être trouvée dans la bibliographie de C. Millot et ne sera pas reprise ici). Le CN s'écoule le long du plateau continental, longeant ainsi les côtes françaises et espagnoles jusqu'au îles Baléares (Millot, 1991; Lopez-Garcia et al., 1994) où il se sépare en deux branches: une première longeant la côte jusqu'au détroit de Gibraltar, et une seconde remontant au nord des îles Baléares.

La variabilité saisonnière des courants ECC⁵ et WCC⁶ qui composent le CN à leur jonction dans le bassin ligure, joue un rôle sur le positionnement et l'intensité du CN. Bien que la variabilité du WCC puisse être considérée négligeable (Astraldi and Gasparini, 1992), la circulation des LIW dans le canal Corse est trois fois plus forte en hiver (La Violette, 1994). De plus, l'ECC étant abrité des vents froids hivernaux, les LIW se refroidissent moins que les eaux qui composent le WCC. Cette variabilité saisonnière implique un CN plus chaud que les eaux du bassin de l'hiver au printemps (figure 1.2). Sur la figure 1.2, représentant la SST satellite moyennée sur un hiver, le CN longe la côte d'Azur, s'écoulant le long des côtes varoises avant de suivre le talus du GdL. Le rôle de barrière que le courant peut avoir entre les eaux du large et les eaux côtières est bien visible ici : une nette différence de température de surface est présente entre les eaux du plateau, qui sont plus froides, et celles de la veine de courant. Cette augmentation du transport de l'ECC en hiver est également à l'origine d'un resserrement (environ 25 km) et d'un approfondissement (450 m) de la veine, accompagnés d'une accélération (0.5 m.s^{-1}) (Taupier-Letage and Millot, 1986; Millot, 1999) et d'une forte activité méso-échelle.

De l'été à l'automne, le CN est plus large (40 km) avec une profondeur de 250 m (Albérola et al., 1995; Petrenko, 2003; Conan and Millot, 1995). Durant cette période où l'activité à méso-échelle est plus faible, le CN ralentit (0.2 m.s^{-1}) et ses propriétés hydrologiques correspondent à celles des MAW.

L'activité à méso-échelle du CN, comme les tourbillons et les méandres, est maximum en hiver (Sammari et al., 1995; Conan and Millot, 1995). En effet, s'écoulant très près des côtes en hiver, l'interaction entre le fond et le courant est plus importante à cette saison, entraînant l'apparition

-
1. Mediterranean Atlantic Water
 2. Levantine Intermediate Water
 3. West Mediterranean Deep Water
 4. Winter Intermediate Water
 5. East Corsica Current
 6. West Corsica Current

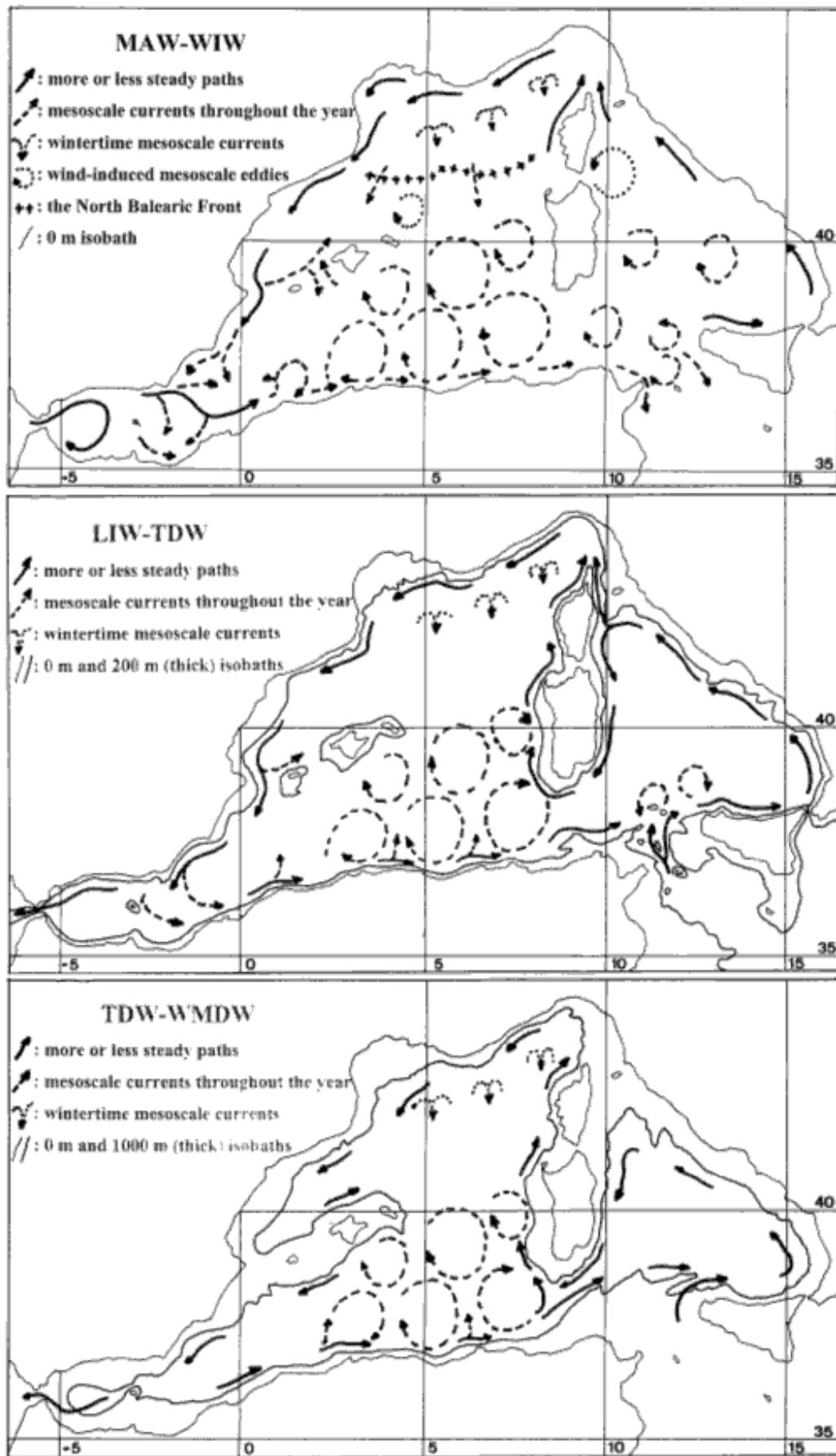


FIGURE 1.1 – Circulation des masses d'eau dans le bassin occidental méditerranéen, de haut en bas : des eaux Atlantiques modifiées (MAW), des eaux intermédiaires Levantines (LIW) et des eaux profondes méditerranéennes (WMDW). (figures issues de ([Millot, 1999](#)))

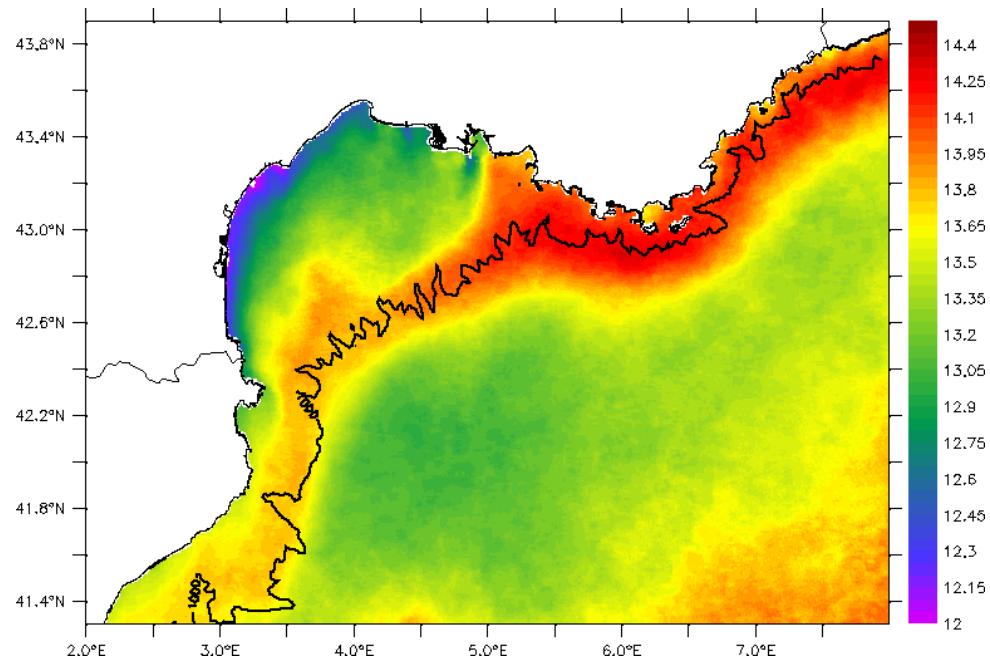


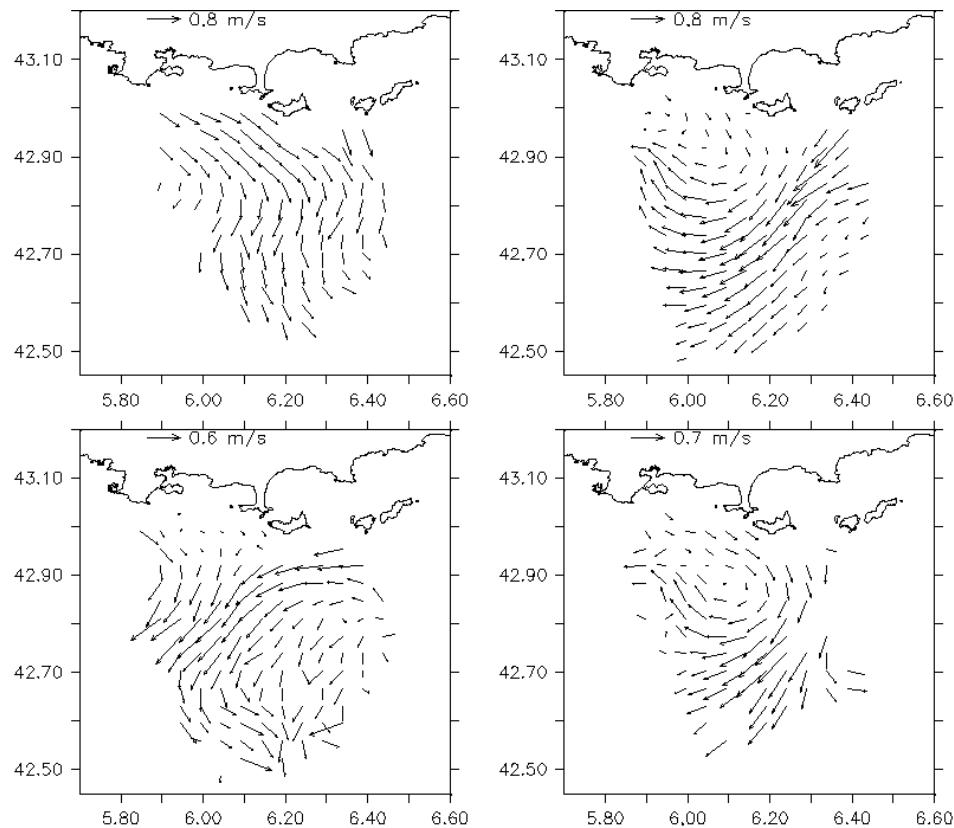
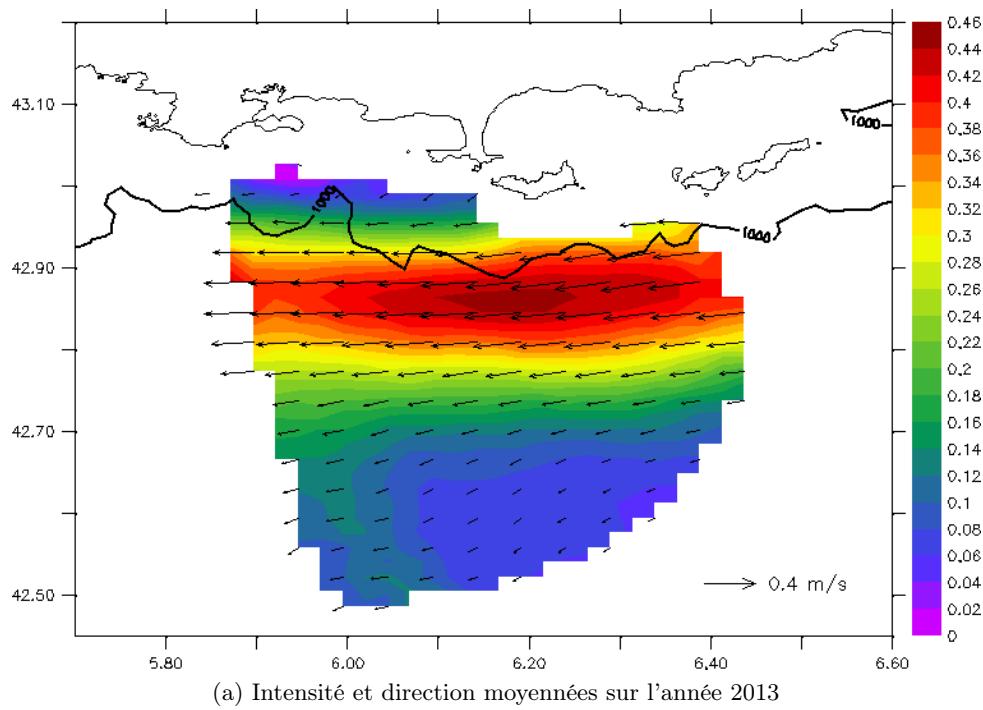
FIGURE 1.2 – Température ($^{\circ}\text{C}$) de surface moyenne observée par satellite durant l'hiver 2013-2014. L'isobathe 1000 m est superposée en noir.

d'instabilités (Sammari et al., 1995; Petrenko, 2003; Flexas et al., 2002) pouvant donner lieu à des méandres atteignant 10 à 100 km (Conan and Millot, 1995).

Le CN est un courant géostrophique (Conan and Millot, 1995), dû à l'ajustement isopycnal entre les différentes masses d'eaux qui le composent, fortement influencé par la bathymétrie. Du bassin Ligure aux côtes espagnoles, le courant rencontre une zone où le plateau continental est quasi-inexistant avec des fonds très escarpés couverts de profonds canyons jusqu'à l'entrée du GdL où la présence d'un vaste plateau continental peu profond (environ 150 m) va l'éloigner de la côte. Situées entre ces deux zones aux caractéristiques bathymétriques différentes, les côtes varoises sont une zone de transition. L'observation du CN au large de Toulon à l'aide de radar HF (par exemple sur la figure 1.3 où le courant de surface observé est présenté) montre un CN en moyenne bien établi au sud de l'isobathe 1000 m, avec une direction Ouest (figure 1.3a, haut) mais également une activité à petite échelle non négligeable observée sur des moyennes quotidiennes (figure 1.3b, panneaux inférieurs). En effet, sur 4 journées différentes, les observations radar montrent un courant de surface déstructuré par les effets d'un vent de Nord pour le 10/05/2013, par la présence de méandre (13/03/2013 et 10/01/2013) ou encore une structure tourbillonnaire au large de Toulon provoquant un décrochage du CN vers le Sud le 12/03/2013. Ces événements, modifiant la position du CN au large de Toulon, vont par la suite avoir un impact sur son écoulement en aval.

De nombreuses études ont été réalisées sur le devenir du CN en amont (Taupier-Letage and Millot, 1986; Albérola et al., 1995; Sammari et al., 1995; Bethoux et al., 1982) et en aval (Albérola and Millot, 2003; Conan and Millot, 1995; Flexas et al., 2002; Petrenko, 2003; Rubio et al., 2009; Lapouyade and Durrieu de Madron, 2001) des côtes varoises. Bien que cette zone soit considérée comme importante dans l'accélération et l'orientation du CN (Ourmières et al., 2011) et un lieu de génération d'instabilités du courant dû au trait de côte (Guilhou et al., 2013), peu d'études ont été menées au cœur de cette zone.

Concernant la circulation dans la baie de Hyères, très peu d'observations sont disponibles. Cependant, cette baie peu profonde et semi-fermée par la présence de trois îles est sujette aux



(b) Direction du courant sur une moyenne horaire. L'échelle des flèches représentant l'intensité. Haut Gauche : 10/05/2013 – Haut Droite : 13/03/2013 – Bas Gauche : 10/01/2013 – Bas Droite : 12/03/2013

FIGURE 1.3 – Courants (m/s) de surface observés par radar HF au large de Toulon.

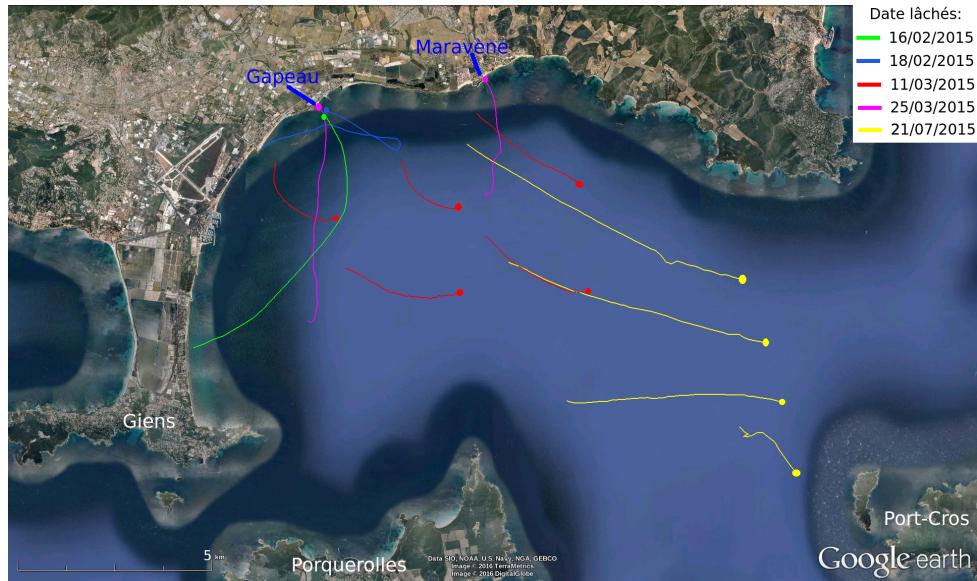


FIGURE 1.4 – Trajectoires de dérive de bouées lagrangiennes. Plusieurs lâchés ont été effectués entre le 16 Février et le 21 Juillet 2015 dans le cadre du projet CADOR. Les positions initiales des flotteurs sont symbolisées par des cercles.

vents dominants dans la zone ainsi qu'au CN passant au Sud. L'utilisation de bouées dérivantes, dans le cadre d'une campagnes d'observations menée au laboratoire MIO, a permis de mettre en évidence l'influence du vent sur le transport dans cette région, comme par exemple les lâchés réalisés les 11/03 et 21/07/2015 par un vent à dominance Est (figure 1.4). L'impact des fleuves locaux, comme le Gapeau ou encore la Maravène, est négligeable dans la zone d'étude sauf en période de fortes pluies où la crue peut engendrer un apport considérable d'eau dans la baie. Ces crues lorsqu'elles sont suivies d'un vent à dominante Nord entraînent un export d'eau vers le Sud avec des vitesses pouvant atteindre en moyenne 40 cm/s (figure 1.4, lâchés de bouées les 16/02 et 18/03/2015). Le 18/02/2015 avec un vent de Nord (figure 1.4), la bouée a pris une direction Sud-Est avant de virer de cap et de partir plein Ouest vers la côte, mettant en évidence des cisailles horizontales de courant très proches des côtes, à moins de 2 km. Il ressort de ces observations une circulation dans la baie très influencée par les conditions météorologiques, interagissant aussi avec le courant de bord (CN) et sa variabilité..

En plus des observations, la modélisation numérique est un outil utilisé pour l'étude du CN le long des côtes françaises et espagnoles mais également pour l'étude de processus, comme la convection profonde en dans le bassin nord-ouest méditerranéen (Estournel et al., 2016; Madec et al., 1991), l'interaction du CN avec le talus du GDL (Echevin et al., 2003) ou encore l'activité à méso voire sub-méso-échelle (Bouffard et al., 2012; Garreau et al., 2011). Les travaux de Guihou et al. (2013) (figure 1.5) montrent la concordance des courants de surface modélisés à l'aide de la configuration GLAZUR64 (configuration décrite en section 2.2) avec la température et la concentration en chlorophylle-a issues d'observations satellites lors d'un événement tourbillonnaire au large des îles d'Hyères le 03/04/2011. Le positionnement et le phasage de ce tourbillon modélisé avec les observations montre que la modélisation numérique du CN dans cette zone est correctement établie à cette échelle.

Comme le CN est un courant de densité, l'ordre de grandeur de sa méso-échelle est celui du rayon de déformation interne de Rossby R_d (1er mode barocline), déterminant l'échelle à partir de laquelle la force de Coriolis devient aussi importante que la force de flottabilité. À partir de travaux de modélisation, il a été montré que R_d est de l'ordre de 5-6 km en hiver pour le

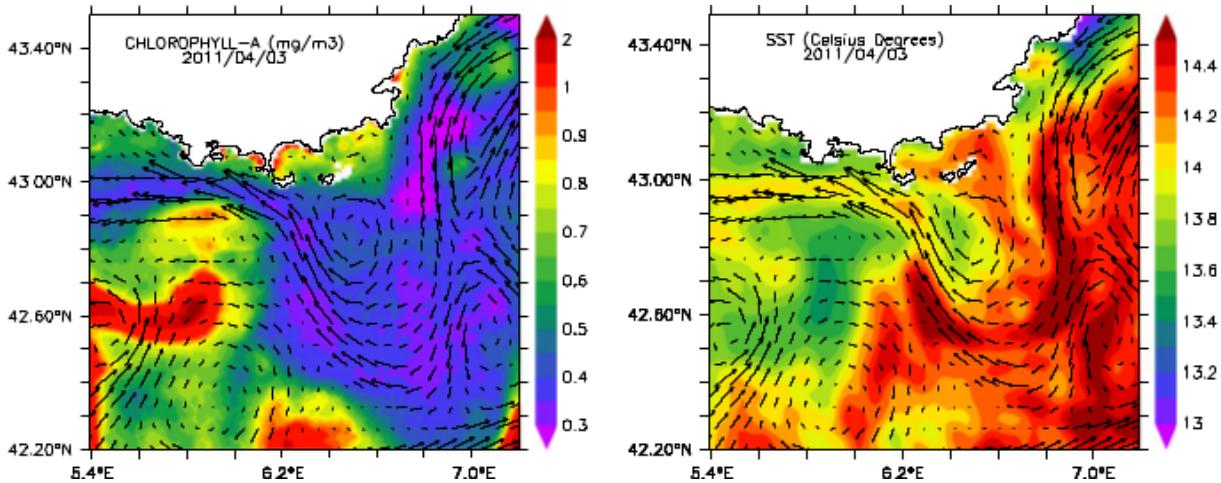


FIGURE 1.5 – Fond de carte : Données satellite pour le 03 Avril 2011. Gauche : Concentration en chlorophylle a (mg/m^3) (produit L4, projet MyOcean). Droite : SST ($^{\circ}C$) (produit L4, projet MEDSPIRATION). Les courants de surface simulés à l'aide de la configuration NEMO-GLAZUR64 sont superposés avec les vecteurs (en noirs) sur les deux cartes. (figures issues de Guihou et al. (2013))

CN (Guilhou, 2013), définissant ainsi la résolution minimum des configurations, de l'ordre du kilomètre, nécessaire pour simuler cette méso-échelle. Dans la baie semi-fermée, il a été montré dans les mêmes travaux que le R_d est inférieur à 3 km en hiver, impliquant la nécessité d'une résolution numérique plus fine pour résoudre la méso-échelle, voire la subméso-échelle de la zone.

Dans le but de poursuivre l'étude du CN ainsi que le couplage de celui-ci avec la circulation de la baie, il a été choisi dans ces travaux d'utiliser la modélisation numérique avec un couplage *online* de deux configurations modèles : une première couvrant la Côte d'Azur et le GdL à l'échelle kilométrique et une seconde, avec une résolution plus fine, couvrant la baie et le large des îles d'Hyères. Les simulations obtenues seront ensuite comparées aux observations disponibles dans les zones d'étude.

Chapitre 2

Modélisation océanique

Les modèles numériques sont des outils désormais incontournables et complémentaires aux observations océaniques pour la description des différents processus océaniques. Les modèles de circulation 3D sont largement utilisés pour étudier la dynamique méditerranéenne, différentes configurations ont été développées utilisant différents modèles : parmi les plus récentes on peut citer celles utilisant les codes NEMO (Brossier et al., 2014), MARS3D (Pairaud et al., 2011), SYMPHONIE (Marsaleix et al., 2008) et ROMS (Escudier et al., 2016).

Les modèles numériques d'océan sont basés sur la résolution des équations primitives discrétisées sur des grilles de calculs, dont la résolution est liée aux dimensions des phénomènes étudiés. Les récentes innovations informatiques permettent de modéliser des processus physiques à méso-(voire sub-mésos) échelles, une nécessité pour la description de la dynamique en zone côtière.

Lors de ces travaux, il a été choisi d'utiliser le code de calcul NEMO, dont la description est faite ci-après.

2.1 Le code de calcul NEMO

NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) permet la modélisation de la physique de l'océan, à l'aide du module OPA¹, développé par Madec et al. (1998), mais comporte également un modèle de glace, LIM², ainsi qu'un module de biogéochimie, TOP³. Comme son nom l'indique, NEMO est développé principalement en Europe, initialement au LOCEAN⁴, mais il est également utilisé par la communauté scientifique internationale, comme le NOC⁵ et le Met Office qui sont les centres nationaux océanographique et météorologique de Grande Bretagne ou le groupe canadien MEOPAR modélisant la mer des Salish pour la gestion des risques dans les zones côtières lors de tempêtes. NEMO est également employé en configurations globales opérationnelles, par Mercator-Océan⁶ par exemple. De plus, les récentes optimisations du code et l'ajout d'un module permettant l'imbrication de zoom *online* rendent ce code de calcul propice à la modélisation côtière réaliste à haute résolution.

Le système d'équations primitives résolu par NEMO, ainsi que les paramétrisations propres aux configurations côtières utilisées dans ces travaux sont décrits ci-dessous. La documentation complète du code pourra éventuellement fournir au lecteur des détails sur le code (Madec, 2008).

-
1. Océan PArallélisé
 2. Louvain-la-Neuve Ice Model
 3. Tracer in the Ocean Paradigm
 4. Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie, Expérimentation et Analyse Numérique
 5. National Oceanography Centre
 6. <http://www.mercator-ocean.fr> : Centre français d'océanographie opérationnelle.

2.1.1 Équations primitives

L'océan est un fluide pouvant être décrit à l'aide des équations primitives, qui sont des équations d'état non linéaires reliant température, salinité et vitesse du fluide. Le système d'équations est composé de 7 inconnues : les 3 composantes de la vitesse, \vec{U} , la température, T, la salinité, S, la pression, P, et la masse volumique, ρ .

Ce système étant composé d'équations non-linéaires, il est nécessaire pour le résoudre de poser des hypothèses et des approximations simplificatrices qui sont liées aux échelles spatio-temporelles auxquelles on s'intéresse.

2.1.1.1 Équations générales

Les équations du mouvement, ou encore équations de Navier-Stokes, décrivent le mouvement d'un fluide. Elles sont basées sur les principes de la dynamique reliant l'accélération d'une particule fluide à la somme des forces qui lui sont appliquées. Dans un repère orthonormé ($\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$) relié à la Terre, ce système devient :

$$\frac{d\vec{U}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{U} + D^U + F^U \quad (2.1)$$

Où :

- t est le temps
- \vec{U} représente le vecteur tridimensionnel de vitesse
- ρ est la densité du fluide
- p est la pression
- \vec{g} est l'accélération gravitationnelle
- $\vec{\Omega}$ représente la rotation de la Terre
- F représente les forçages de surface
- D représente la paramétrisation des processus à petite échelle
- $\vec{\nabla}$ est l'opérateur de dérivée vectorielle
- L'opérateur $\frac{dX}{dt} = \frac{\partial X}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} X$ représente la dérivée partielle.

L'équation de conservation de la masse s'écrit :

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad (2.2)$$

Les équations de conservation du sel et de la température sont respectivement :

$$\frac{dS}{dt} = -\nabla \cdot (S\vec{U}) + D^S + F^S \quad (2.3)$$

$$\frac{dT}{dt} = -\nabla \cdot (T\vec{U}) + D^T + F^T \quad (2.4)$$

2.1.1.2 Hypothèses simplificatrices

- *Approximation d'une Terre sphérique* : les surfaces géopotentielles sont supposées être des sphères concentriques, donc la gravité est considérée parallèle au rayon de la Terre.
- *Approximation de couche fine* : la profondeur de l'océan est considérée négligeable par rapport au rayon de la Terre.

- *Hypothèse de fermeture turbulente* : les flux turbulents, qui représentent l'effet des petites échelles sur les grandes, sont exprimés en terme de processus à grande échelle.
- *Hypothèse de Boussinesq* : les variations horizontales de densité sont considérées négligeables devant la valeur moyenne. Seule la variation verticale de cette grandeur est prise en compte pour sa contribution aux forces de flottabilité. On estime la masse volumique comme étant la somme d'une masse volumique de référence, ρ_0 et d'une perturbation, ρ' :

$$\rho(p, T, S) = \rho_0 + \rho'(x, y, z, t) \quad (2.5)$$

En utilisant cette approximation dans l'équation du mouvement (Eq.2.1) et une analyse en ordre de grandeur, on obtient :

$$\frac{d\vec{U}}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \vec{\nabla} p + \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{U} + D^U + F^U \quad (2.6)$$

- *Hypothèse hydrostatique* : l'équation du moment sur la verticale est réduite à l'équilibre entre le gradient vertical de pression et la force de flottabilité. Cette hypothèse induit que les processus convectifs ne sont pas pris en compte, ils doivent donc être paramétrés. En effet, la pression appliquée à une particule fluide est considérée comme la somme de la pression atmosphérique p_0 et la pression de la colonne d'eau au-dessus, $p'(x, y, z, t)$:

$$p = p_0(x, y, z, t) + p'(x, y, z, t) \quad (2.7)$$

La pression atmosphérique est en général négligée, ce qui ramène l'expression de la pression totale p à la simple composante hydrostatique p' .

Considérant également l'hypothèse d'incompressibilité, la variation de pression sur la verticale est associée à une variation de masse volumique, équilibrant ainsi le gradient de pression vertical et la force de flottabilité :

$$\vec{\nabla}_z p = \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad \text{soit} \quad p_z = \int_0^z -\rho g dz \quad (2.8)$$

- *Hypothèse d'incompressibilité* : la divergence (3D) de la vitesse est nulle.

$$\nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad \text{ou} \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.9)$$

L'équation du mouvement étant réduite à l'équation hydrostatique (Eq.2.8) pour la composante verticale, la non divergence de la vitesse du fluide permet de déduire la variation de vitesse verticale $\frac{\partial w}{\partial z}$ des variations de vitesses horizontales (Eq.2.9).

Suivant ces hypothèses le système d'équations primitives précédent devient :

$$\frac{\partial \vec{U}_h}{\partial t} = - \left[(\vec{\nabla} \times \vec{U}) \times \vec{U} + \frac{1}{2} \nabla (\vec{U}^2) \right]_h - f \vec{k} \times \vec{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \vec{\nabla}_h p + D^U + F^U \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.11)$$

$$\nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S \vec{U}) + D^S + F^S \quad (2.13)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T \vec{U}) + D^T + F^T \quad (2.14)$$

$$\rho = \rho_0 + \rho'(x, y, z, t) \quad (2.15)$$

où l'indice h représente les composantes horizontales des vecteurs, ρ_0 est la densité de référence de l'eau de mer, f est le paramètre de Coriolis tel que $f = 2\Omega \cdot \vec{k}$. Les termes D sont les paramètres des processus sous-mailles développés dans la section 2.1.4.

2.1.2 Expression de la surface libre

Suivant l'hypothèse hydrostatique (Eq.2.8), la pression est estimée comme étant la masse de la colonne d'eau présente au-dessus. La variation de la hauteur de mer doit être prise en compte dans le calcul du gradient de pression.

Cette hauteur d'eau peut être déterminée de deux façons : (i) en introduisant l'élévation de la surface libre, notée η , ce qui permettra de calculer le gradient de pression de manière pronostique, (ii) en considérant l'interface entre l'air et l'océan comme étant un toit rigide, entraînant une détermination diagnostique du gradient de pression.

Dans l'approximation de "toit rigide", on considère la surface de l'océan comme étant lisse, donc la surface est indexée en $z=0$, et qu'il n'y a pas de vitesses verticales en surface. Cette approximation est valable lorsque l'élévation de surface est négligeable devant la hauteur d'eau totale de l'océan. De moins en moins utilisée par la communauté, cette dernière formulation n'est plus présente dans le code NEMO à partir de la version 3.4.

Dans la formulation de surface libre, l'élévation de surface est solution de l'équation pronostique :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot [(H + \eta) \vec{U}_h] + P + R - E \quad (2.16)$$

avec H la profondeur de l'océan, P les précipitations, E l'évaporation et R l'apport d'eau terrestre.

Les mouvements verticaux de la surface permettent la propagation d'ondes de gravité. Ces ondes sont barotropes avec une vitesse de phase élevée, ce qui implique un pas de temps de calcul très petit afin de préserver la condition CFL⁷ (Courant et al., 1967) qui est $\Delta t < \frac{\Delta x}{c}$. Afin de résoudre cette difficulté, différentes méthodes sont utilisées. La première, nommée *time-splitting* (Killworth et al., 1991; Zhang and Endoh, 1992), consiste à séparer la résolution des équations barotrope et barocline, avec un pas de temps barotrope plus petit que le barocline afin de résoudre la propagation des ondes de gravité. La part barotrope est ensuite moyennée sur le temps d'intégration barocline, avant d'être ajoutée à celle barocline. Une deuxième est l'utilisation d'un schéma implicite (Dukowicz and Smith, 1994). Dans NEMO, une troisième méthode est utilisée, elle consiste à filtrer temporellement les ondes barotropes qui ne peuvent être résolues suivant la CFL par l'ajout d'une force supplémentaire $-gT_c \nabla \left(\tilde{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial t} \right)$ qui agit comme un filtre passe-bas d'ordre 1 avec une période de coupure T_c (Roullet and Madec, 2000) :

$$\frac{\partial \vec{U}_h}{\partial t} = \vec{M} - gT \vec{\nabla} (\tilde{\rho} \eta) - gT_c \vec{\nabla} \left(\tilde{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \quad (2.17)$$

avec $\tilde{\rho} = \frac{\rho}{\rho_0}$ la densité adimensionnée, et \vec{M} qui représente les autres termes de l'équation du mouvement selon l'horizontale (Eq.2.10). La période de coupure, T_c est fixée à deux fois la valeur du pas de temps barocline afin de garantir une stabilité optimale.

7. Courant Friedrichs Lewy

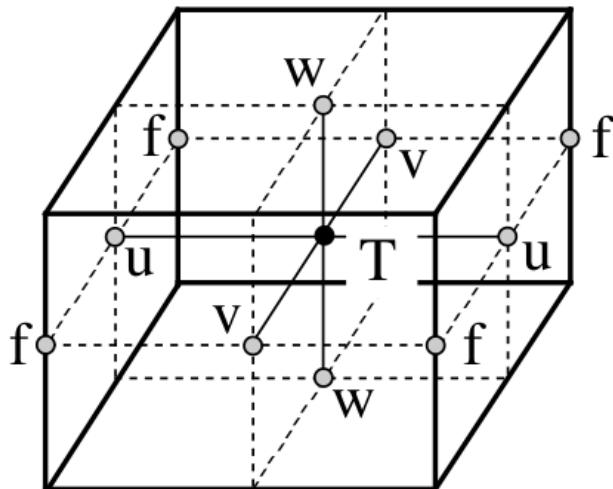


FIGURE 2.1 – Grille Arakawa-C. Le point T indique l'emplacement des champs scalaires (température, salinité, pression, divergence horizontale), les points U, V et W correspondent à l'emplacement des vecteurs vitesses, et f indique l'emplacement où sont définies les vorticités relative et planétaire (figure issue de ([Madec, 2008](#)))

2.1.3 Discrétisation spatio-temporelle des équations

Afin d'être résolues, les équations primitives sont discrétisées spatio-temporellement sur une grille de calcul.

La grille spatiale utilisée est une grille Arakawa C (figure 2.1) ([Arakawa and Lamb, 1977](#)). Les champs scalaires sont définis au centre de la maille (au point T), les vecteurs vitesses au centre de chaque faces (aux points U et V), les vorticités relatives et planétaires sur l'arête de la grille (au point f). La vitesse verticale est définie sur un autre plan horizontal que les grandeurs précédentes, au centre de la face inférieure de la maille (au point W). Dans le plan horizontal, les axes positifs sont dirigés vers l'Est et le Nord (respectivement pour les axes \vec{i} et \vec{j}).

Le code NEMO offre différents types d'espacement de la grille horizontale : (i) une grille régulière en degré, avec un pas d'espace fixé, qui peut devenir très anisotropique à haute latitude due à la convergence des méridiens ; (ii) une grille utilisant la projection Mercator pour définir un espacement latitudinal en fonction du zonal ; (iii) une grille régulière en mètre, les mailles sont alors rectangulaires ignorant la sphéricité de la Terre.

L'axe vertical est lui dirigé positivement vers le bas, ce qui signifie que la profondeur de l'océan croît positivement de la surface vers le fond.

Le code de calcul permet d'utiliser un système de coordonnées σ , ajustant l'épaisseur des couches d'eau à la profondeur de l'océan, qui est très utilisé en région côtière permettant une description verticale plus fine des faibles fonds. Cette discrétisation n'est pas adaptée aux bathymétries escarpées, dû à des gradients de profondeur beaucoup trop importants entraînant des variations d'épaisseur des niveaux verticaux trop brutales.

Un autre système est disponible : le système de coordonnées z . Dans ce cas, la discrétisation verticale est fixe, i.e. l'épaisseur des couches d'eau ne varie pas sur l'horizontal. Ce système de coordonnées pose également des inconvénients de représentation des bathymétries complexes. En effet, la représentation du fond est faite suivant des "marches d'escalier" causant l'apparition de "murs" verticaux (figure 2.2.a). Cette limite pouvant perturber les écoulements géostrophiques et bloquer certains écoulements d'eau dense, un système de *partial steps* peut être ajouté. Le

partial step permet d'ajuster l'épaisseur des mailles du fond en fonction de la bathymétrie (figure 2.2.b).

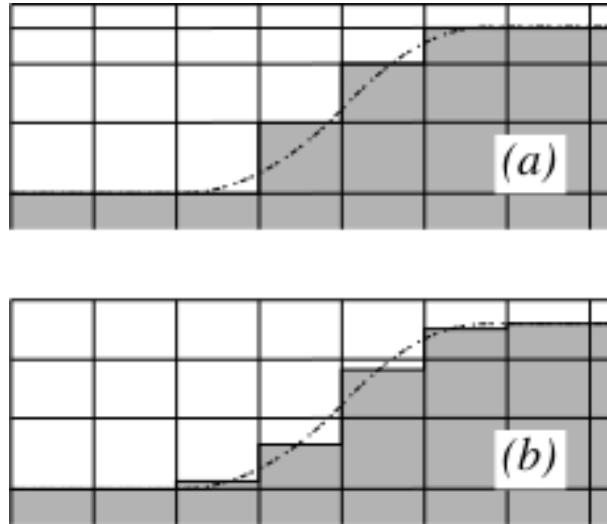


FIGURE 2.2 – Discréétisation verticale : (a) coordonnées z , (b) coordonnées z avec *partial step*. (figure extraite de Madec (2008))

La discréétisation temporelle est effectuée à l'aide d'un schéma *leapfrog* ("saute-mouton") pour les processus non diffusifs (équation du mouvement et advection des traceurs, gradient de pression et terme de Coriolis) :

$$x^{t+\Delta t} = x^{t-\Delta t} + 2\Delta t F^t \quad (2.18)$$

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.

Les termes diffusifs selon l'horizontale sont temporellement discréétisés à l'aide d'un schéma *Forward* ("avant") défini comme :

$$x^{t+\Delta t} = x^{t-\Delta t} + 2\Delta t F^{t-\Delta t} \quad (2.19)$$

Pour la diffusion verticale, un schéma semi-implicite *Backward* ("arrière"), inconditionnellement stable, est utilisé :

$$x^{t+\Delta t} = x^{t-\Delta t} + 2\Delta t F^{t+\Delta t} \quad (2.20)$$

2.1.4 Paramétrisation des processus "sous-mailles"

La discréétisation spatio-temporelle des équations primitives ne permet pas de résoudre toutes les échelles contenues dans le système d'équations. En effet les processus "sous-mailles", dont les dimensions sont inférieures à celle de la grille, ne peuvent pas être résolus bien qu'ils aient un impact sur la circulation à plus large échelle. A cela s'ajoute les processus négligés par les approximations citées ci-dessus, comme les phénomènes de convection.

Une décomposition des variables du modèle en une partie moyenne, notée \bar{X} qui est résolue, et un terme de fluctuation, notée X' qui est non résolue, est effectuée. Cette décomposition donne pour la température par exemple :

$$T = \bar{T} + T' \quad (2.21)$$

En utilisant cette décomposition et en prenant la moyenne des équations, il apparaît que les divergences D des fluctuations sont les termes à paramétriser. L'anisotropie du mélange entraîne

une paramétrisation différente entre les processus "sous-mailles" horizontaux et verticaux :

$$D_h = \nabla \cdot (X' \vec{U}'_h) \quad (2.22)$$

$$D_v = \frac{\partial X' \vec{U}'_z}{\partial z} \quad (2.23)$$

où X' est la partie turbulente de chaque variable du modèle.

2.1.4.1 Paramétrisation des processus "sous-mailles" selon la verticale

L'épaisseur des couches résolues est toujours plus grande que l'échelle des sources majeures de turbulence verticale. Les flux turbulents verticaux sont supposés dépendre linéairement du gradient des quantités à plus large échelle. Cette formulation est similaire à la diffusion moléculaire. Les opérateurs de diffusion du moment et des traceurs selon la verticale (Eq.2.23) sont donc donnés par :

$$D_v^U = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v^m \frac{\partial \vec{U}_h}{\partial z} \right), \quad (2.24)$$

$$D_v^T = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v^t \frac{\partial T}{\partial z} \right), D_v^S = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v^t \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (2.25)$$

où A_v^m and A_v^t sont respectivement les coefficients de viscosité et de diffusion turbulent verticaux. Ces coefficients peuvent être considérés comme constants, fonction des propriétés du fluide (nombre de Richardson, fréquence de Brunt-Vaisälä, ...) ou calculés à l'aide d'un schéma de fermeture turbulente.

Parmi les différents schémas codés dans NEMO, nous avons choisi le schéma de fermeture turbulente verticale TKE (Blanke and Delecluse, 1993). Ce schéma est basé sur une équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente (*Turbulent Kinetic Energy* en anglais), \bar{e} , et un schéma de fermeture pour les échelles de longueurs verticales. La formulation des coefficients de diffusion et viscosité sont alors le produit d'une vitesse par une longueur caractéristique de mélange. L'évolution temporelle de l'énergie \bar{e} est le résultat de la production d'énergie à travers la cisaille verticale du courant, de sa destruction par la stratification, sa diffusion verticale et sa dissipation du type Kolmogorov (Kolmogorov, 1942).

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \frac{A_v^m}{e_3^2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial k} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial k} \right)^2 \right] - A_v^t N^2 + \frac{1}{e_3^2} \frac{\partial}{\partial k} \left[\frac{A_v^m}{e_3} \frac{\partial \bar{e}}{\partial k} \right] - c_\epsilon \frac{\bar{e}^{3/2}}{l_\epsilon} \quad (2.26)$$

$$A_v^m = c_k l_k \sqrt{\bar{e}} \quad (2.27)$$

$$A_v^t = A_v^m / P_{rt} \quad (2.28)$$

où N est la fréquence de Brunt-Vaisälä, l_ϵ et l_k sont les échelles de longueurs de dissipation et de mélange, P_{rt} est le nombre de Prandtl, c_ϵ et c_k sont des constantes et e_3 est le paramètre de grille indiquant l'espacement du niveau vertical.

Le second type de processus "sous-maille" vertical paramétré est la convection. La composante verticale de l'équation du mouvement étant réduite à l'équilibre entre le gradient de pression et la force de flottabilité (Eq.2.8) suite à l'hypothèse hydrostatique, il est nécessaire de rajouter du mélange lorsque la colonne d'eau devient localement instable. L'ajustement convectif dans les modèles hydrostatiques permet d'ajuster les champs de température et de salinité afin d'obtenir une stratification stable.

Dans le code NEMO deux procédures existent : (i) un premier schéma consiste à mélanger deux niveaux adjacents si le profil de densité est instable. Cette opération est répétée à l'aide d'une boucle en partant de la surface vers le fond de l'océan ; (ii) le second schéma fait l'analogie entre le mélange vertical à une échelle "sous-maille" et une forte diffusion verticale. Le premier schéma présenté étant très coûteux numériquement et ne garantissant pas la suppression de la totalité des instabilités, le second schéma a été choisi pour notre étude.

2.1.4.2 Paramétrisation des processus "sous-mailles" selon l'horizontal

Comme pour les processus "sous-mailles" verticaux, selon l'horizontal le mélange dissipatif est représenté à l'aide d'une diffusion : les flux sont proportionnels aux gradients du champ moyen :

$$D_h = -\nabla (-A_h \nabla \bar{X}) \quad (2.29)$$

La formulation (Eq.2.29) utilise un opérateur laplacien et un coefficient de diffusion turbulente A_h . Dans le code de modélisation il est également possible d'utiliser un opérateur bilaplacien, option choisie dans nos configurations :

$$D_h = -\Delta (-A_h \Delta \bar{X}) \quad (2.30)$$

L'opérateur de diffusion sert principalement à garantir la stabilité numérique du schéma d'advection horizontal en dissipant les échelles de l'ordre de grandeur d'une maille horizontale.

2.1.5 Conditions limites

L'océan est limité par la bathymétrie au fond et l'atmosphère ou la glace de mer pour la surface. A travers ces frontières, des échanges de quantité de mouvement, de chaleur, d'eau douce sont possibles.

2.1.5.1 Conditions au fond

Considérant les flux géothermiques négligeables dans la zone d'étude, les flux de chaleur et de sel sont nuls à l'interface entre l'océan et le fond.

Concernant la dynamique, il n'y a pas de flux entre l'océan et la frontière solide, ce qui implique que la composante de la vitesse normale à l'interface est nulle. Par contre les phénomènes de frottements peuvent être pris en compte concernant la composante de la vitesse tangentielle à l'interface. Dans notre cas, une condition de frottement non-linéaire \vec{F} est utilisée :

$$\vec{F} = C_D \sqrt{u_b^2 + v_b^2 + e_b} \vec{U}_h^b \quad (2.31)$$

où C_D est le coefficient de friction ($C_D = 10^{-3}$), e_b est l'énergie cinétique de fond due à la marée et aux ondes internes, et $\vec{U}_h^b = (u_b, v_b)$ la vitesse horizontale dans la couche de fond.

2.1.5.2 Conditions en surface

A l'interface entre l'air et l'océan, des échanges de quantité de mouvement selon l'horizontal sont induits par le stress du vent. Les flux de masses d'eau entrants (pluie) et sortants (évaporation), ainsi que des échanges de chaleur entre les deux milieux donnent également une condition limite sur la vitesse verticale à l'interface.

Il existe deux façons de représenter les forçages atmosphériques : les forçages dits "à flux spécifiés" et les forçages de type "bulk". Dans le premier cas, le flux de chaleur est directement spécifié suite à un calcul à partir d'observations et de modèles atmosphériques. Dans ce cas, le flux de chaleur prescrit ne tient pas compte de la différence de température entre l'océan et l'atmosphère. Dans

le but d'améliorer ces forçages, Large and Yeager (2004) ont proposé les formulations *bulk*. Les forçages *bulk* représentent mieux le couplage entre l'océan et l'atmosphère, prenant en compte l'état de l'atmosphère près de la surface (température, humidité, vent) dans l'estimation des flux turbulents de surface. Une description de cette formulation est disponible dans Guihou (2013).

2.1.5.3 Conditions aux frontières

A la côte, comme au fond, une condition de glissement libre (*free-slip*) est utilisée pour la composante tangentielle, et la composante normale de la vitesse est considérée comme nulle. Le principal flux entre la côte et l'océan est l'apport d'eau par les fleuves. Le débit des fleuves est pris en compte, ainsi que la température et la salinité de l'eau entrante.

2.1.6 Le module AGRIF

Le module AGRIF (Debreu et al., 2008), signifiant *Adaptative Grid Refinement In Fortran*, est un ensemble de routines permettant l'emboîtement *online* de plusieurs configurations. Ce module est particulièrement utile pour réaliser des zooms à plus hautes résolutions dans une configuration (Chanut et al., 2008; Barth et al., 2005). Le saut de résolution est actuellement réalisable sur l'horizontale et le temps, il n'est pas encore possible de réaliser une résolution verticale plus fine.

L'emboîtement est faisable dans un seul sens, le mode *1-WAY*, où le transfert entre les deux grilles se fait uniquement de la grille "parent" (grille à la plus basse résolution) vers la grille "enfant" (grille emboîtée, à plus haute résolution) par les frontières ouvertes (voir le schéma 2.3) en utilisant une interpolation à l'interface des deux configurations au début de chaque pas de temps enfant (cf. flèches en pointillés noirs sur le schéma 2.3). Ce mode est intéressant pour la mise en place de la configuration zoomée ainsi que sa paramétrisation.

Un second mode, plus complexe, permet un double transfert entre les deux configurations : le mode *2-WAY*. La grille parent communique avec la grille enfant via ses frontières ouvertes au début de chaque pas de temps de la configuration enfant, puis au début de chaque pas de temps de la grille parent, une interpolation des champs de la grille enfant vers la grille parent est faite sur le domaine en commun (voir les flèches rouges sur le schéma 2.3). Ce mode permet de transférer la physique modélisée dans la configuration enfant vers la configuration parent sur le domaine commun.

2.2 La configuration GLAZUR64

La configuration GLAZUR64 utilisée dans cette thèse est basée sur le code NEMO version 3.4 (Madec, 2008). Une configuration préexistante couvrant la même zone géographique a été validée, Guihou (2013), en utilisant une version antérieure du code de calcul (NEMO 3.2.1). Il a été choisi dans ces travaux d'apporter le moins possible de modifications à l'ancienne configuration afin de pouvoir s'appuyer sur les précédentes validations.

2.2.1 Domaine et grille

La configuration GLAZUR64 couvre la totalité du Golfe du Lion et la Côte D'Azur (figure 2.4), s'étendant des côtes espagnoles à l'Ouest (2 °E) jusqu'à Nice à l'Est (8 °E) .

A une résolution spatiale de $1/64^\circ \times 1/64^\circ \cos(\phi)$, où ϕ est la latitude, GLAZUR64 est une configuration à résolution kilométrique. La discréétisation horizontale du domaine est faite de manière isotropique en utilisant une projection Mercator, impliquant un raffinement méridien évoluant comme le zonal. La grille horizontale est dans ce cas régulière en degré et non pas en

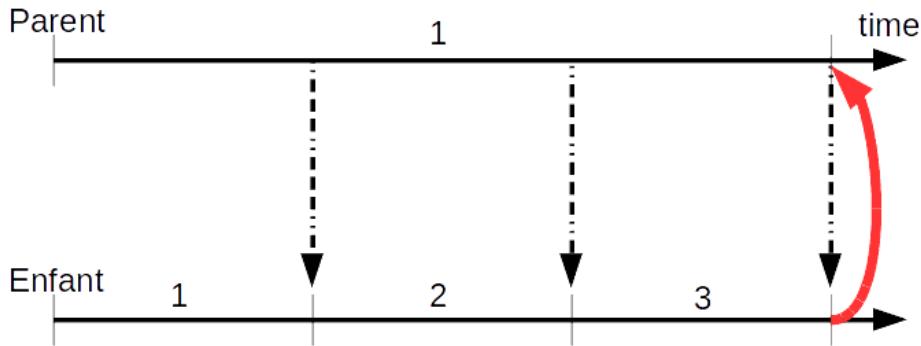


FIGURE 2.3 – Schéma représentant un exemple de communication entre 2 grilles emboîtées lorsque le raffinement temporel est égal à 3. L’axe temporel du haut correspond aux pas de temps de la grille parent et celui du bas à celui de la grille enfant. Les chiffres correspondent au pas de temps avec un départ à $t=0$. Les flèches en pointillés indiquent une communication de la grille parent vers la grille enfant, et la flèche pleine rouge indique le transfert d’information provenant du zoom vers la grille parent (cette étape est effectuée seulement lors du mode 2-WAY). (figure inspirée de [Debreu et al. \(2008\)](#))

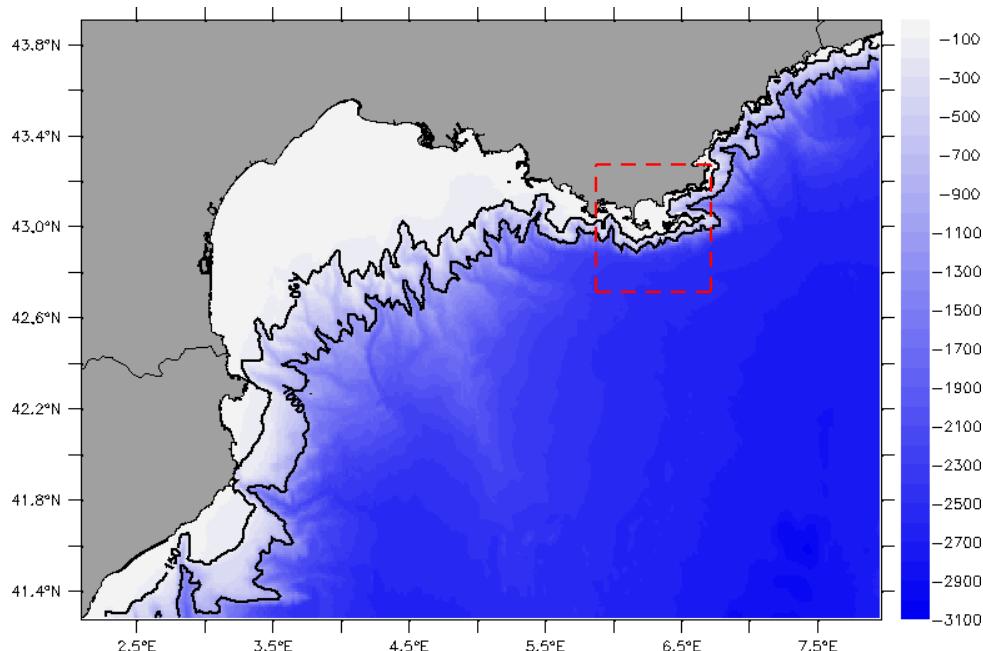


FIGURE 2.4 – Bathymétrie en mètres du domaine couvert par la configuration GLAZUR64. Les isobathes 150 et 1000 m sont superposées en noir. La zone délimitée en rouge correspond au domaine raffiné.

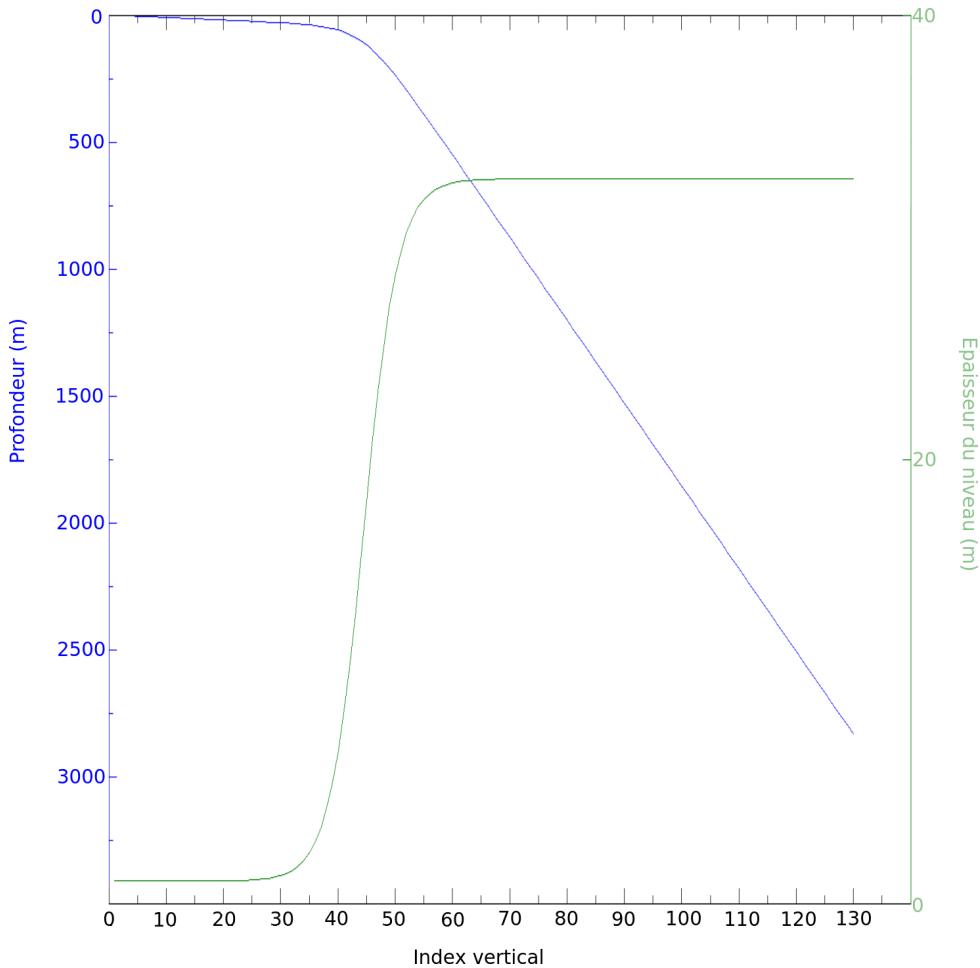


FIGURE 2.5 – Discréétisation verticale de la configuration GLAZUR64 : 130 niveaux. L'évolution de la profondeur (bleu) et de l'épaisseur (vert) des niveaux sont présentés en mètres.

distance, avec un espacement variant de 1.2 à 1.3 km.

La résolution verticale, effectuée sur 130 niveaux, offre une discréétisation très fine de la couche de surface, avec les 30 premiers niveaux de l'ordre d'un mètre, puis des couches d'épaisseurs irrégulières atteignant 30 mètres au fond (figure 2.5). Comme il est visible sur la figure 2.4, la bathymétrie de notre domaine est très escarpée, avec une multitude de canyons, il a donc été choisi d'utiliser une discréétisation verticale en coordonnées z avec l'ajout d'un *partial step*.

La discréétisation temporelle de la configuration GLAZUR64 est de 60 secondes. Les sorties utilisées sont par la suite des moyennes horaires ou quotidiennes des différents champs.

La grille a donc pour dimension 377 x 230 x 130, ce qui équivaut à 1e7 points de calcul pour chaque pas de temps. Pour gagner en temps d'exécution, le code NEMO permet d'effectuer du calcul parallèle à l'aide de fonctions issues de la bibliothèque MPI. Le domaine global est alors découpé en sous-domaines, un sous-domaine étant calculé par un seul processeur. Pour plus d'informations se référer au manuel du code NEMO ([Madec, 2008](#)).

2.2.2 Paramétrisation de la configuration

Le choix des paramétrisations pour cette configuration est celui effectué dans la majeure partie des configurations développées avec le code NEMO, comme les simulations globales opérationnelles mises en place à Mercator-Océan.

Parmi les paramétrisations décrites en section 2.1.4, le schéma de fermeture turbulente verticale TKE est utilisé dans sa configuration standard et la diffusion horizontale des traceurs est réalisée à l'aide d'un opérateur bilaplacien du 4^{ème} ordre (Eq.2.30). L'advection horizontale des traceurs est elle effectuée à l'aide du schéma *Total Variance Dissipation* (TVD) (une description est faite au chapitre 7).

L'advection du moment est réalisée en utilisant la forme vectorielle des équations du moment. Cette manière de modéliser l'advection horizontale est la plus courante avec le code NEMO, bien que le code permette d'utiliser également la forme flux de ces équations. Le terme de vorticité est calculé en utilisant un schéma conservant à la fois l'énergie cinétique horizontale et l'enstrophie potentielle d'un flux horizontal non-divergent (EEN) (Arakawa and Hsu, 1990).

2.2.3 Les forçages extérieurs

2.2.3.1 Océaniques

De par la configuration de notre domaine, deux frontières océaniques ouvertes sont présentes : au Sud et à l'Ouest. La gestion des frontières océaniques ouvertes est effectuée grâce au module OBC (*Open Boundary Conditions*) dans NEMO, permettant l'emboîtement d'une configuration régionale dans une autre configuration couvrant un domaine plus vaste. Le transfert des champs de masses et dynamiques est alors effectué en utilisant un algorithme qui combine conditions de radiation et de relaxation (Guihou, 2013).

Le forçage aux frontières utilisé dans les simulations présentées lors de ces travaux est issu du modèle opérationnel PSY2 développé par Mercator-Océan. La configuration utilisée est PSY2V4R4, couvrant l'Atlantique Nord et la Méditerranée à 1/12 ° avec 50 niveaux verticaux (dont 23 sur les premiers 100 m). En plus des forçages atmosphériques fournis à 3 h par ECMWF⁸ et des OBC issues de PSY3V3R3 (global au 1/4 °), cette configuration assimile des données de SST, SSH et des profils verticaux de température et de salinité à l'aide du schéma d'assimilation SAM2v1⁹ complété par une correction de biais (3D-Var) et IAU¹⁰. La paramétrisation utilisée pour cette configuration NEMO est très proche de celle de GLAZUR64 : utilisation du schéma TKE pour la fermeture turbulente verticale, d'une surface libre filtrée et des mêmes schémas d'advection (TVD et EEN).

Le choix d'un modèle issu du même code de calcul avec une paramétrisation très proche de notre configuration en tant que forçage latéral assure que le noyau physique de la configuration emboîtée soit identique à celui de la configuration à plus large échelle. Cette continuité entre les deux configurations, malgré le saut en résolution, limite l'apparition de problèmes de *downscaling* (Auclair et al., 2001).

8. European Centre for Medium-range Weather Forecasting

9. Système d'Assimilation MERCATOR basé sur un filtre Kalman avec une formulation SEEK (Tranchant et al., 2006)

10. Incremental Analysis Update (Ourmières et al., 2006)

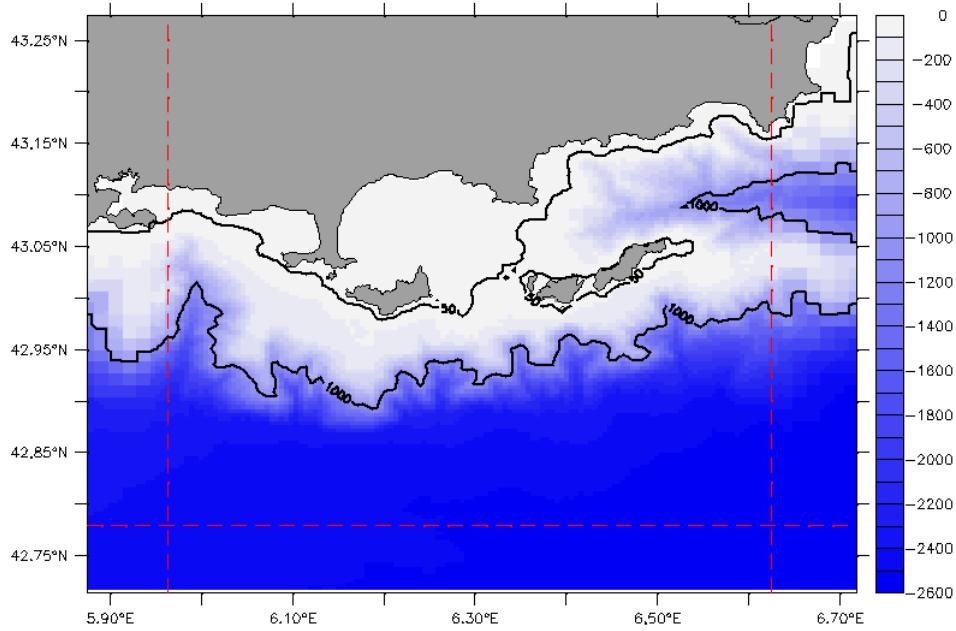


FIGURE 2.6 – Bathymétrie en mètres du domaine couvert par la configuration NIDOR192. Les isobathes 50 et 1000 m sont superposées en noir. Les pointillés rouges délimitent les zones où la bathymétrie est identique à celle de la configuration GLAZUR64.

2.2.3.2 Atmosphériques

A l'aide de la paramétrisation *bulk*, les forçages atmosphériques prescrit en surface sont issus du modèle Arpège (Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle), de Météo-France. Opérationnel depuis plus de 20 ans, Arpège assimile une grande quantité d'observations issues de la télédétection et également de mesures *in-situ*.

La résolution spatiale du modèle est de $1/10^\circ$, ce qui correspond à environ 9.5 km à nos latitudes, avec un premier niveau vertical à 10 m au-dessus du niveau de la mer. Le pas de temps de calcul est de 6 minutes, et nous utiliserons dans ces travaux des sorties moyennées toutes les 3 h. D'après [Lebeaupin-Brossier et al. \(2009\)](#), une fréquence de 3 h est suffisamment fine pour représenter les événements à haute-fréquence prenant place dans la région d'étude.

2.3 La configuration NIDOR192

NIDOR192 pour *Nesting Îles D'OR* est une configuration mise en place lors de ces travaux de thèse, emboîtée dans la configuration GLAZUR64.

2.3.1 Domaine et grille

La configuration NIDOR192 s'étend du cap Sicié à l'Ouest (5.8°E) au golfe de St-Tropez à l'Est (6.72°E), couvrant une partie des côtes varoises et englobant les 3 îles majeures : les îles d'Or (figure 2.6). L'extension vers le Sud (42.7°N) permet d'inclure la veine du courant Nord ainsi que la majeure partie de la couverture radar du site ANTARES.

Les îles d'Or, d'Ouest en Est nommées Porquerolles, Port-Cros et le Levant, ainsi que la presqu'île de Giens (6.15°E), forment une baie semi-fermée où la profondeur ne dépasse pas 50 m. Au sud de cette baie, la présence de canyons engendre une bathymétrie escarpée et très profonde,

supérieure à 1000 m. Au Nord-Est du domaine, sous le golfe de St-Tropez, le plateau continental est plus fin avec la présence d'un grand canyon : le canyon des Stoechades.

Avec une résolution spatiale 3 fois plus fine que celle de GLAZUR64¹¹, $1/192^\circ \times 1/192^\circ \cos(\phi)$, NIDOR192 est une configuration à environ 400 m de résolution. Comme pour la configuration parent, la discrétisation horizontale est effectuée selon une projection Mercator. L'outil AGRIF permettant actuellement un raffinement uniquement sur l'horizontal, la discrétisation verticale demeure identique à celle de GLAZUR64 (figure 2.5).

La stabilité numérique des schémas d'advection (condition de CFL) implique la diminution du pas de temps d'un même ratio que le saut d'échelle spatiale. Un ratio temporel valant 3 entre les deux configurations (i.e. un pas de temps de 20 s) générant des instabilités numériques et les contraintes du code NEMO-AGRIF (le pas de temps doit être un nombre pair et un multiple du pas de temps de la grille parent), le pas de calcul de la configuration NIDOR192 a été diminué à 10 s. La configuration NIDOR192 a donc un nombre de points de calcul équivalent à celui de GLAZUR64, mais avec un pas de temps 6 fois plus petit. Les sorties utilisées sont par la suite des moyennes horaires ou quotidiennes des différents champs.

2.3.2 Paramétrisation de la configuration de référence

Afin de caractériser l'apport d'un *downscaling*, la paramétrisation de NIDOR192 est très proche de celle utilisée dans GLAZUR64.

Toutefois, la diffusion numérique horizontale ajoutée pour prendre en compte les échelles inférieures à la taille de la maille horizontale peut être diminuée, en effet nous résolvons plus de petites échelles à plus haute résolution. La valeur du coefficient pour la diffusion du moment et des traceurs selon l'horizontal, A_h (Eq.2.30) a donc été diminuée d'un facteur 100 dans le zoom. Il n'est pas possible de diminuer plus ces coefficients sans voir apparaître des instabilités numériques, comme il est possible d'observer en figure 2.7 où une onde se propage aux frontières Sud et Ouest du domaine.

La paramétrisation du schéma de fermeture vertical turbulent a été également légèrement modifiée pour garantir une concordance entre les deux configurations. La part d'énergie cinétique turbulente de surface qui est injectée en dessous du premier niveau dans le schéma TKE (Rodgers et al., 2014) a été diminuée d'un facteur 5 pour corriger un biais de -0.5 °C en surface entre les deux configurations apparaissant systématiquement dès une heure de simulation.

Les paramétrisations des processus sous-mailles étant sensible à la résolution du modèle, une étude de paramétrisation sera effectuée dans le chapitre 7 pour la configuration NIDOR192. Cette étude portera sur les schémas d'advection horizontale, avec l'utilisation de schéma plus adapté à la haute résolution du zoom, et sur la paramétrisation du mélange vertical induit par les instabilités statiques persistante avec l'hypothèse hydrostatique qui est faite et l'utilisation du schéma TKE.

2.3.3 Les forçages extérieurs

Océaniques

La configuration NIDOR192 comporte trois frontières ouvertes : Est, Sud et Ouest (cf encadré rouge sur la figure 2.4). Le forçage utilisé aux frontières est issu des simulations GLAZUR64.

11. La littérature concernant l'utilisation d'AGRIF conseille de rester dans des ratios au maximum 1/5 entre deux configurations. Pour réaliser un plus grand saut d'échelle, il est préférable d'utiliser plusieurs niveaux de zoom (Debreu et al., 2008)

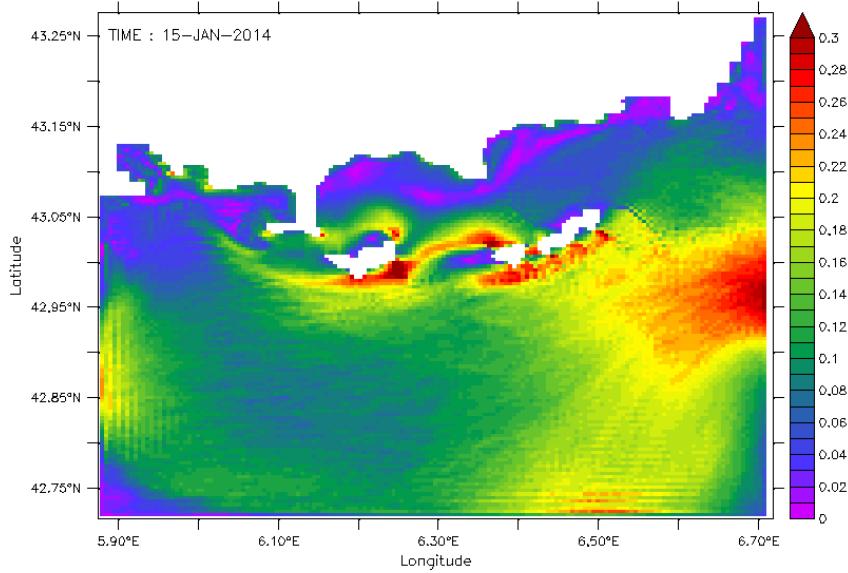


FIGURE 2.7 – Champs de vitesses de surface (m.s^{-1}) au bout d'une semaine de simulation en utilisant un coefficient pour la diffusion du moment valant $4.0\text{e}4 \text{ m}^4.\text{s}^{-1}$ dans NIDOR192.

Pour cette configuration, nous n'utilisons pas d'OBC mais un couplage *online* à l'aide de l'outil AGRIF. NIDOR192 voit dans ce cas une nouvelle condition aux frontières à chaque pas de temps de GLAZUR64, i.e. toutes les minutes.

La gestion des frontières ouvertes avec AGRIF nécessite d'avoir une bathymétrie identique entre les deux configurations (voir limites en rouge sur la figure 2.6). Cette zone de recouvrement à chaque frontières a été étendue à 18 points NIDOR192, équivalent à 6 mailles GLAZUR64.

2.3.3.1 Atmosphériques

Les forçages atmosphériques utilisés pour la configuration NIDOR192 sont les mêmes que ceux de GLAZUR64, issus du modèle Arpège. La résolution du modèle atmosphérique (environ 10 km) étant inférieure à celles des configurations océaniques (1.2 km et 400 m), l'augmentation de résolution dans le zoom n'implique pas l'apparition de plus fines structures dans les forçages atmosphériques, comme la cisaille de vents.

TABLE 2.1 – Paramètres physiques et numériques des configurations de référence.

Configuration	GLAZUR64	NIDOR192
Résolution horizontale	1.2 km	400 m
Résolution verticale	1 → 30 m (130 niveaux)	
Pas de temps	60 s	10 s
Forçages océaniques	PSY2V4R4 (OBC)	GLAZUR64 (AGRIF)
Forçages atmosphériques		Arpège (1/10 °)
Schéma advection moment		EEN
Schéma advection traceur		TVD
Opérateur de diffusion horizontale		Bilaplacien
Coefficient de l'opérateur de diffusion (A_h , $\text{m}^4.\text{s}^{-1}$)	4.0e7	4.0e5
Schéma de mélange vertical		TKE
Pourcentage de TKE propagée en dessous de la surface	0.05	0.01

Chapitre 3

Observations et mesures

Il existe différentes manières d'observer l'océan qui peuvent être classées en deux catégories : les mesures *in-situ*, effectuées directement sur le terrain (bouées et mouillages instrumentés, instruments embarqués sur des navires, prélèvements d'eau, etc), et les mesures distantes, telles que la télédétection (satellite, radar, etc.). Les diverses façons d'observer l'océan permettent d'avoir une vision de celui-ci à des échelles spatio-temporelles différentes. En effet, l'instrumentation *in-situ* ne permet pas d'avoir une vision synoptique de l'état de l'océan de part les vastes étendues à couvrir et les difficultés de pérenniser des instruments dans un milieu hostile tel que la mer. Alors que les observations satellitaires offrent une vision à grandes échelles spatiales mais discontinues dans le temps, contraintes par la période de révolution, et généralement restreintes à une information de surface.

Seules des observations dites "physiques" de l'océan seront utilisées dans ces travaux, i.e. des observations hydrodynamiques, dont la description des différents jeux de données est effectuée dans les sections suivantes.

3.1 Observations dynamiques

3.1.1 Radar courantométrique

L'observation de l'océan à l'aide de radar HF (haute fréquence, i.e. entre 3 et 30 MHz) est utilisée pour mesurer les mouvements d'eau à la surface, allant de l'échelle des vagues (Lipa and Barrick, 1986) jusqu'à la détection de tsunamis (Gurgel et al., 2011). Dans notre étude, les mesures de radar HF sont utilisées pour cartographier les courants de surface en zone côtière (Forget et al., 2008; Liu et al., 2007).

La mesure de courant de surface par radar courantométrique est basée sur le principe de la diffraction de Bragg cohérente. La réflexion d'ondes électromagnétiques émises par le radar sur des vagues a été montrée par Crombie (1955) : les vagues de Bragg, dont la longueur d'onde vaut la moitié de celle du signal émis par le radar, vont rétrodiffuser la majorité du signal émis. Le décalage en fréquence entre l'onde émise et l'onde renvoyée permet, grâce à l'effet Doppler, de déterminer la vitesse de propagation des vagues de Bragg. La vitesse des vagues étant une combinaison de leur vitesse de phase et de la vitesse du courant qui les porte, connaissant la vitesse des vagues de Bragg qui sont des vagues de gravité, il est possible de déduire une approximation de la vitesse radiale du courant dans la direction d'émission du radar. La vitesse totale est obtenue par la combinaison de deux vitesses radiales, il est donc nécessaire d'avoir deux radars pour cartographier les courants de surface.

Dans cette thèse, les mesures radars utilisées sont extraites de la base de données du laboratoire MIO (anciennement LSEET¹). Le laboratoire étudie depuis 1975 les interactions entre

1. Laboratoire de Sondage Électromagnétique de l'Environnement Terrestre

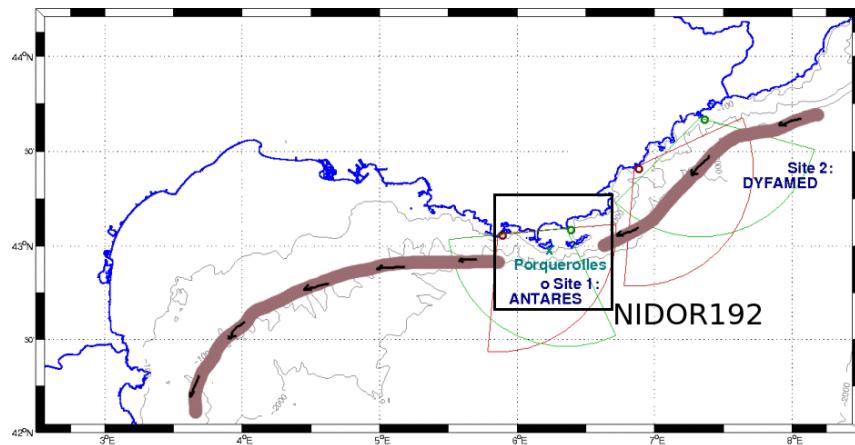


FIGURE 3.1 – Carte des sites HF radar (ANTARES et DYFAMED). Les arcs de cercle représentent le maximum de la couverture radar de chaque système. La trajectoire moyenne du CN est indiquée par la ligne marron et les flèches noires.

les ondes électromagnétiques et la surface des océans et se focalise également sur la surveillance des courants côtiers au large de Toulon. Dans ce but, plusieurs sites d'observations radar ont été et sont mis en place dans la région d'étude. Ici les mesures de champs de courant de surface utilisées sont issues du site ANTARES (figure 3.1) composé de trois radars situés : (i) au cap Sicié (5.86°E - 43.06°N), émission/réception opérationnelles depuis 2010, (ii) à Porquerolles (6.14°E - 43.03°N), émission depuis 2012, (iii) au cap Bénat (6.36°E - 43.09°N), réception instrumentée en 2011. Ce site permet de couvrir une zone s'étalant à 80 km de la côte entre la pointe Sud-Ouest de l'île de Port-Cros et Toulon, avec une résolution azimutale de 2° . A la fréquence de ces radars, la vitesse est théoriquement mesurée à 74 cm de profondeur (Stewart and Joy, 1974). Les données que utilisées par la suite ont été interpolées sur une grille régulière, à une résolution de 3 km, et seront des moyennes horaires.

3.1.2 Profiteur de courant acoustique

Les observations de courant à l'aide de radars courantométriques permettant d'avoir des mesures seulement en surface, il est usuel d'utiliser un autre principe de sondage pour avoir des vitesses de courant sur la colonne d'eau. L'ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) est un des instruments les plus couramment utilisés pour enregistrer des profils verticaux de courant. Le principe de mesure est basé également sur l'effet Doppler, mais cette fois-ci en utilisant des ondes acoustiques (les ondes électromagnétiques étant fortement atténuées dans le milieu aqueux). Composé de 3 ou 4 transducteurs acoustiques, l'ADCP envoie des ondes acoustiques qui vont être rétrodiffusées par les particules présentes dans l'eau (micro-organismes, déchets en suspension, etc). Les particules étant considérées inertes, du décalage en fréquence obtenu il est possible d'extraire la vitesse du courant.

Cet instrument peut être fixé sur un mouillage, regardant vers la surface ou bien le fond, fournissant un point de vue eulérien en échantillonnant à haute fréquence un point fixe, ou bien sous la coque d'un bateau afin d'obtenir un point de vue lagrangien avec des transects de vitesses verticales. Une description des 3 jeux de données distincts utilisés dans ces travaux est faite par la suite.

TABLE 3.1 – Tableau récapitulatif des transects ADCP issus de la base de données du projet SAVED.

Trajet	Toulon-Nice		Toulon	
Date	06/10/2013	24/10/2013	05/10/2013	23/05/2014

3.1.2.1 Mouillage BOMBYX

Le mouillage BOMBYX² situé au large du Parc National de Port-Cros (6.31 °E - 42.94 °N, à quelques kilomètres au Sud-Ouest de l’île de Port-Cros) est une plateforme multimodale mesurant à la fois la courantologie et la bioacoustique de la zone. En plus d’une caméra et d’un hydrophone, un ADCP regardant vers la surface est fixé à environ 100 m au dessus du fond, permettant de mesurer les courants jusqu’à 15 m sous la surface.

Parmi les 3 campagnes d’instrumentation courantométrique effectuées au mouillage BOMBYX, il sera utilisé la première où un ADCP RDI 300 kHz a été immergé, permettant de caractériser les courants horizontaux entre 18 et 140 m de profondeur toutes les 30 min pour la période du 29 Novembre 2013 au 6 Mars 2014.

3.1.2.2 Mouillage JULIO

Le mouillage JULIO³ positionné sur l’isobathe 100 m dans la baie de Marseille, précisément à 5.255 °E - 43.135 °N est instrumenté avec un ADCP (RDI ocean Sentinel à 300 kHz) dans le cadre du projet MOOSE. D’après les travaux de Gatti (2008b) et Barrier et al. (2016), la position de JULIO est une position judicieuse pour l’observation des intrusions du CN sur la partie Est du plateau du GdL.

Ce mouillage au fond a été mis en place une première fois de Février à Octobre 2012 puis une seconde de Septembre à Décembre 2013. Ce dernier jeu de données sera utilisé ici, fournissant des mesures des courants horizontaux toutes les 30 minutes, échantillonnées tout les 4 m entre 15 et 92 m de profondeur.

3.1.2.3 Navire Téthys II

Dans le cadre du projet SAVED de l’INSU⁴, un ADCP de coque RDI 150 kHz est monté sous le navire océanographique Téthys II. Ce bateau effectue régulièrement des trajets le long de la Côte d’Azur, voire le GdL, et également des sorties plein Sud vers le large en partant de Toulon. L’échantillonnage des transects des profils de courant horizontaux est donc sporadique (voir le récapitulatif des transects utilisés table 3.1). Un intérêt particulier sera porté dans ces travaux pour les transects entre Toulon et Nice, traversant longitudinalement la baie de Hyères en passant au Nord des îles d’Or et également les transects au large de Toulon en direction du Sud.

3.2 Observations hydrologiques

3.2.1 Planeur sous-marin instrumenté : glider

Le glider est un véhicule sous-marin autonome, se déplaçant en dents-de-scie jusqu’à 1000 m de profondeur. Un système de ballast lui permet, en changeant son centre de gravité, de se

2. BOuée Multimodale pour la Biodiversité et l’océanophYsique

3. *Judicious Location for Intrusion Observation*

4. Institut National des Sciences de l’Univers

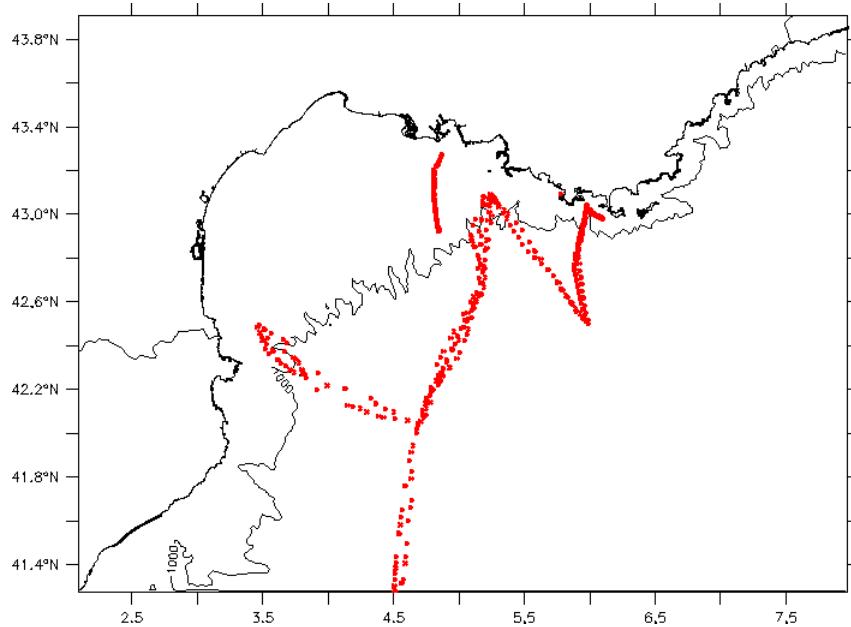


FIGURE 3.2 – Localisation des profils glider utilisés (points rouges). Les isobathes 0 et 1000 m sont indiquées par les lignes noires ;

déplacer en utilisant peu de l'énergie stockée sous forme de batterie. Il peut ainsi rester quelques mois en mer avec une vitesse de navigation de 10 à 20 cm.s⁻¹. Le glider est instrumenté avec des sondes de température, conductivité, pression, mais également d'une multitude de capteurs pour mesurer des paramètres biogéochimiques (oxygène dissous, fluorescence, etc). Les données acquises peuvent être transmises par satellite à une base terrestre lorsque le glider est en surface entre deux plongées, qui peuvent être espacées de quelques kilomètres. Ces moments de communication avec le glider permettent également aux techniciens de récupérer des informations sur son état et de corriger éventuellement sa trajectoire. En effet, le glider est un véhicule qui est dirigé, ce qui le distingue des flotteurs dériveurs instrumentés comme les profileurs Argo par exemple.

Les données exploitées lors de ces travaux sont extraites de la base de données Coriolis, grâce à l'initiative EGO⁵ qui regroupe depuis 2005 des scientifiques du monde entier dans le but de déployer et d'entretenir des gliders, mais également de diffuser les données collectées. Il sera utilisé 7 missions glider dont les positions des profils verticaux de température et de salinité sont présentées en figure 3.2.

3.2.2 Satellite

Les campagnes océanographiques et les mesures *in situ* représentent quelques centaines de mesures par jour, alors que les satellites permettent de réaliser plus de 50 000 mesures quotidiennes. Les mesures satellitaires permettent d'observer les hauteurs, couleurs, salinité, température de l'eau pour en citer quelques unes. Dans cette étude, seules des observations de température de surface seront utilisées.

Les capteurs radiométriques permettent de mesurer le rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre, dont l'intensité est liée à la température via la théorie du corps noir. En instrumentant les satellites météorologiques avec ces capteurs AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), il est possible d'observer la température de surface de la mer. Les longueurs d'ondes utilisées étant absorbées par les nuages, la température de surface de la mer, *Sea Surface Tem-*

5. *Everyone's Glider Observatories*

perature (SST), n'est pas observable quand la nébulosité est trop importante. Cela rend très difficile de mesurer la SST dans des zones du monde où la couverture nuageuse est très présente. D'autres radiomètres ont alors été mis en place, utilisant les micro-ondes afin de pouvoir traverser les nuages. L'imagerie thermique satellitaire permet de couvrir l'intégralité de la surface océanique à une fréquence élevée avec une résolution spatiale pouvant atteindre 1 km. A chacun de ses passages, le satellite observe une surface équivalente à sa fauchée. Ces informations, discontinues dans l'espace, sont par la suite concaténées, parfois moyennées dans le temps, et peuvent même être interpolées spatio-temporellement pour remplir les zones non couvertes lors des passages. Il est possible d'utiliser des produits selon les traces du satellites, ou bien des produits projetés sur une grille régulière.

Dans ces travaux, la SST satellite utilisée est un produit dit L3S, rassemblement de données grillées et sur lesquelles un contrôle qualité a été effectué, projetées sur une grille couvrant la mer Méditerranée à haute résolution spatiale, 0.01 °, avec une fréquence quotidienne. Ces données sont disponibles grâce au programme européen Copernicus⁶ pour l'observation de la Terre.

6. <http://marine.copernicus.eu>

Deuxième partie

**Apport de la dynamique à haute
résolution sur la circulation du bassin
nord-occidental méditerranéen.**

Les deux premiers chapitres présentent l'analyse d'une simulation NIDOR192 pour l'automne-hiver 2013-2014, comparée avec GLAZUR64 et des observations, dans le but de montrer l'apport de la haute-résolution dans la représentation de la dynamique le long des côtes varoises. Le premier chapitre de résultats (Chapitre 4) est focalisé sur la circulation dans la baie de Hyères, et son interaction avec la circulation régionale (CN). Un deuxième chapitre (Chapitre 5) est consacré à une étude de la circulation au large du talus, concentré sur la dynamique du CN ainsi que de ses structures à méso-échelle.

L'analyse d'un *downscaling* le long des côtes varoises sur la génération de la dynamique locale, conduit à un dernier chapitre (Chapitre 6) traitera de l'impact de cette zone clé sur l'écoulement du CN en aval et en amont. A l'aide d'inter-comparaisons modèles et d'observations, le transfert de la dynamique à travers différentes échelles est montré, particulièrement le long du GdL avec une étude sur la représentation des intrusions du CN sur le plateau.

Les simulations étudiées dans ces chapitres ont été débutées à partir d'un état équilibré pour GLAZUR64 (*spin-up* de 4 mois en partant d'une condition initiale issue de PSY2V4R4 comme conseillé dans l'étude de [Guilhou \(2013\)](#)). Concernant le zoom imbriqué, NIDOR192, un *spin-up* de 15 jours a été pris en compte avant l'exploitation des simulations, ce qui semble suffisant considérant la taille du domaine. La période de simulation exploitable débute alors le 06 Septembre 2013 et se termine le 31 Mai 2014.

Avant toute analyse, une inter-comparaison modèle est effectuée en préambule de cette partie entre la configuration NIDOR192 et GLAZUR64 avec une simulation réalisée avec le mode 1-WAY de AGRIF dans le but de vérifier la stabilité de la nouvelle configuration mise en place.

Stabilité de la configuration NIDOR192

Lors de la mise en place d'une nouvelle configuration emboîtée, il est essentiel de réaliser une première étude visant à vérifier la validité de la dynamique générée ainsi que de sa stabilité. Ainsi, une simulation de 5 mois a été réalisée avec un emboîtement simple (1-WAY) en partant du même état d'équilibre que les simulations qui seront étudiées. L'utilisation du 1-WAY permet de ne pas perturber la configuration parent (GLAZUR64) avec le transfert de structures susceptiblement irréalistes générées dans le zoom (NIDOR192).

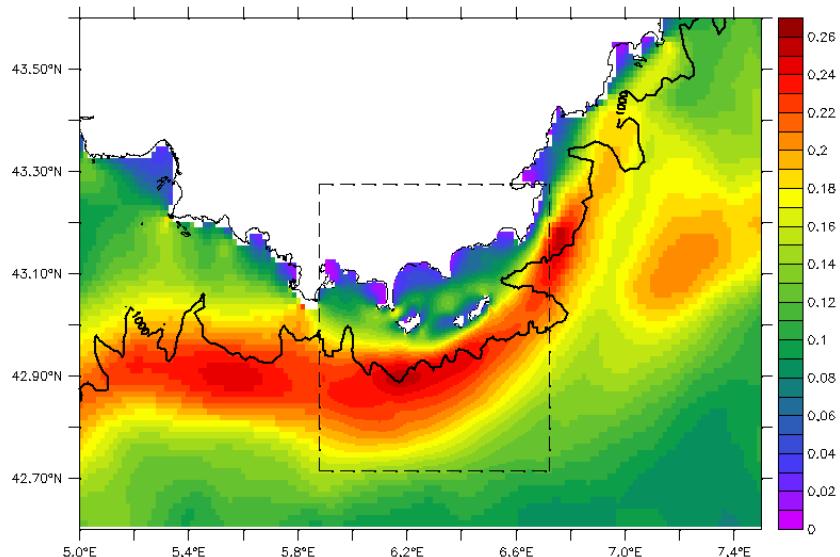


FIGURE 3.3 – Intensité du courant de surface (m/s) moyennée de Septembre 2013 à Janvier 2014, simulée par GLAZUR64 et NIDOR192 dans l'encadré en pointillés noirs. L'isobathe 1000 m a été superposée en noir.

Cette première étape de prise en main du module AGRIF, avec toutes les subtilités qui lui incombent, a nécessité les ajustements paramétriques cités en section 2.3.2.

D'un point de vue hydrologique, différents profils verticaux de température et de salinité ont été comparés entre les deux configurations modèles à différentes résolutions. Au bout de 5 mois de simulations, le jour le plus éloigné de la condition initiale, les profils verticaux de température présentés dans Declerck et al. (2016) (Annexe B) assurent une absence de dérive de la configuration "enfant" par rapport à la configuration "parent".

Concernant les propriétés dynamiques, le courant de surface moyen sur la totalité de la simulation (figure 3.3) présente un emboîtement correct entre les deux configurations: le CN entre (frontière Est) et sort (frontière Ouest) du domaine NIDOR192 sans discontinuités et avec une intensité semblable au CN simulé par GLAZUR64.

Au vue de ces résultats, la configuration NIDOR192 est stable et en accord avec la dynamique et l'hydrologie simulée dans la configuration GLAZUR64 qui sert ici de référence. Lors de l'utilisation du module AGRIF, il est conseillé d'utiliser une couche éponge pour éviter des instabilités aux frontières dues au transfert de structures à différentes échelles (Debreu et al., 2012). Dans le cas de ces configurations, l'emboîtement étant correct et sans instabilité, les simulations présentées dans la suite de cette partie ont été effectuées sans l'application de cette couche éponge codée dans NEMO-AGRIF. De plus, les essais de mise en place de la couche éponge telle qu'elle est implémentée dans le code n'ont pas été fructueux, plus de détails sont présentés en Annexe D.

Chapitre 4

La circulation dans la baie

L'objectif de ce chapitre est l'étude de la circulation peu connue prenant place dans la baie semi-fermée de Hyères. Pour cela, des simulations numériques issues des configurations GLAZUR64 et NIDOR192 sont utilisées, en comparaison avec des observations dynamiques.

Il apparaît un lien fort entre la dynamique locale de la baie et celle du CN qui, la bordant, s'y introduit parfois. Le devenir de ces intrusions du CN dans la baie est étudié ainsi que la circulation prenant place aux différentes passes qui sont par la suite nommées : "Est" entre l'île du Levant et la côte ; "Sud" entre les îles de Porquerolles et Port-Cros ; "Ouest" entre la presqu'île de Giens et l'île de Porquerolles (la passe entre les îles de port-Cros et Le Levant étant très étroite et représentée uniquement dans la configuration NIDOR192, elle ne sera pas considérée dans cette étude).

4.1 Les régimes de courant dans la baie semi-fermée

La baie de Hyères étant semi-fermée par la présence des trois îles ainsi que la presqu'île de Giens, sa circulation est principalement influencée par les conditions météorologiques et le CN qui la longe. La profondeur ne dépassant pas 50 m dans la majeure partie de la baie, hormis la zone couverte par le canyon des Stoechades (figure 2.6), les vents forts de la région vont entraîner la quasi totalité de la couche d'eau. Comme il est visible sur la figure 4.1, la zone d'étude est soumise à de forts vents d'Ouest - Nord-Ouest (Mistral) pouvant dépasser 50 km/h. La distribution des courants de surface modélisés (figure 4.1, panneau de droite) présente seulement 7% des courants qui sont entraînés vers l'Est, i.e. dans le sens du Mistral, alors que la majeure partie de la circulation de surface (environ 25%) est dirigée vers l'Ouest - Sud-Ouest, ce qui correspond au sens de circulation du CN. Au sein de la baie, l'étude de la circulation sera concentrée sur le lien avec la dynamique du CN.

L'analyse des champs 2D de l'intensité du courant moyen sur la durée totale de la simulation, et qui a été intégrée entre 0 et 10 m de profondeur (figure 4.2), dans le but de ne pas tenir compte que de la couche de surface et donc du forçage de vent, conforte le lien entre la circulation de la baie et celle du CN. En effet, un courant pénètre au Nord de l'île du Levant avec une intensité d'environ 10 cm.s^{-1} , borné au Nord par la côte et au Sud par la présence des îles du Levant et de Port-Cros. La forte intensité de ce courant confirme que c'est une branche du CN qui se détache de la veine principale, qui par guidage bathymétrique s'engouffre dans le canyon des Stoechades et entre dans la baie. Bien que cette intrusion soit simulée identiquement entre les deux configurations, son devenir dans la baie est lui différent. La branche du CN simulée par GLAZUR64 va s'écouler d'Est en Ouest avant de sortir de la baie par la passe Ouest, alors que dans NIDOR192 la même intrusion prend une direction Sud-Ouest à la fin du canyon se scindant en deux parties: une première, majoritaire, quittant la baie par la passe Sud et une seconde avec une direction Ouest longeant Porquerolles par le Nord avant de quitter la baie par la passe Ouest.

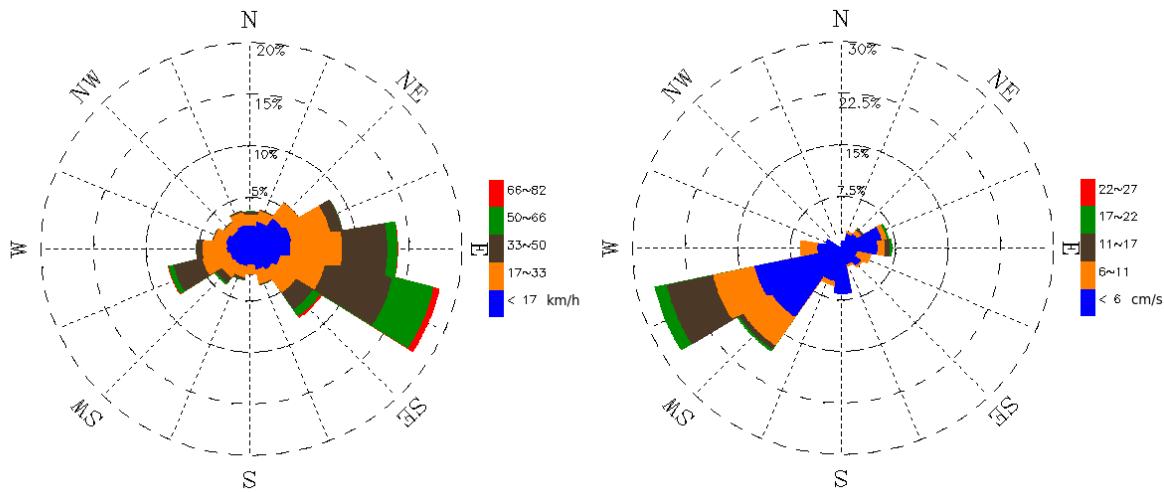


FIGURE 4.1 – **Gauche :** Rose des vents (km/h) à 10 m issus du modèle atmosphérique ARPEGE pour la zone couverte par NIDOR192 sur les années 2012 à 2014. **Droite :** Rose des courants de surface (cm/s) modélisés par NIDOR192 dans la baie de Hyères pour toute la durée de la simulation.

Pour le vent ainsi que les courants, la convention océanographique est appliquée pour la direction (i.e. qui se dirige vers).

Cette différenciation entre les deux simulations est due à la représentation de la bathymétrie. La plus haute précision permise par la résolution de NIDOR192, implique une baie moins profonde à l'Ouest du cap présent à 6.35 °E. Le positionnement de l'isobathe 30 m, représentée en rouge respectivement pour les deux configurations sur la figure 4.2, montre que la partie Ouest de la baie, entre le cap à 6.35 °E et la pointe Est de Porquerolles, est moins profonde dans NIDOR192 et en meilleur accord avec les données bathymétriques issues du SHOM¹. Il apparaît dans les simulations que l'intrusion simulée du CN dans la baie est limitée au nord par cette isobathe, justifiant ainsi les différences obtenues dans son écoulement.

De plus, la mauvaise représentation de la bathymétrie dans le golfe au Nord-Ouest de la baie dans GLAZUR64 implique une intrusion trop proche de la côte, favorisant ainsi des courants de surface dont l'intensité est deux fois supérieure à celle obtenue à l'aide de NIDOR192. Malheureusement le manque d'observations dans cette zone ne permet aucune validation de la simulation.

Il est à noter que l'apport d'eau douce par les fleuves côtiers, principalement le Gapeau, va également avoir un impact lors des crues automnales et hivernales sur le transport et l'hydrologie le long de la presqu'île de Giens. En effet, le Gapeau est un fleuve dont le débit est assez faible ($4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en moyenne annuelle et $8 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en moyenne l'hiver) mais lors de crue celui-ci peut atteindre $300 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (débits issus de la banque HYDRO <http://www.hydro.eaufrance.fr/>). Cependant, comme il n'y a seulement qu'une crue exceptionnelle s'étalant sur une journée pendant la période d'étude, aucun forçage d'eau douce dans la baie n'a été appliqué pour les simulations étudiées.

4.2 Impact des intrusions d'une branche du courant dans la baie semi-fermée

Les forçages atmosphériques étant identiques entre les deux configurations, les intrusions du CN dans la baie vont être l'élément majeur de différenciation entre les deux circulations locales

1. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

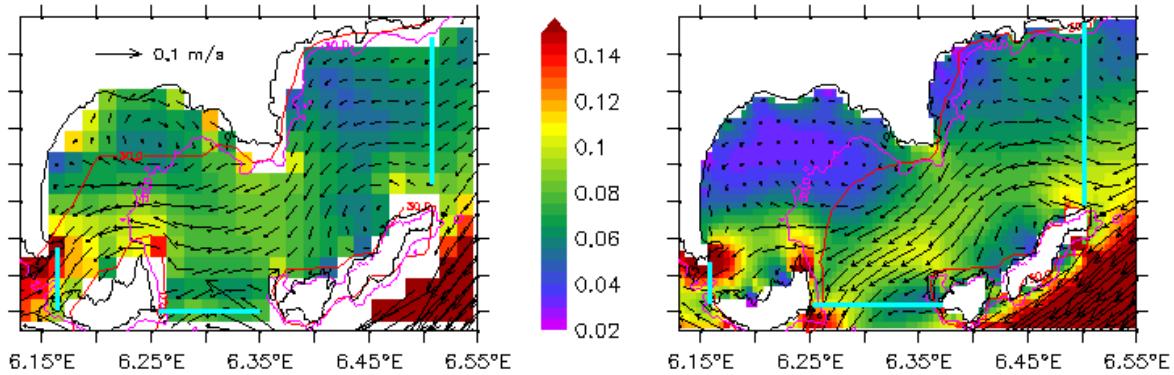


FIGURE 4.2 – Courant intégré sur une couche de 10 m de profondeur et moyenné sur la totalité de la simulation pour GLAZUR64 (gauche) et NIDOR192 (droite) dans la baie de Hyères. L'isobathe 30 m ainsi que les vecteurs de courant sont superposés pour les deux configurations. Les lignes bleues indiquent la position des sections où le transport a été calculé en figure 4.5.

simulées. Afin de déterminer la validité des simulations de ces intrusions et de leur devenir à l'intérieur de la baie, ces événements ont été comparés aux observations de profils verticaux de courant disponibles.

Le 24 Octobre 2013, le Téthys II a effectué un trajet entre Toulon et Nice en traversant longitudinalement la baie de Hyères alors qu'un vent d'Est était établi à 20 km/h. Lors de ce passage, présenté en figure 4.3, un courant d'intensité supérieure à 0.4 m.s^{-1} a été observé entre la surface et 70 m de profondeur vers 6.60°E , signant l'intrusion du CN dans la baie. Cette intrusion est simulée par les deux configurations avec un bon phasage temporel, bien que la circulation résultante à l'intérieur de la baie soit différente. Dès l'entrée dans la baie, NIDOR192 produit un courant de près de 0.2 m.s^{-1} s'étendant horizontalement sur toute la largeur de la passe Est alors que GLAZUR64 simule une fine et faible intrusion de l'ordre de 0.1 m.s^{-1} . La meilleure définition de la passe Est de la baie dans NIDOR192 et l'augmentation du nombre de maille pour la représenter favorisent la pénétration de cette branche du CN. Comme observée, l'intrusion simulée s'écoule avec une direction Sud-Est jusqu'à la passe Ouest, avec une diminution de l'intensité à l'approche de plus faibles fonds (6.30°E).

En plus de l'intrusion, deux autres circulations sont identifiables sur les observations: (i) au-dessus de l'intrusion un courant allant vers le Nord aux alentours de 6.50°E et (ii) un courant proche de la frontière Est de NIDOR192 situé sous l'intrusion avec une direction Ouest, i.e. sortant de la baie. Ces deux circulations ne sont simulées que par NIDOR192, bien que (i) impacte une couche trop épaisse (70 au lieu des 10 m observés). L'apport d'eau présent à la passe Est est accompagné d'un export plus profond dans NIDOR192 avec (ii). Cette double circulation est une conséquence directe du saut en résolution.

Dans la partie Ouest de la baie, NIDOR192 corrige un courant entrant par la passe Sud simulée par GLAZUR64 suite à une intrusion du CN, qui est irréaliste à cette date au vue des observations. La représentation de la bathymétrie à l'Ouest de la baie de Hyères n'étant pas réaliste dans les sources utilisées pour la construire, il est très difficile de reproduire les intensités du courant circulant dans la passe Ouest, qui est représentée beaucoup trop large et profonde dans les modèles.

L'interaction du CN avec la circulation à l'intérieur de la baie ne se résume pas à de simples intrusions de celui-ci. La branche secondaire se détachant peut créer, suite aux cisailles de vents, des structures tourbillonnaires le long de la côte. Comme par exemple le 06 Octobre 2013, où un

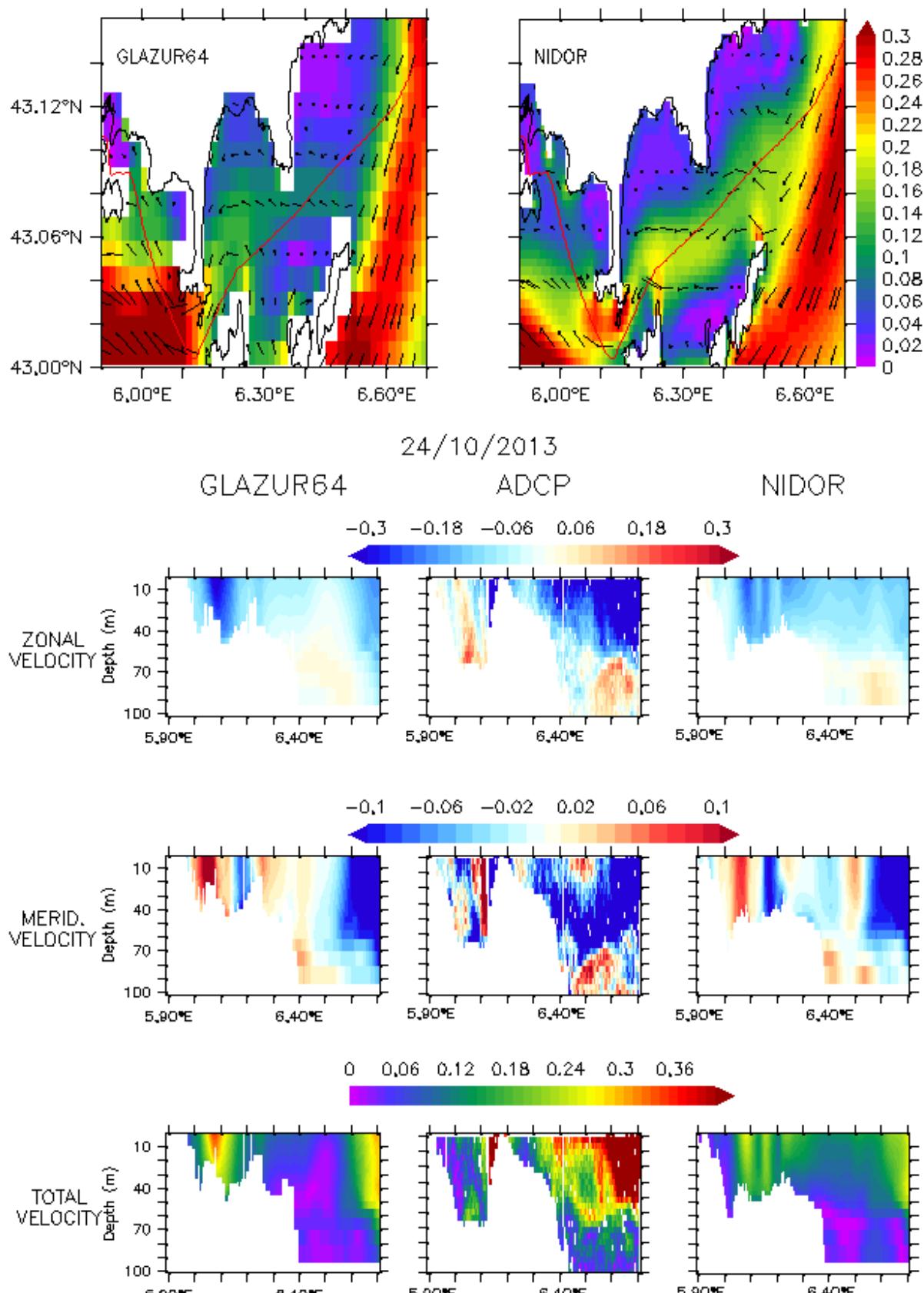


FIGURE 4.3 – Comparaison entre les champs de vitesse simulés et ceux observés par ADCP le 24 Octobre 2013 dans la baie de Hyères. **Haut :** carte de courants de surface (m.s^{-1}) simulés par GLAZUR64 (gauche) et NIDOR192 (droite), sur lesquels sont superposés la trajectoire du transect (ligne rouge). **Panneaux du bas :** coupe verticale sur 140 m des composantes zonale et méridienne ainsi que du module (m.s^{-1}) du courant le long du transect pour GLAZUR64 (gauche), les données ADCP (milieu) et NIDOR192 (droite).

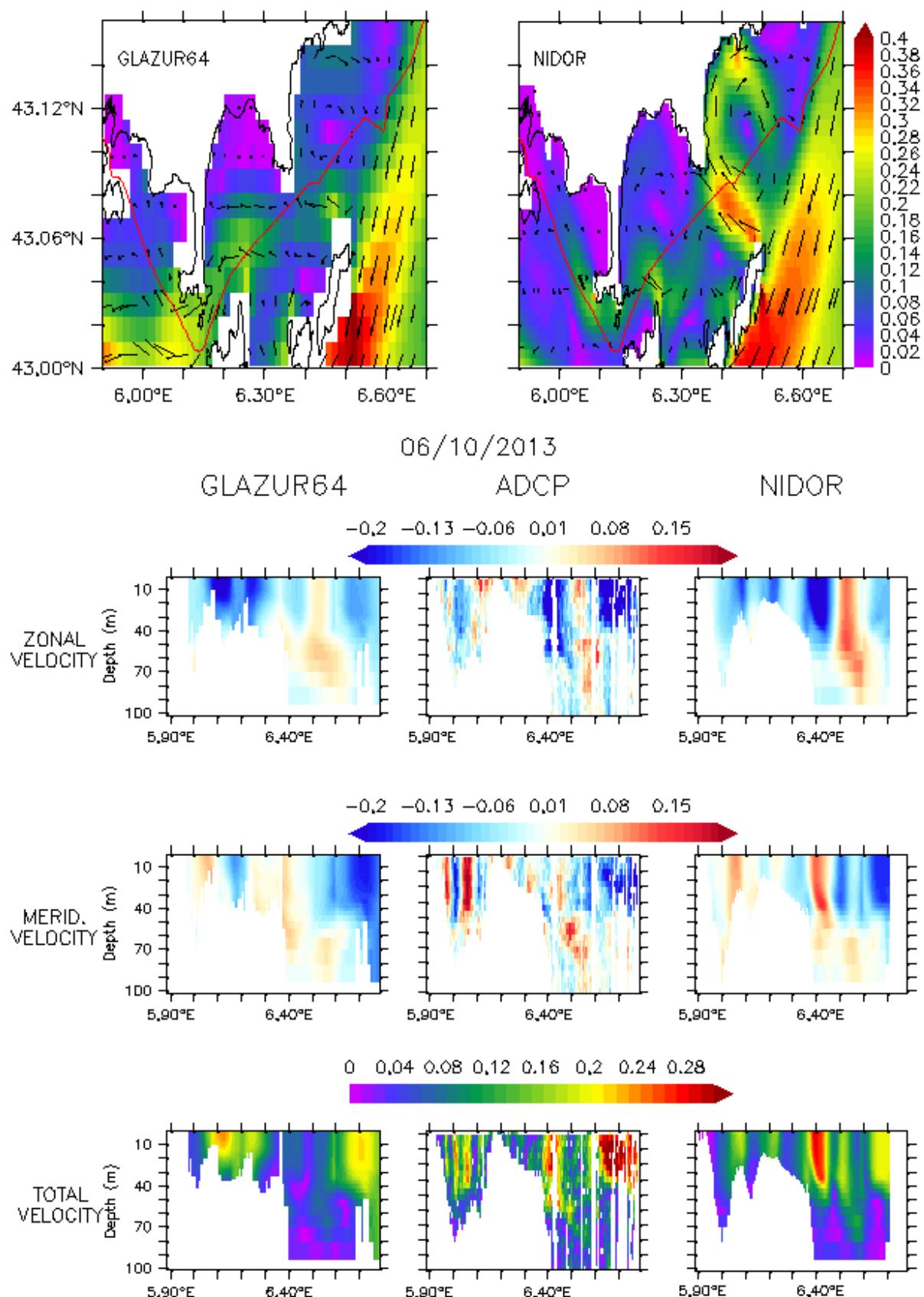


FIGURE 4.4 – Figure identique à la figure 4.3 mais pour le 06 Octobre 2013.

tourbillon anti-cyclonique a été observé entre l'Est de la baie et la veine principale du CN (figure 4.4). Ce tourbillon fait suite à l'apparition du Mistral après un vent d'Est qui était établi, créant ainsi une forte cisaille de vent à l'Est du domaine NIDOR192 d'après les données des modèles de Météo-France.

Les changements de signes dans les profils verticaux de vitesses observés indiquent que le Téthys II est passé à travers ce tourbillon localisé entre 6.40 et 6.60 °E à cette date. NIDOR192 produit un tourbillon en phase temporellement et spatialement avec les observations, positionnant parfaitement les alternances de vitesses Sud-Est et Nord-Ouest, alors que GLAZUR64 signe une structure tourbillonnaire mais d'intensité plus faible, et dont les limites sont moins bien définies. La réponse de NIDOR192 aux forçages atmosphériques dans la formation de tourbillons est donc améliorée par rapport à la configuration kilométrique (GLAZUR64), grâce au nombre de mailles neuf fois plus important pour définir un même espace car la résolution verticale est identique entre les deux configurations.

La bonne représentation des intrusions du CN dans la baie est importante d'un point de vue dynamique, mais également pour l'hydrologie de la zone. En effet, le CN est composé de masses d'eau plus salées et chaudes, particulièrement en hiver, que les eaux locales, pouvant entraîner de forts gradients thermohalins pour les écosystèmes présents. Les interactions entre le CN et la dynamique du plateau continental seront par la suite également développées le long du plateau du GdL (Chapitre 6).

4.3 Le transport entre les passes

Comme il a été vu précédemment, la circulation entre les différentes passes de la baie diffère pour les deux configurations modèles (figures 4.2, 4.3). Dans le but de quantifier ces différences, l'évolution temporelle du transport intégré sur la profondeur pour chaque passe de la baie est présentée en figure 4.5 (le positionnement des sections utilisées est présenté en figure 4.2 par des lignes bleues).

La passe Est, qui est la plus large et la plus profonde, est majoritairement une zone où le CN va pénétrer dans la baie, comme il est visible sur le panneau central de la figure 4.5 avec un transport négatif la plupart du temps. Pendant l'automne les transports sont plus grands, pouvant dépasser 0.1 Sv, alors que pendant l'hiver et le printemps, moins d'eau pénètre dans la baie avec des transports moyens de 0.04 Sv. Cette variabilité saisonnière s'explique par la variabilité de positionnement du CN, avec un éloignement à la côte plus ou moins important, variabilité qui est étudiée ultérieurement (section 5.1).

La passe Ouest, qui est très étroite et peu profonde, est la passe par laquelle GLAZUR64 simule une évacuation préférentielle des eaux de la baie (figure 4.2). Comparé au transport simulé par NIDOR192 (panel du bas de la figure 4.5), le transport sortant (i.e. négatif) est deux fois plus important pour GLAZUR64. Liés à ce qu'il se passe en entrée de la baie, les transports sont plus variables et de plus grandes intensités pendant l'automne pour les deux configurations.

Au Sud de la baie, entre les îles de Porquerolles et Port-Cros, le transport sortant (i.e négatif) est plus important dans NIDOR192 (figure 4.5, panneau du haut). Ce résultat est une conséquence directe de la circulation à la passe Ouest. En effet, la même quantité d'eau pénètre dans la baie par l'Est entre les deux configurations et une moindre part sort via la passe Ouest dans NIDOR192. Néanmoins, à la fin Septembre et en Octobre un transport entrant (i.e. positif) est simulé à travers cette passe par GLAZUR64. Ces événements correspondent à des intrusions du CN par le Sud de la baie lors de vent de Sud. Ces intrusions sont possibles mais rares et NIDOR192 en simule avec des intensités plus faibles à ces périodes. Lors de la seconde quinzaine d'Octobre, NIDOR192 simule des transports de signes opposés à ceux de GLAZUR64 où une des

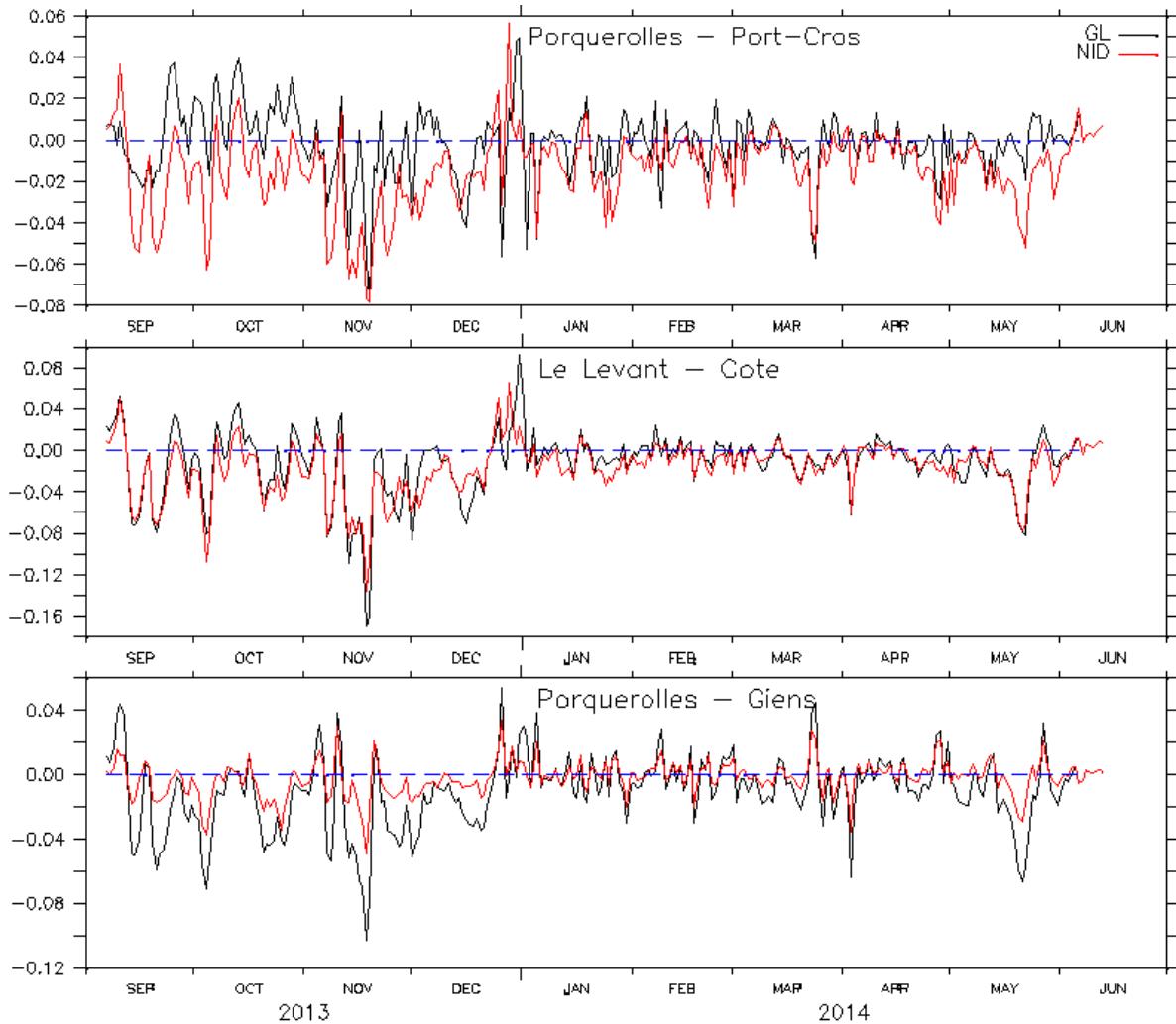


FIGURE 4.5 – Évolution temporelle du transport (Sv) simulé par GLAZUR64 (noir) et NIDOR192 (rouge) dans les passes de la baie de Hyères (haut : entre les îles de Porquerolles et Port-Cros, milieu : entre l'île du Levant et la côte, bas : entre la presqu'île de Giens et l'île de Porquerolles). Le positionnement des 3 sections est représenté en figure 4.2 par les lignes bleues.

intrusions est irréaliste d'après les observations réalisées par l'ADCP du Téthys II le 24 Octobre 2013 (figure 4.3).

Les différences de circulation moyenne au niveau des passes de la baie sont en accord avec la circulation de surface moyenne présentée en figure 4.2, bien que pour certains événements les simulations soient très éloignées l'une de l'autre.

Trois événements majeurs sont visibles sur l'évolution temporelle du transport: (i) mi-Novembre 2013 où une forte intrusion a lieu à la passe Est entraînant un fort transport sortant dans les autres passes, (ii) fin Décembre 2013 - début Janvier 2014 où la circulation dans la baie se fait dans le sens opposé au courant moyen avec une intrusion du CN par le Sud et l'Ouest et une évacuation de la baie par l'Est, (iii) fin Mai 2014 où comme pour Novembre 2013 une forte intrusion du CN est présente à l'Est de la baie. Ces trois événements sont simulés par les deux configurations, avec des exports d'eau majoritairement par le Sud dans NIDOR192 pour (i) et (iii). Concernant l'intrusion au Sud de la baie, il y a un déphasage de quelques jours entre les deux configurations: NIDOR192 simule l'intrusion, et donc son évacuation, plus tôt. L'enregistrement

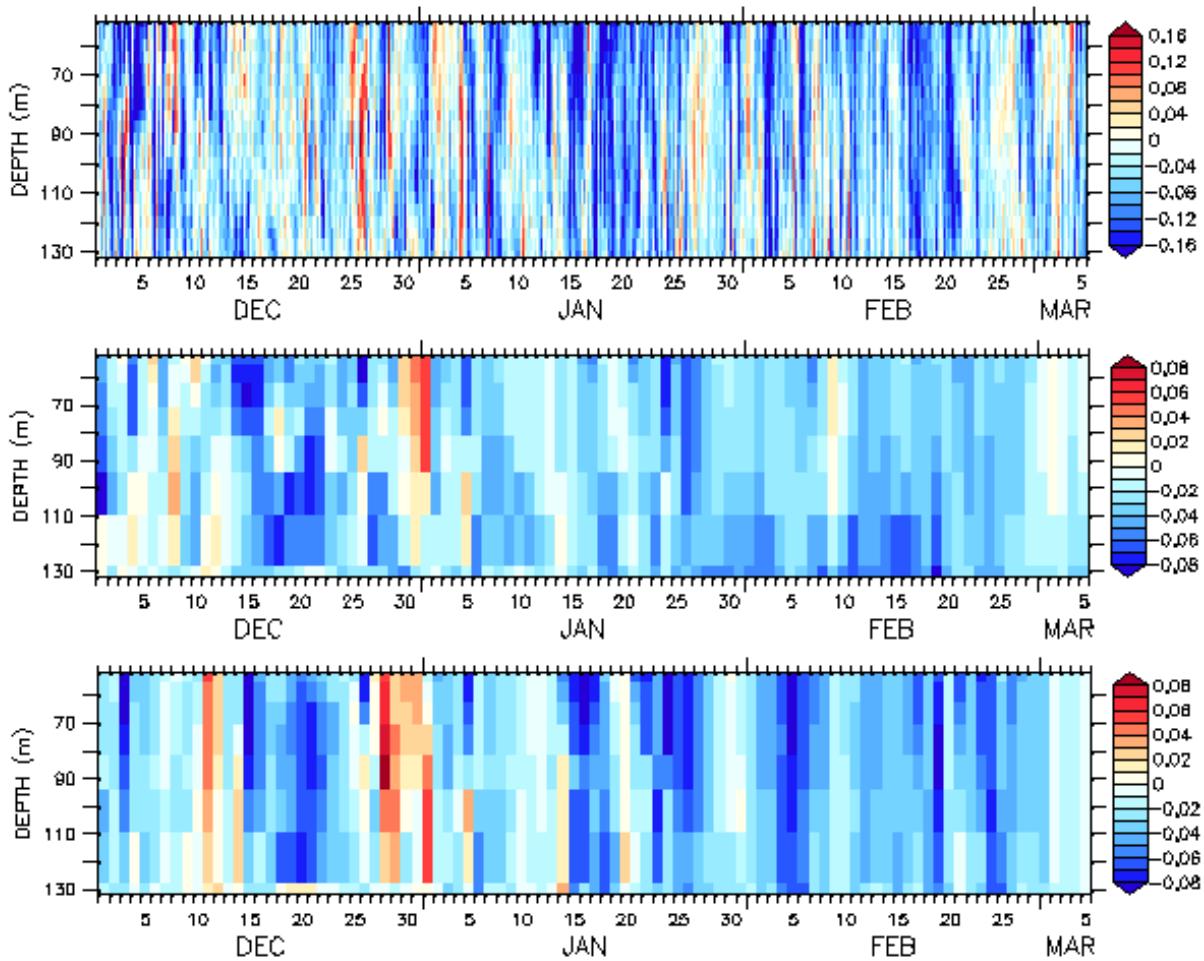


FIGURE 4.6 – Comparaison de l'évolution temporelle des profils verticaux de vitesses méridiennes (m.s^{-1}) mesurés par ADCP au mouillage BOMBYX (haut) et simulés par GLAZUR64 (milieu) et NIDOR192 (bas).

rement des courants effectué à l'aide de l'ADCP ancré au mouillage BOMBYX pour les mois de Décembre 2013 à Février 2014 est présenté en figure 4.6. L'intérêt de cette donnée étant de valider la circulation via la passe Sud, seule la composante méridienne de la vitesse est présentée. Les 25 et 26 Décembre 2013, une vitesse vers le Sud a été mesurée avec une intensité de l'ordre de 0.1 m.s^{-1} , correspondant à l'événement (ii) décrit ci-dessus. A la même localisation, NIDOR192 simule une vitesse sortante de la baie deux jours plus tard, du 27 au 31 Décembre 2013, alors que GLAZUR64 la produit seulement à partir du 30 Décembre. Bien que l'intrusion du CN à travers la passe Sud de la baie est trop étendue temporellement, NIDOR192 améliore le phasage temporel de celle-ci ainsi que l'intensité du courant qui est proche de 0.08 m.s^{-1} le premier jour. D'une manière générale, les évacuations de la baie par le Sud simulées par NIDOR192 sont en adéquation avec celles observées. Durant la seconde moitié du mois de Janvier 2014, la vitesse méridienne simulée au point BOMBYX est de l'ordre de 0.08 m.s^{-1} dans NIDOR192, contre moins de 0.05 m.s^{-1} dans GLAZUR64. L'ADCP quant à lui a mesuré des vitesses de plus de 0.1 m.s^{-1} aux mêmes dates. Les mêmes conclusions peuvent être faites un peu plus tard, aux alentours du 5 puis du 23 Février 2014. L'amélioration de la simulation de la circulation entre les îles dans NIDOR192 implique une meilleure représentation également de la circulation dans la passe Ouest. Le devenir de la branche secondaire du CN pénétrant à l'Est de la baie est donc mieux représenté dans le zoom.

Synthèse du chapitre

La circulation dans la baie est améliorée grâce au saut en résolution: avec un nombre de points plus importants pour générer des structures liées aux vents et une meilleure définition des passes de la baie influant sur les intrusions du CN. Le devenir de ces intrusions est également amélioré dans NIDOR192, impliquant ainsi un transport au niveau des passes Sud et Ouest différent de GLAZUR64, pouvant impacter la circulation du CN en aval de la baie.

Chapitre 5

Le Courant Nord le long des côtes varoises

Ce chapitre est consacré à l'étude de la dynamique du CN le long des côtes varoises. Le comportement moyen et l'activité à méso-échelle simulés par les deux configurations à différentes échelles couvrant cette zone seront comparés à des observations dynamiques. L'influence de la circulation au sein de la baie développée au Chapitre 4 et des forçages atmosphériques sur la circulation du CN seront mis en évidence ici.

5.1 Caractéristiques et positionnement de la veine principale

Le CN étant fortement guidé par la bathymétrie, l'apport d'une résolution plus fine des canyons présents dans le domaine NIDOR192 peut avoir un impact sur sa trajectoire. L'étude des courants moyens dans la partie Sud du domaine couvert par la configuration NIDOR192 va permettre de quantifier l'apport de la haute-résolution sur cette circulation à large échelle. Le positionnement de la veine du courant en surface est très complexe à définir dû à sa variabilité, son activité à méso-échelle provoquant des méandres mais également à l'impact des vents sur l' entraînement de la couche supérieure d'océan. Pour identifier le positionnement de la veine, le proxy choisi est le maximum de l'intensité du courant de surface dans la zone au CN.

La figure 5.1 présente l'évolution latitudinale de l'intensité des vitesses de surface (en traits pleins) au large de Porquerolles (6.15°E), moyennés pour les deux saisons complètes étudiées (automne et hiver), pour les simulations issues des configurations GLAZUR64 et NIDOR192 et les observations à l'aide des radars HF. En automne, saison la plus proche de la condition initiale, le cœur de la veine est positionné identiquement pour les deux simulations (42.94°N), trop proche de la côte au regard des observations (42.88°N). En hiver par contre, le CN est observé plus loin des côtes (42.85°N), un écart de 3 km est visible entre les positionnements des CN modélisés, avec un décalage vers le Sud de la veine simulée par NIDOR192 qui est une amélioration par rapport aux simulations obtenues avec GLAZUR64.

Dans le but de caractériser la largeur du CN, les 80% de la vitesse maximum seront considérés comme étant les limites du cœur de la veine (figure 5.1, pointillés fins). Les simulations représentent bien la moitié Nord du courant moins large que son extension Sud comme observé pour les deux saisons. Malgré un bon positionnement du centre de la veine et une extension au Sud correcte en hiver, le CN modélisé par NIDOR192 s'étend encore trop au Nord, comme dans GLAZUR64. NIDOR192 permet, de plus, d'augmenter légèrement la vitesse moyenne de surface en cette saison, bien que celle-ci reste fortement sous-estimée dans les simulations.

L'évolution du positionnement de la veine du CN pour le seul mois de Mars 2014 a également été comparée aux observations radar dans (Declerck et al., 2016) (figure 5.2) suivant le même protocole. Il a été montré une correction dans le zoom d'un décrochage irréaliste du CN vers le

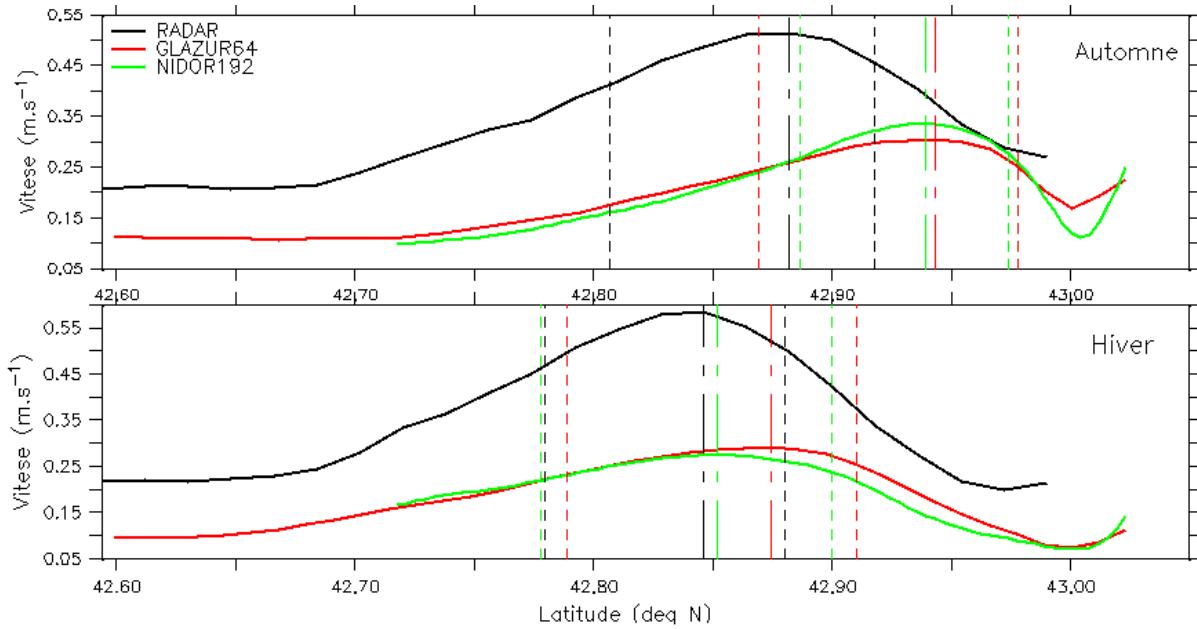


FIGURE 5.1 – Comparaison des courants de surface (m.s^{-1}) le long d'une coupe au large de Porquerolles (6.15°E) pour les simulations, GLAZUR64 (rouge) et NIDOR192 (vert), et les observations radar (noir), moyenne automnale (haut) et hivernale (bas). Les pointillés larges représentent la position latitudinale du maximum de vitesse pour chaque jeu de données, et les pointillés fins la position des 80% de cette vitesse maximum.

Sud présent dans GLAZUR64 à 6.34°E . A cette période, l'orientation Sud-Ouest du CN modélisé par GLAZUR64 est erronée, et permet la génération d'une structure tourbillonnaire au large de Toulon qui est irréaliste.

L'activité à méso-échelle, voire subméso-échelle, est très fortement liée au trait de côte escarpé présent dans la région d'étude, il est donc essentiel d'avoir un bon positionnement du CN pour simuler ces fines structures très énergétiques.

Bien que le CN soit fortement guidé par la bathymétrie, les différences de profondeurs rencontrées le long du talus vont entraîner des variations de vorticité qui modifient la direction du courant. En hiver, où le courant est très proche de la côte, le potentiel tourbillonnaire (vorticité) est le principal moteur d'une redistribution de l'énergie potentielle vers la méso-échelle.

Les champs de vorticité (figure 5.3) intégrés entre 0 et 150 m de profondeur (correspondant à la couche où le CN s'écoule) et moyennés sur la totalité de la simulation sont très proches pour les deux configurations. De part et d'autre de l'isobathe 1000 m la vorticité change de signe, avec une bande négative au Nord de l'ordre de $0.1 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ et une bande positive au Sud avec la même intensité. Ces deux bandes de vorticité correspondent à la trace du CN comme il est visible sur les vecteurs de courants superposés, avec des vitesses intégrées sur la même couche de profondeur atteignant 0.3 m.s^{-1} . L'impact de la bathymétrie plus fine sur le CN entraîne une turbulence plus forte de celui-ci au contact du talus dans NIDOR192 avec une augmentation de l'intensité de la bande de vorticité négative. Au Sud de l'isobathe 1000 m, où les différences de représentation de la bathymétrie sont moindres entre les deux configurations, les champs de vorticité sont identiques entre les deux simulations.

Proche des îles d'Or, la vorticité est plus importante dans NIDOR192, avec la présence de vorticités positives importantes ($> 0.2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) dans les passes de la baie qui ne sont pas présentes dans GLAZUR64. Cette activité est liée à la circulation dans les passes de la baie qui a été développée en section 4.3.

L'apport de la résolution plus fine dans la représentation du fond dans NIDOR192 implique une

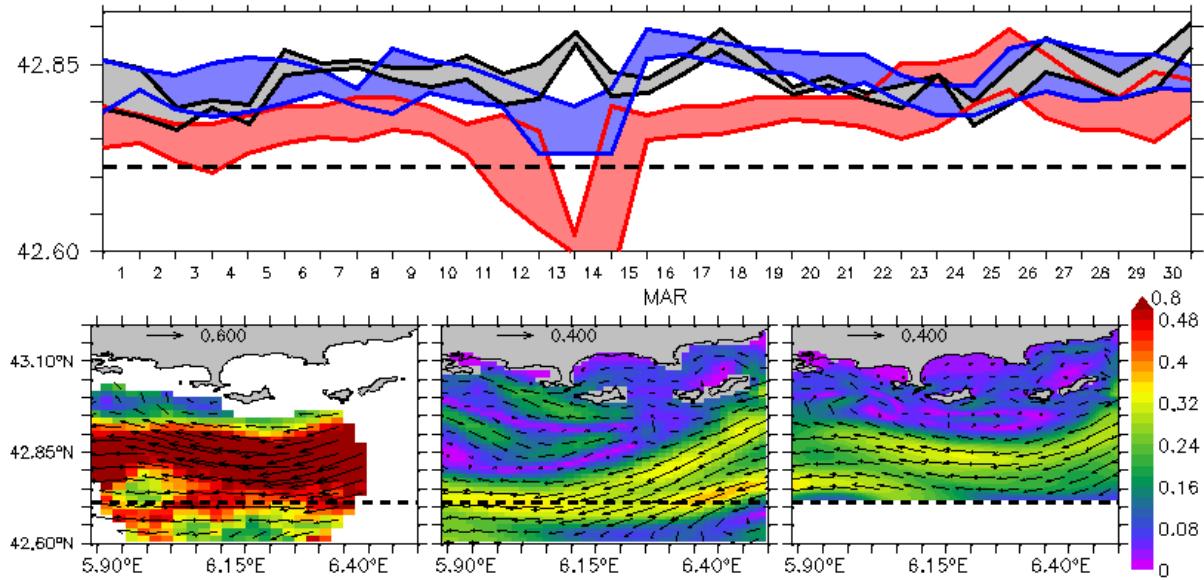


FIGURE 5.2 – Haut : Évolution temporelle du positionnement estimé de la demi-veine Sud du CN, entre le maximum et 80% du maximum, le long d'une coupe au large de Port-Cros (6.34°E) pour les simulations, GLAZUR64 (rouge) et NIDOR192 (bleu), et les observations radar (gris). **Bas :** Courants de surface le 12/03/2014, le fond de carte représente l'intensité et les vecteurs la direction, observés par le radar (gauche) et simulés par GLAZUR64 (milieu) et NIDOR192 (droite). (figure extraite de Declerck et al. (2016))

augmentation de l'activité à méso-échelle, qui est très énergétique et turbulente, visible sur des diagnostics énergétiques comme l'étude de l'énergie cinétique turbulente (EKE). L'EKE de surface moyenne¹ sur la totalité de la simulation (figure 5.3) est plus importante dans NIDOR192 à l'Ouest des îles aux alentours de l'isobathe 1000 m. Dans cette zone qui est connue pour être propice aux méandres du CN (Marmain et al., 2014), l'augmentation de l'énergie cinétique turbulente moyenne indique l'apparition d'un nombre plus grand de fines structures dans le zoom qui seront étudiées dans la section 5.2.

La moyenne de l'EKE sur 9 mois de simulations ne permet pas de bien identifier la trace du CN en surface. Toutefois, l'île du Levant est entourée d'une bande d'EKE plus intense dans NIDOR192 qui correspond à la pénétration d'une partie du CN à l'intérieur de la baie (section 4.2). Le devenir différent de cette intrusion dans la baie entre les deux configurations implique une EKE plus faible dans le zoom pour la partie Nord-Ouest de la baie où l'intrusion pénètre peu voire pas du tout.

5.2 Représentation de la variabilité à méso-échelle du CN

La méso-échelle est caractérisée par des échelles de temps de l'ordre de la journée, elle est donc filtrée sur des moyennes saisonnières ou même mensuelles. Dans cette partie, l'utilisation d'observations à une fréquence quotidienne permet de mettre en évidence le potentiel de représentation de ces fines échelles temporelles et spatiales dans les configurations modèles.

Dans le but de vérifier le positionnement du CN en aval de la baie, au large de Toulon, des profils verticaux de vitesses réalisés à l'aide de l'ADCP monté sur le Téthys II ont été utilisés

1. L'EKE a été calculée en retirant aux champs de vitesses les champs moyennés sur toutes la durée de la simulation pour les deux configurations respectives.

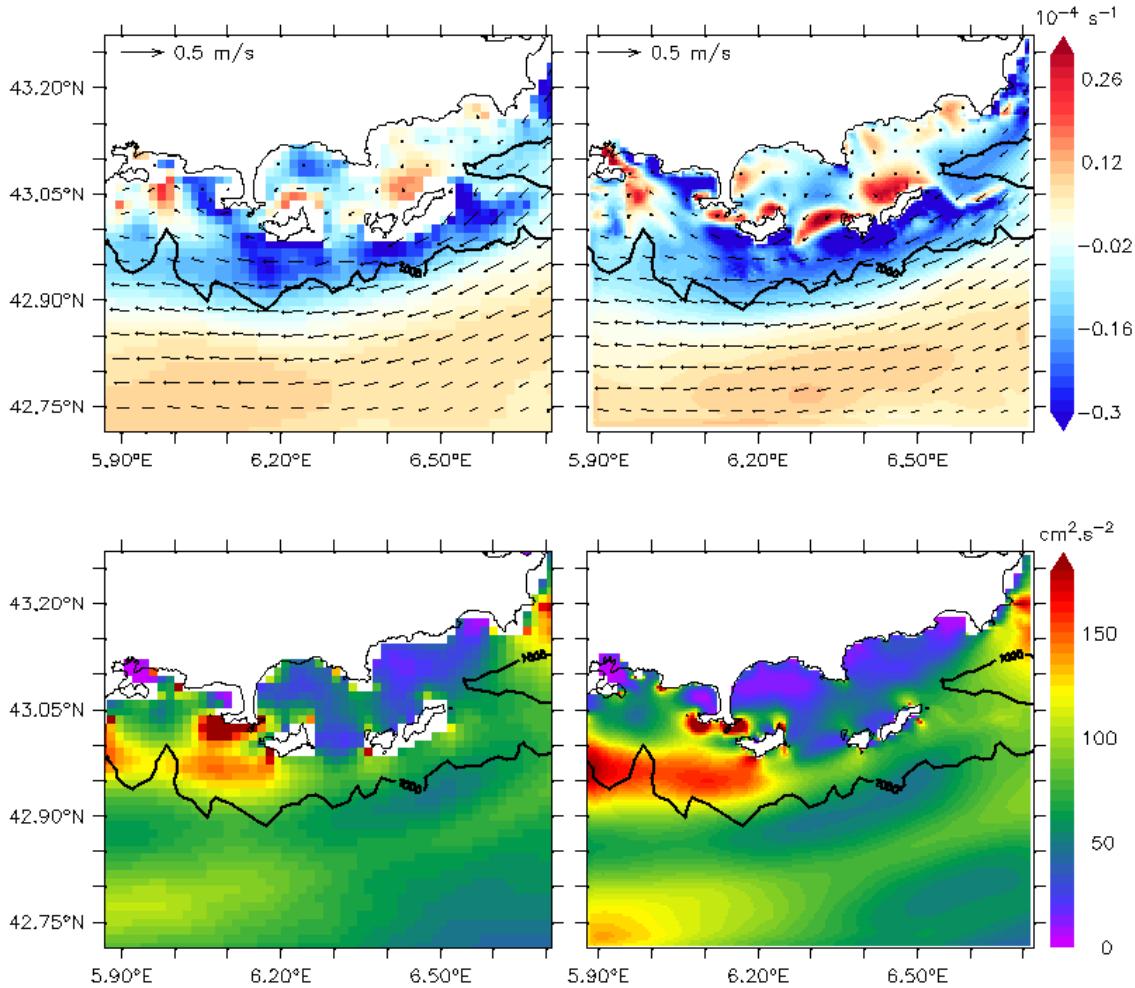


FIGURE 5.3 – Haut : Champs de vorticité relative (s^{-1}) moyen sur la simulation, et intégré entre 0 et 150 m de profondeur. Les vecteurs superposés représentent l'intensité et la direction des courants moyens intégrés sur la même couche. **Bas :** Énergie cinétique turbulente de surface (cm^2/s^{-2}) moyenne sur la totalité de la simulation. Résultats obtenus pour les configurations GLAZUR64 (gauche) et NIDOR192 (droite). L'isobathe 1000 m est superposée en noir sur chacun des panels.

(les figures 5.4 et 5.5 présentent les résultats obtenus pour deux transects distincts). Bien que la fréquence d'écriture des simulations soit d'une journée, la faible variabilité du CN au dessus de cette fréquence permet de comparer les simulations aux données d'observations qui sont à plus haute fréquence et dont la durée est inférieure à une journée pour un transect. Près du début des simulations, le 05 Octobre 2013 (figure 5.4), le CN est modélisé proche des côtes, avec une accélération de la veine après le passage des îles et un changement d'orientation passant de Ouest à Nord-Ouest. Bien que les simulations soient très cohérentes entre elles, le CN modélisé par NIDOR192 est légèrement plus au Sud et resserré. Ces différences sont liées à une circulation en amont de Toulon différentes entre les deux configurations, particulièrement au niveau des passes de la baie de Hyères. NIDOR192 favorise une sortie de la branche secondaire pénétrant dans la baie par la passe Sud en plus de celle à la passe Ouest, alors que GLAZUR64 ne produit qu'une évacuation de ce courant à l'Ouest. Au vue des observations, le changement de cap du CN à l'Ouest du domaine n'est pas réaliste et les deux simulations positionnent le courant trop au Nord. Les différences entre les deux simulations sont faibles à ce stade de la simulation, toutefois le décalage vers le Sud du CN dans NIDOR192 est positif.

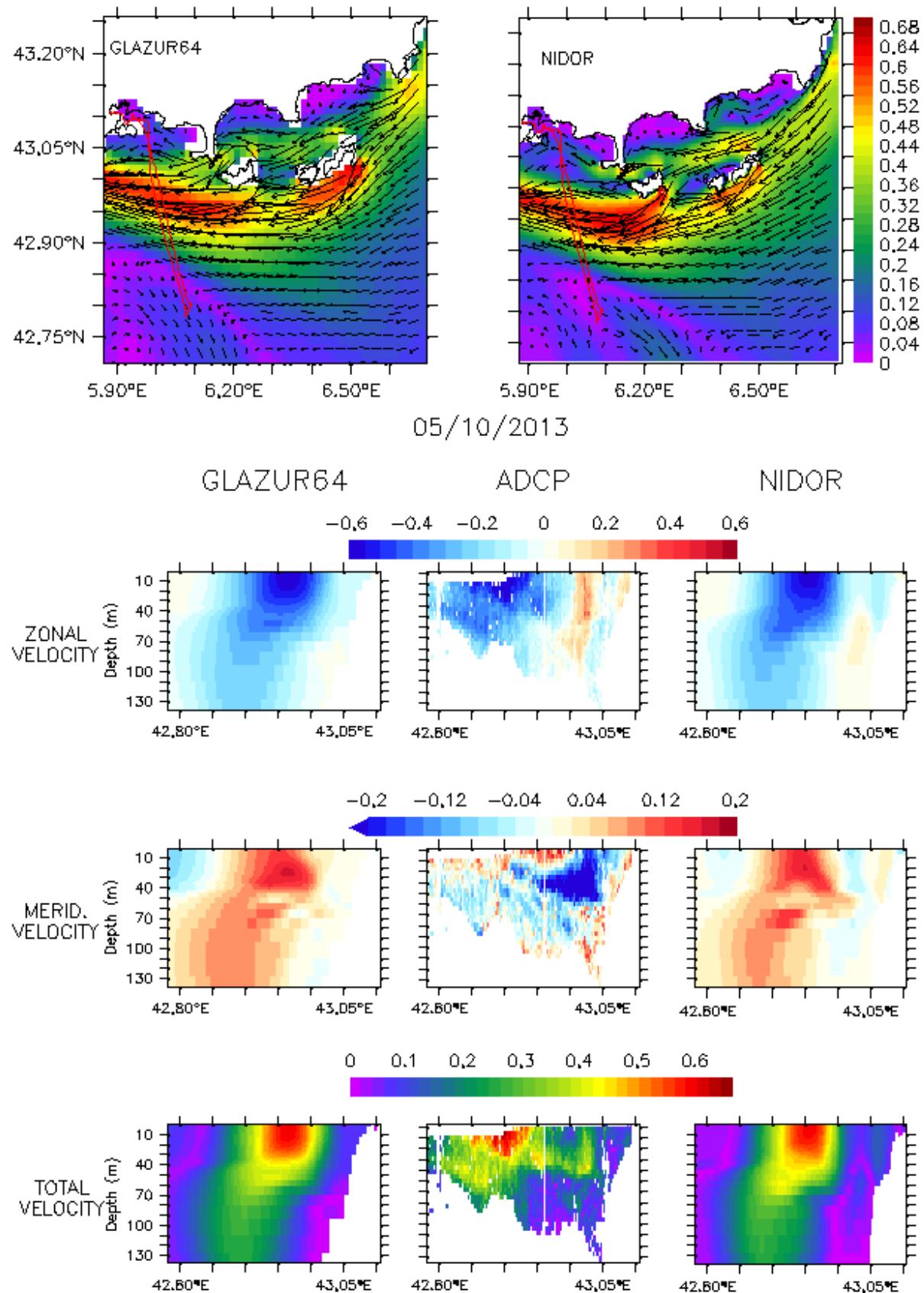


FIGURE 5.4 – Figure identique à la figure 4.3 mais pour le 05 Octobre 2013 au large de Toulon.

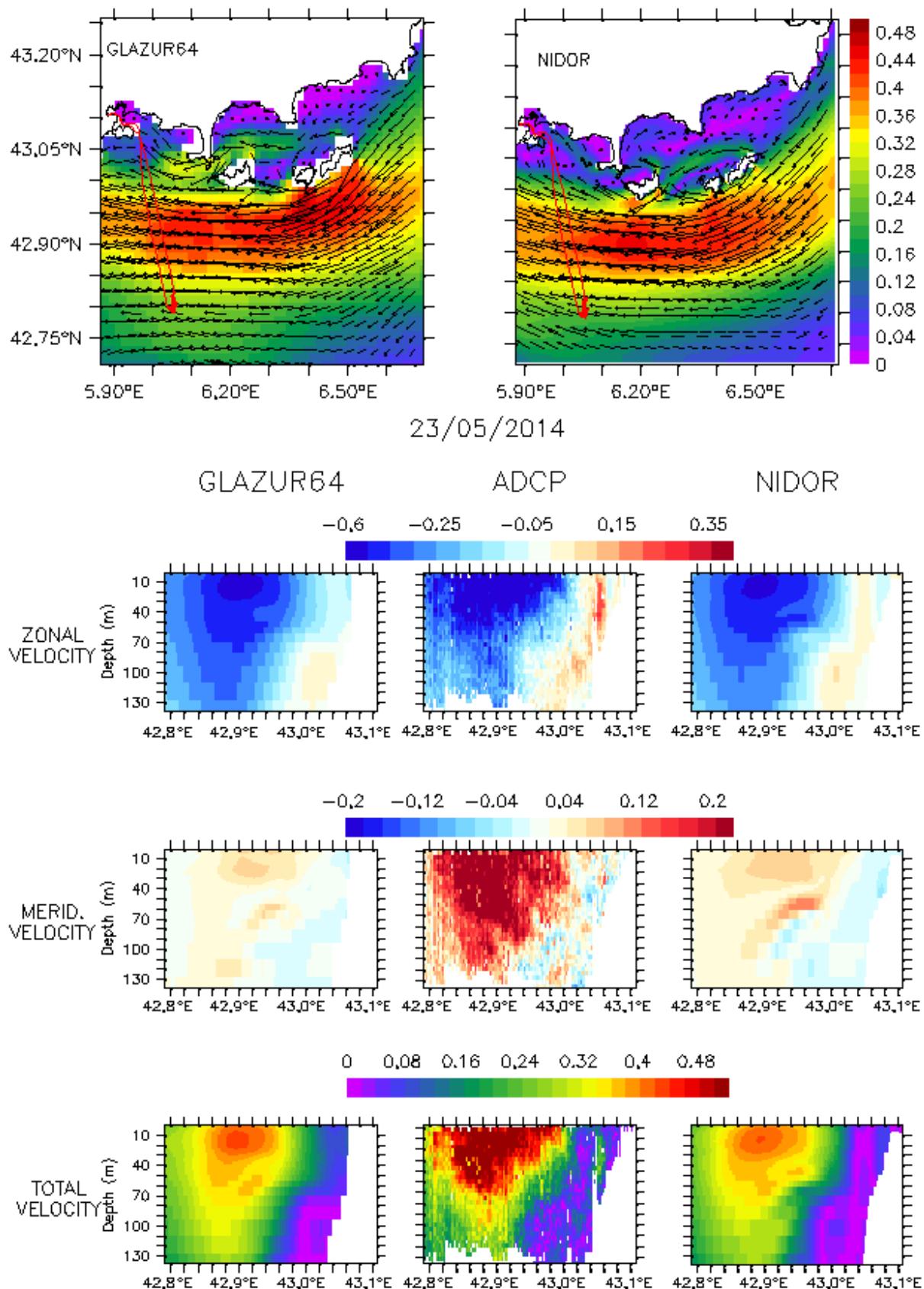


FIGURE 5.5 – Figure identique à la figure 4.3 mais pour le 23 Mai 2014 au large de Toulon.

Le Téthys II effectuant régulièrement des trajets au large de Toulon, un transect identique est disponible vers la fin des simulations, le 23 mai 2014 (figure 5.5). Cette fois encore, la circulation est très proche entre les deux simulations, bien que la circulation de la baie est elle différente en amont du transect. Le positionnement de la veine est cette fois-ci correct au regard des observations avec une frontière Nord aux alentours de 43°N pour les deux simulations. La composante méridienne de la vitesse est par contre fortement sous estimée dans les simulations avec des vitesses inférieures à 4 cm.s⁻¹ dans GLAZUR64 et de l'ordre de 6 cm.s⁻¹ dans NIDOR192. En plus du CN, un courant orienté Est a été observé le long du talus. Cette circulation, allant à contre sens du CN, est présente seulement dans NIDOR192 (cf profils verticaux de vitesse zonale de la figure 5.5). L'amélioration de l'orientation du CN à l'aide du zoom pouvant impacter son devenir, une étude de la circulation en aval est réalisée dans le chapitre 6.

Il a été montré précédemment que NIDOR192 est plus sensible au stress du vent que GLAZUR64 dans la baie de Hyères. Dans l'objectif de vérifier si ce comportement est également valable sur une circulation à plus grande échelle, l'utilisation de carte de courants de surface mesurés à l'aide de radar HF au large de Toulon permet de quantifier l'impact des vents sur la circulation du CN. La figure 5.6 présente le courant de surface, observé et modélisé, moyenné sur 4 journées distinctes tout au long de la simulation. Lorsque le Mistral est présent dans la région d'étude, NIDOR192 améliore la direction du CN (figure 5.6, panels a, c et d). En effet, le 11 Novembre 2013 (panels a) le CN observé a une orientation majoritairement Sud en surface qui est sous estimée par les modèles, bien que NIDOR192 accentue ce décollement du talus, permettant la génération d'une structure anticyclonique au large de Porquerolles qui est également présente dans les observations. De même pour le 1^{er} Mai 2014 (panels c), la couche de surface entraînée vers le Sud par le vent à dominante Nord est mieux représentée dans le zoom, particulièrement près de la frontière Ouest du domaine. À la fin du run, le 16 Mai 2014 (panels d), GLAZUR64 simule un éloignement à la côte du CN en aval des îles qui n'est pas réaliste alors que NIDOR192 reproduit un courant orienté Ouest comme observé. Le même comportement du CN simulé par GLAZUR64 a été corrigé par NIDOR192 le 12/03/2014 (Declerck et al., 2016). Suite à un vent de Sud, un méandre est observé à l'Est de la couverture RADAR le 22 Mars 2014 (panels b). Ce méandre est reproduit seulement dans NIDOR192, bien que celui-ci soit décalé à l'Ouest. Le forçage de vent prescrit étant identique entre les deux simulations, la réaction à l'effet du vent sur la circulation de surface semble également plus forte dans la configuration à plus haute résolution en dehors de la baie. Le CN reste toutefois peu impacté par le *downscaling*. Ce résultat pouvait être attendu car une résolution kilométrique, comme celle de GLAZUR64, permet de résoudre la majeure partie de l'activité à méso-échelle dans la zone (Guihou, 2013).

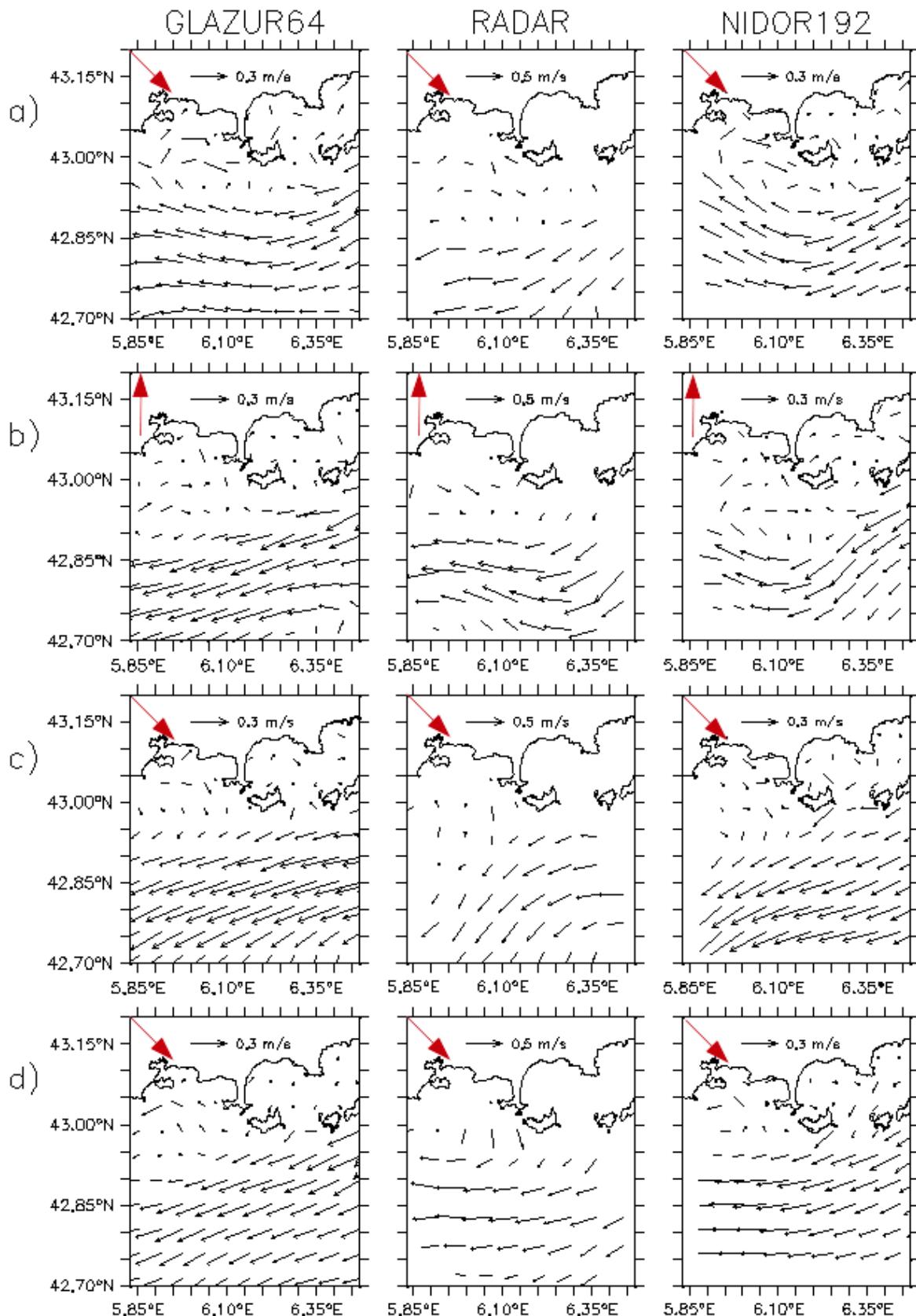


FIGURE 5.6 – Comparaisons des courants de surface simulés par GLAZUR64 (gauche) et NIDOR192 (droite) avec les observations radar (milieu). Moyenne quotidienne pour le a) 11/11/2013; b) 22/03/2014; c) 01/05/2014; d) 16/05/2014. L'échelle des vecteurs est différente entre les simulations et les observations. La direction du vent moyen sur la zone est indiquée par les flèches rouges.

Synthèse du chapitre

L'apport de la haute résolution est aussi visible sur la circulation à plus grande échelle de la zone principalement le CN. Sa circulation moyenne, ainsi que son activité à méso-échelle sont mieux représentées dans NIDOR192 après 3 mois de simulation. Le bénéfice de la meilleure simulation de la circulation dans les passes de la baie avec le zoom va impacter le positionnement du CN, bien que celui-ci soit en moyenne très cohérent entre les deux simulations.

Comme pour la circulation dans la baie, la réaction aux forçages atmosphériques est plus importante dans NIDOR192, permettant une meilleure représentation de la circulation de surface.

Les faibles mais positives différences sur le positionnement, l'orientation et la vitesse du CN vont ensuite être propagées dans la configuration GLAZUR64, à l'aide de l'outil AGRIF, et possiblement changer son écoulement (cf Chapitre 6).

Chapitre 6

Transfert de la dynamique des côtes varoises sur le CN dans le bassin N-O.

Dans ce chapitre, une attention particulière est portée sur le transfert de structures dynamiques représentées à plus haute résolution sur la circulation en aval et en amont. Dans ce but, une comparaison entre deux configurations GLAZUR64 est effectuée : GLAZUR64 classique et GLAZUR64-2W qui a bénéficié de l'apport de NIDOR192. L'apport du couplage 2-WAYS va être quantifié à l'aide d'observations thermodynamiques sur les neuf mois de simulations précédemment étudiés.

L'interpolation des champs simulés par NIDOR192 sur le domaine commun dans GLAZUR64 permet un transfert d'une dynamique où la (sub)méso-échelle a été mieux représentée dans la configuration régionale. L'impact attendu est principalement sur le positionnement de la veine du CN en aval du zoom, voire sur les intrusions de celui-ci sur le plateau du GdL.

6.1 En aval du CN

Le long de l'écoulement du CN, les précédentes améliorations sur le positionnement du courant à l'intérieur du zoom vont impacter la dynamique simulée par GLAZUR64. La cascade d'énergie entre les fines structures générées dans le zoom et la circulation à plus grande échelle est marquée par une augmentation de l'EKE de surface moyenne sur la totalité de la simulation (figure 6.1), où le long de l'isobathe 1000 m à l'Ouest du zoom l'EKE est doublée sur près de 100 km.

6.1.1 Positionnement du CN à l'extérieur du zoom

Le long du trajet du CN, trois coupes verticales de vitesses moyennes sur la totalité des simulations (figure 6.2) permettent de qualifier l'impact de la dynamique générée dans le zoom à l'extérieur de celui-ci. Le positionnement des coupes est visible en figure 6.1 : deux sont à longitude fixe (i) à l'Ouest du zoom, (ii) au large de Marseille, à l'entrée du GdL ; (iii) une à latitude fixe près de la frontière Sud de GLAZUR64, à la fin du plateau.

Juste en aval de la frontière de NIDOR192, le CN est en moyenne positionné identiquement entre les deux configurations (figure 6.2, panneaux supérieurs). Ce résultat s'explique par de faibles différences sur la moyenne des simulations à l'intérieur du zoom, comme cela a été montré avec la comparaison du positionnement du CN versus des mesures de courants à l'aide des radars HF (figure 5.1) et des profils ADCP (figure 5.4 et 5.5). Cependant la bordure Sud du courant est plus proche de la côte dans la configuration couplée, avec le positionnement de l'iso-courant 0.05 $m.s^{-1}$ en surface à $42.60^\circ N$ alors qu'il ne dépasse pas $42.40^\circ N$ dans la configuration de référence.

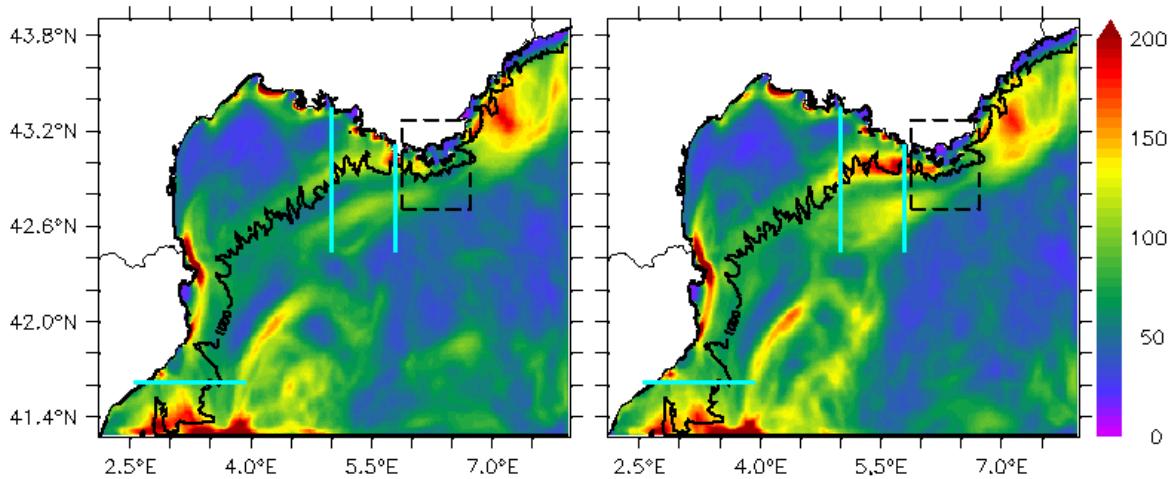


FIGURE 6.1 – Énergie cinétique turbulente de surface (cm^2/s^{-2}) moyenne sur la totalité de la simulation. Résultats obtenus pour les configurations GLAZUR64 (gauche) et GLAZUR64-2W (droite). L’isobathe 1000 m est superposée en noir sur chacun des panels. L’encadré en pointillé représente la position du domaine NIDOR192. Les lignes cyans représentent les positions des coupes verticales présentées en figure 6.2.

Ce décalage latitudinal est accompagné d’un faible ralentissement du cœur du CN dans cette même configuration.

Au large de Marseille, à 20 km de la frontière Ouest de NIDOR192, la différenciation des simulations est plus visible. Le CN est positionné plus au Nord et proche du talus dans GLAZUR64-2W (figure 6.2, panneaux centraux) avec une accélération de la veine de 4 cm.s^{-1} en moyenne. La largeur du courant et son extension verticale restent toutefois identiques entre les deux simulations. Une distance de l’ordre de 20 km semble nécessaire pour que la dynamique générée dans le zoom impacte celle du CN en aval.

Après que le CN ait longé le talus du GdL, proche de la frontière Sud de GLAZUR64, la dynamique générée est de nouveau très proche entre les deux configurations (figure 6.2, panneaux inférieurs). Le CN est alors positionné à la limite du talus, avec un cœur qui a été accéléré à 0.2 m.s^{-1} . La proximité de l’OBC de GLAZUR64 contraint la dynamique à celle de PSY2V4R4 (modèle océanique utilisé aux frontières de GLAZUR64), inhibant ainsi les effets du couplage. En effet, le CN doit sortir du domaine suivant son positionnement modélisé dans PSY2V4R4, ce qui se répercute sur son devenir en amont.

Cette évolution spatiale des effets du couplage avec une dynamique résolue à plus haute échelle localise les différences majeures à l’entrée du plateau du GdL, une zone clé pour les intrusions du CN sur le plateau. Dans la section suivante, les intrusions du CN sur le plateau seront étudiées.

Il a été montré que la configuration NIDOR192 a amélioré le positionnement de la veine du CN durant l’hiver au large de Toulon (figure 5.1). La propagation de ce résultat en aval est observable lors de la comparaison entre les SST simulées et observées par satellite durant cette saison (figure 6.3). Les SST modélisées sont très proches de celles observées, avec des eaux du plateau et hauturières avoisinant les 13°C et une poche d’eau de part et d’autre de l’isobathe 1000 m supérieure à 13.4°C (isotherme superposée en figure 6.3). Ces eaux plus chaudes en hiver sont la représentation de la trace du CN, qui grâce à ses propriétés thermohalines se démarque des eaux environnantes.

La moyenne hivernale des SST observées montre un CN qui longe les côtes varoises selon une direction Sud-Ouest, créant ainsi un coude concave au large de Toulon, avant de recoller à l’isobathe 1000 m au large de Marseille, avec un coude cette fois-ci convexe, poursuivant ensuite vers

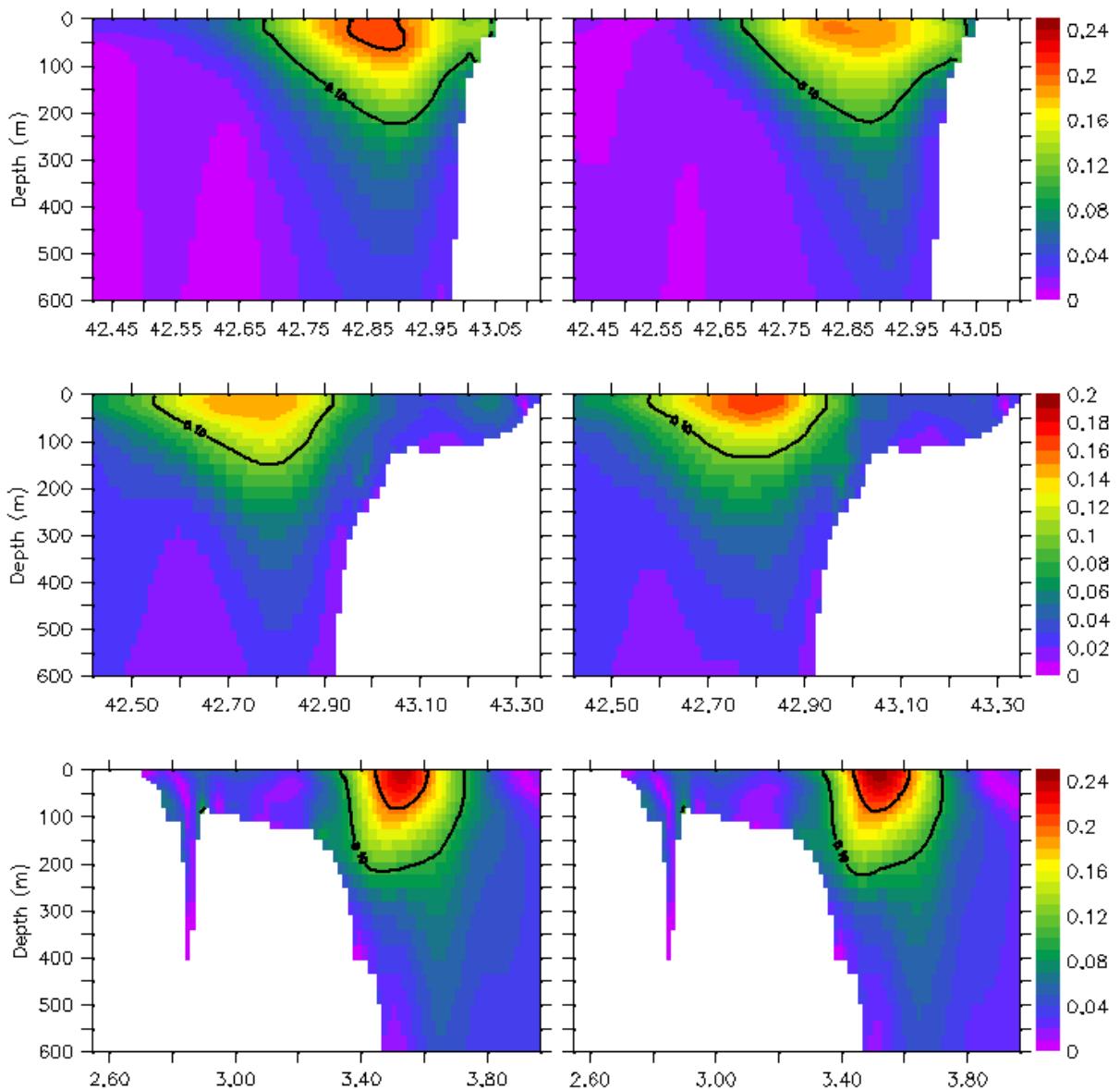


FIGURE 6.2 – Sections verticales, entre 0 et 600 m, des courants (m.s^{-1}) moyens simulés par GLAZUR64 (gauche) et GLAZUR64-2W (droite). De haut en bas : à la sortie du zoom (5.8°E), au large de Marseille (5°E) et proche de la frontière Sud (41.6°N). Le positionnement exact des sections est présenté en figure 6.1.

le Sud le long du talus. Dans la simulation GLAZUR64, l'absence du décrochage au large de Toulon implique la non-représentation du coude permettant de recoller à l'isobathe 1000 m aux alentours de 5.5°E comme observé. Sans l'impact du zoom, le CN sort du domaine NIDOR192 avec une direction Ouest avant de longer le talus à partir de 4.5°E suivant le Sud. La meilleure représentation du positionnement et de la direction du CN par NIDOR192 (figure 1.3) permet la simulation des coudes à la fois concave puis convexe, respectivement au large de Toulon et Marseille. Ainsi l'amélioration de la représentation du guidage bathymétrique, grâce à la haute-résolution, au large de Toulon impacte le recollement du CN au talus.

Le même diagnostic a été réalisé sur le mois de Mars 2014 dans Declerck et al. (2016), qui appa-

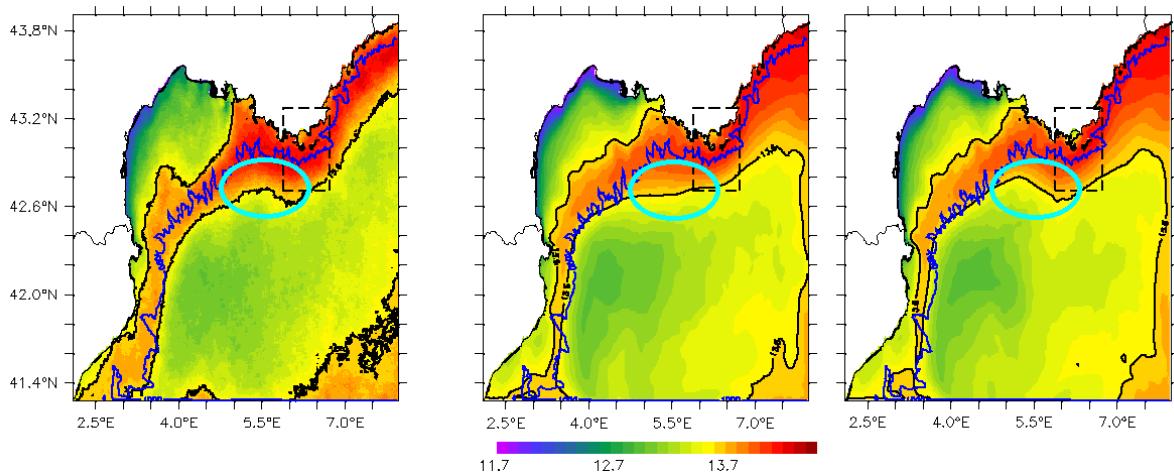


FIGURE 6.3 – Comparaison des températures de surface ($^{\circ}\text{C}$) moyennées sur l'hiver 2013-2014 entre les observations satellites (gauche), GLAZUR64 (milieu) et GLAZUR64-2W (droite). Les isotherme 13.4°C sont superposés pour les différents champs en noir. Les pointillés délimitent le domaine NIDOR192 et l'isobathe 1000 m est superposée en bleu.

raît comme le mois où la dynamique simulée dans le zoom est la plus différente de celle simulée dans GLAZUR64. Pour cette moyenne mensuelle, le CN modélisé par GLAZUR64 a une direction trop Sud, impliquant la formation des précédents coudes trop au Sud-Ouest comparé aux observations. Cette fois ci, la simulation des coudes n'est pas réaliste dans GLAZUR64, alors que le CN simulé par GLAZUR64-2W sort du zoom avec la bonne direction longeant ainsi le talus en aval correctement.

Le long du talus et sur le plateau du GdL, le CN modélisé par les deux configurations est trop fin et centré trop à l'Ouest vis à vis des observations. De même, la présence d'une poche d'eaux chaudes sur le plateau vers 3.5°E dans les observations indique la présence d'intrusions du CN dans cette zone, intrusions non modélisées.

Le parallèle entre les caractéristiques thermohalines et dynamiques peut être poursuivi en utilisant cette fois-ci des observations de température et de salinité sur la verticale issues de profils réalisés avec des gliders. La position des observations à partir de glider étant variable spatialement en 3D ainsi que dans le temps, il a été choisi d'interpoler les données simulées sur les positions/temps des observations. La comparaison des champs observés et modélisés est très complexe : un léger décalage d'une masse d'eau entraîne de forts écarts. Pour remédier à cette limitation, il a été choisi de s'intéresser à des grandeurs statistiques.

La figure 6.4 présente les profils verticaux moyens des RMS (*Root Mean Square*) et des écarts (*misfit* : modèle - observation) entre modèles et observations pour la température et la salinité. Bien que les observations atteignent des profondeurs de 1000 m, il a été choisi ici de se concentrer sur l'étude de la dynamique des couches de surface et intermédiaire donc seulement les 600 premiers mètres en dessous de la surface sont présentés. Le même diagnostic a été réalisé dans Declerck et al. (2016) sur la totalité des 1000 m, utilisant le même jeu d'observations et de simulations. En terme de température, les profils simulés sont très proches, avec une surestimation de celle-ci en surface ($+2^{\circ}\text{C}$ pour GLAZUR64-2W et $+2.2^{\circ}\text{C}$ pour GLAZUR64). En dessous des premiers mètres, GLAZUR64-2W réduit les écarts aux observations, d'approximativement 0.2°C , jusqu'à 20 m de profondeur. Entre 20 et 50 m de profondeur, les simulations sous-estiment la température, avant de réduire significativement les écarts jusqu'à 1000 m de profondeur. La RMS est elle légèrement améliorée avec GLAZUR64-2W, même si elle atteint tout de même $+2^{\circ}\text{C}$ en surface.

Concernant la salinité, un décalage entre les simulations et les observations est également visible

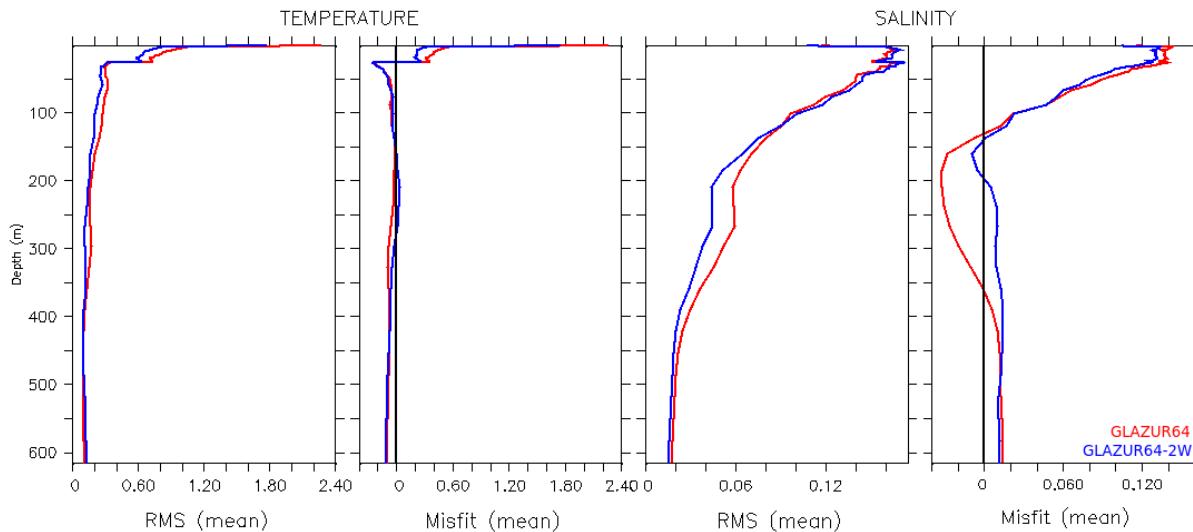


FIGURE 6.4 – Profils verticaux, entre 0 et 600 m, moyens des RMS et écarts entre les simulations et les observations glider, GLAZUR64 (rouge), GLAZUR64-2W (bleu), pour la température ($^{\circ}\text{C}$) et la salinité (PSU).

dans les 20 premiers mètres, avec une surestimation de la salinité dans les modèles. Ce biais est légèrement amélioré avec GLAZUR64-2W. La couche intermédiaire (100-450 m) est la profondeur où les écarts sont entre les profils modélisés. GLAZUR64 sous-estime la salinité de 0.04 PSU alors que GLAZUR64-2W présente des écarts maxima de 0.02 PSU. L'apport du zoom emboîté sur le positionnement des masses d'eau est également visible sur la RMS qui est diminuée dans la couche intermédiaire pour GLAZUR64-2W.

L'impact moyen en aval du zoom dans la configuration GLAZUR64 est positif mais reste faible. La couche de surface simulée est trop chaude et trop salée. Aux profondeurs où s'écoule le CN, dans la couche intermédiaire, l'impact du zoom est plus grand, ce qui laisse présager un meilleur positionnement de celui-ci. Ces résultats ne sont pas surprenants, en effet de précédentes validations avec des données hydrologiques (Guizhou, 2013) ont montré que GLAZUR64 permet une bonne simulation des propriétés thermohalines de la région.

6.1.2 Représentation des intrusions du CN sur le plateau du GdL

La dynamique du plateau du GdL est principalement influencée par le vent, la présence du panache du Rhône, mais également par le CN qui le longe. En effet, le CN guidé par l'isobathe 1000 m s'écoule le long du talus du Nord au Sud. Lors de l'apparition de méandres, des intrusions du courant peuvent avoir lieu sur le plateau, modifiant ainsi la dynamique et les propriétés des masses d'eaux qui y sont présentes pouvant notamment impacter la biogéochimie de la zone. Dans le but de représenter au mieux la circulation du plateau, une étude des intrusions simulées du CN a été menée en comparaison avec des observations.

A l'Est du plateau, le mouillage JULIO instrumenté avec un ADCP permet la mesure des courants entre 0 et 100 m de profondeur. L'enregistrement des courants sur la période commune aux simulations effectuées est présenté en figure 6.5, où les encadrés noirs sont des événements d'intrusions du CN sur le plateau (les trois premiers ont été étudiés dans Barrier et al. (2016)). Lors de ces intrusions, le courant mesuré est largement supérieur (de l'ordre de 0.4 m.s^{-1}) aux vitesses enregistrées en dehors de ces événements (0.2 m.s^{-1}).

Les deux intrusions qui ont eu lieu en Octobre 2013, du 03 au 05 et du 19 au 28, sont représentées identiquement dans les simulations GLAZUR64 et GLAZUR64-2W. L'absence de différence entre

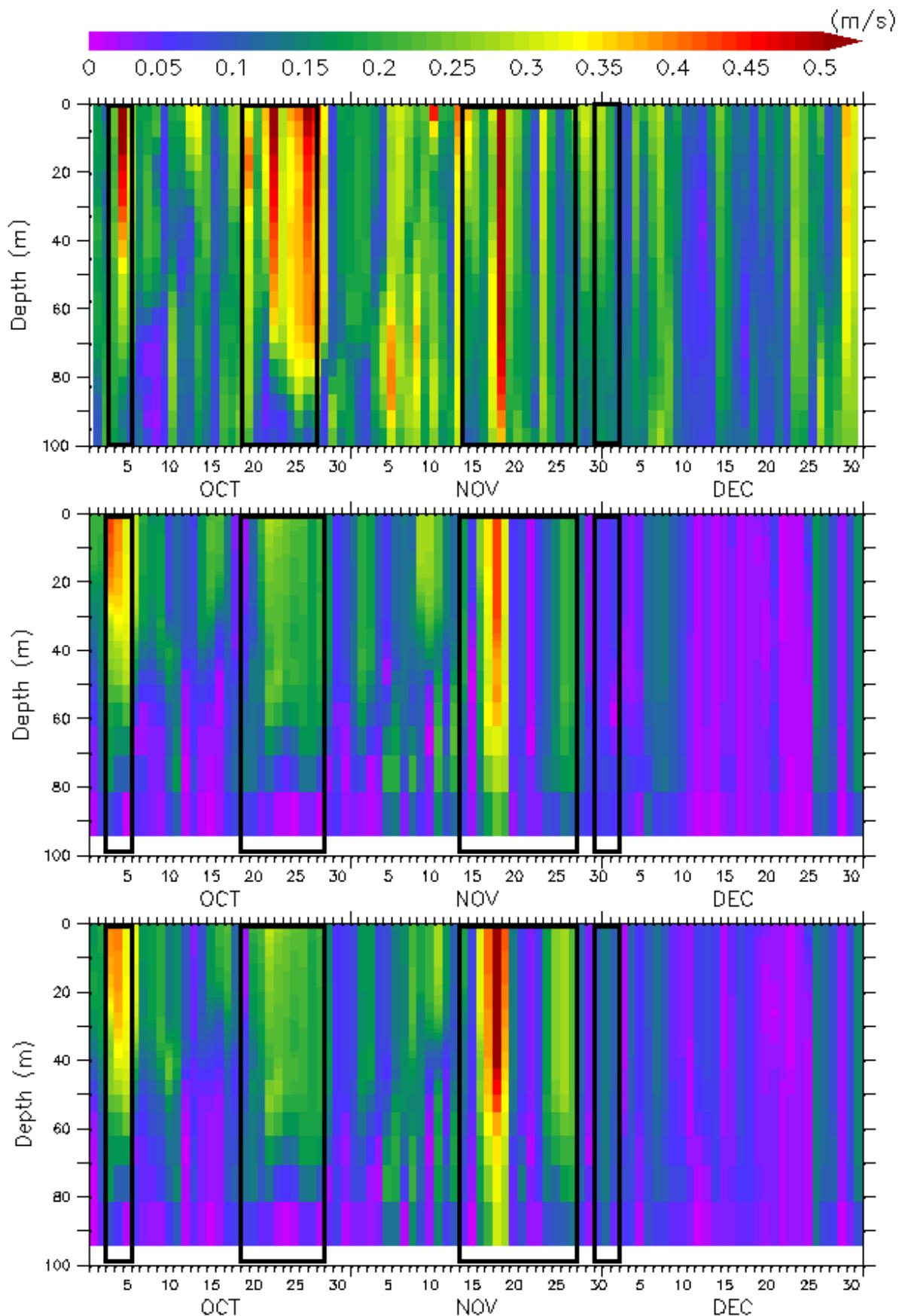


FIGURE 6.5 – Évolution temporelle du profil vertical de courant (m.s^{-1}) au mouillage JULIO d'Octobre à Décembre 2013. Les observations ADCP sont présentées en haut et les simulations de GLAZUR64 au milieu et GLAZUR64-2W en bas. Les encadrés noirs superposés représentent les événements d'intrusions étudiés.

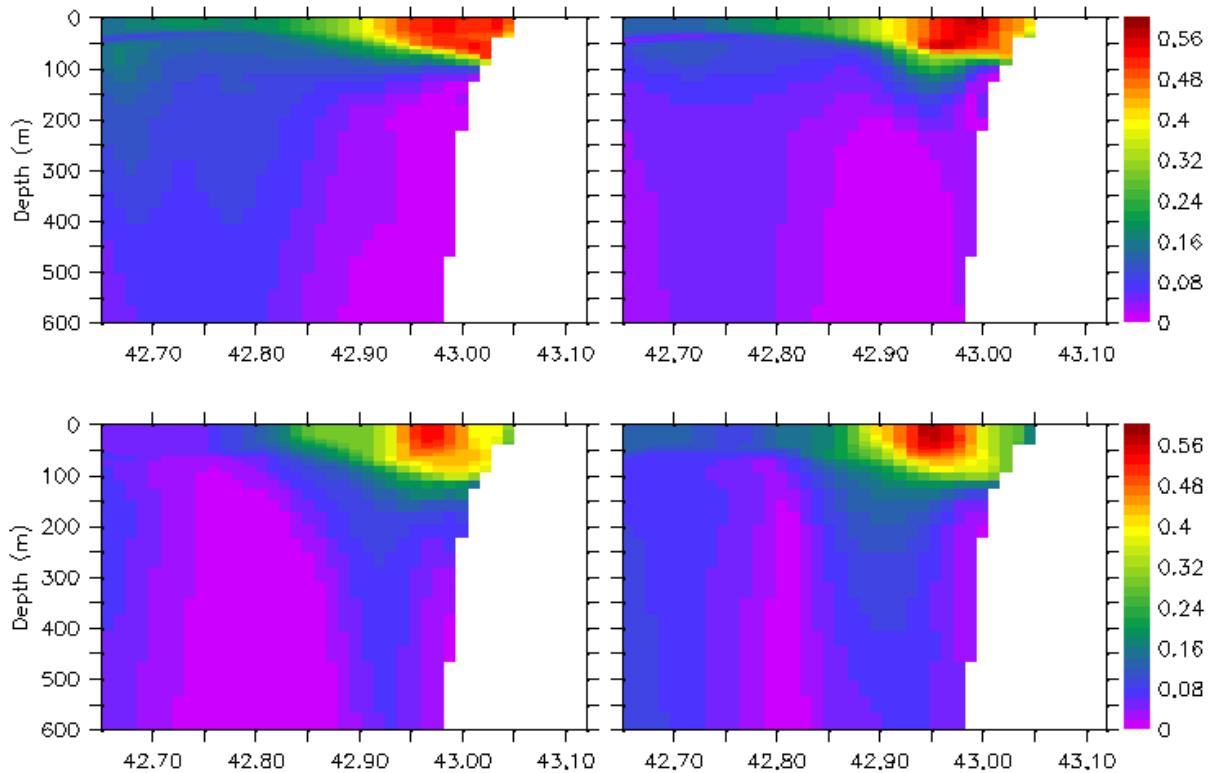


FIGURE 6.6 – Sections verticales, entre 0 et 600m, des courants (m.s^{-1}) simulés le 17 Novembre 2013 (haut) et le 01 Décembre 2013 (bas) par GLAZUR64 (gauche) et GLAZUR64-2W (droite) à la sortie du zoom (5.8°E). Le positionnement exact des sections est présenté en figure 6.1.

les deux configurations pourrait peut-être s'expliquer par des dates très proches de la condition initiale des simulations (moins de 2 mois pour la plus tardive) qui ne permettent peut être pas au zoom d'avoir créé toute sa propre dynamique et de l'avoir transférée en aval.

L'intrusion lors de la seconde quinzaine du mois de Novembre 2013 est particulièrement intense le 18 Novembre 2013, avec des vitesses observées supérieures à 0.5 m.s^{-1} . Les deux simulations représentent encore cette intrusion, mais cette fois l'intensité simulée par GLAZUR64-2W est plus proche de celle observée, entre 0.45 et 0.5 m.s^{-1} , alors que GLAZUR64 ne dépasse pas 0.4 m.s^{-1} .

Afin de comprendre quel est l'impact du zoom, la figure 6.6 (panneaux supérieurs) montre l'intensité du courant sur la section verticale à la sortie Ouest du zoom pour la veille de l'intrusion, le 17 Novembre 2013. Comme une cinquantaine de kilomètres séparent le domaine NIDOR192 du mouillage JULIO, 24 heures correspondent approximativement au temps de parcours d'un courant de 0.5 m.s^{-1} entre ces deux positions. La veille de l'intrusion, la veine du CN modélisée par GLAZUR64-2W est plus resserrée et intense, son cœur est légèrement décollé de la côte par rapport aux simulations de GLAZUR64. La différence de positionnement et d'intensité apportée par la haute résolution du zoom, bien que faible, semble donc être significative lors d'une intrusion intense et nette sur le plateau.

La dernière intrusion mesurée, qui a lieu début Décembre 2013, est d'intensité plus faible, de l'ordre de 0.25 m.s^{-1} . Seule GLAZUR64-2W modélise cette intrusion en sous-estimant son intensité de 10 cm.s^{-1} mais temporellement en phase avec celle observée. Comme précédemment, à la veille de l'intrusion, le 01 Décembre 2013, le CN modélisé à la sortie du zoom est plus intense et éloigné de la côte dans GLAZUR64-2W (figure 6.6, panneaux inférieurs). L'accélération de la

veine de courant au large de Toulon et son décollement de la côte favorisent une pénétration du CN 20 km en aval sur le plateau qui n'est pas permise par GLAZUR64.

6.2 Commentaires sur l'impact en amont

La frontière Est est également susceptible d'impacter la circulation en dehors du zoom, cette fois en amont (i.e. à l'Est). Comme il est visible sur la figure 6.1, énergétiquement les simulations sont très proches en amont. La trace du CN est identifiable avec une EKE moyenne de surface plus intense (supérieure à $100 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$), entourée de zones moins turbulentes sur la côte et au large. Sur une période plus courte et où le maximum de différence a été observé à l'intérieur du zoom, la moyenne des températures de surface (figure 6.3) sur l'hiver 2013-2014 montre une légère différence du positionnement de l'isotherme 13.4°C sur le bord Sud du CN. L'enveloppe globale du CN demeure toutefois inchangée avec une inclinaison identique à l'entrée du zoom.

La présence de la frontière Est du domaine GLAZUR64 semble être la raison principale de ce faible impact en aval. En effet, les travaux de Ourmières et al. (2011) ont montré que l'ajustement géostrophique dû au *downscaling* entre $1/12^\circ$ à $1/64^\circ$ se fait sur plusieurs mailles, environ 60 km. Or, la frontière Est de NIDOR192 est séparée de la frontière Est de GLAZUR64 de 100 km seulement. La zone de transition entre PSY2V4R4 et GLAZUR64 ne laisse donc que 40 km pour que l'ajustement entre NIDOR192 et GLAZUR64 se réalise.

Synthèse du chapitre

Bien que limité dans l'espace, l'impact de la dynamique générée dans le zoom est transférée sur le CN entre Toulon et la moitié du plateau du GdL. Il apparaît également un délai d'environ deux mois nécessaire pour observer une différenciation des simulations des intrusions du CN sur le plateau du GdL. Toutefois, les faibles différences dans NIDOR192 ont un effet positif sur la simulation du CN en aval. En amont, l'impact du zoom est inexistant de par la position du zoom trop près de la frontière Est de GLAZUR64.

Conclusion intermédiaire

Dans cette partie, la comparaison entre des simulations et des observations ont permis de qualifier l'apport d'un *downscaling* sur la circulation dans une zone très côtière, ainsi que l'apport d'une meilleure résolution sur la circulation à plus large échelle qui est principalement caractérisée dans cette zone d'étude par le CN.

Tout d'abord, il a été montré que NIDOR192 est une configuration stable à 400 m de résolution en utilisant le code de calcul NEMO. L'utilisation du mode 1-WAY de l'outil AGRIF a permis, après certains ajustements paramétriques, d'avoir un emboîtement satisfaisant entre ces deux configurations. L'écoulement présent dans la zone d'étude est bien établi et ne crée pas d'instabilités à l'interface entre les deux configurations, rendant l'utilisation d'une couche éponge superflue. De plus, l'utilisation du mode 2-WAYS d'AGRIF garantit par la suite la concordance à la frontière sortante (Ouest) où la dynamique entre NIDOR192 et GLAZUR64 peut être la plus différente.

Dans une volonté d'augmenter encore la résolution du zoom pour résoudre la submésos-échelle présente dans la baie, la mise en place d'une configuration emboîtée à 1/320°(ratio spatial valant 5 par rapport à GLAZUR64) n'a pas abouti pour des raisons d'instabilités numériques. Il semble nécessaire à ce stade de ne pas dépasser un ratio de 3 entre ces configurations emboîtées, utilisant ainsi plusieurs niveaux de zoom pour atteindre de plus hautes résolutions.

La comparaison entre les deux configurations modèles sur le domaine NIDOR192 a permis de qualifier l'apport du *downscaling* dans cette zone, à la fois sur la circulation locale dans la baie de Hyères et sur la dynamique du CN. L'utilisation de divers jeux d'observations a mis en avant les qualités et les limites de la représentation de la dynamique locale.

La baie étant semi-fermée et peu profonde, elle est très soumise aux vents dominants dans la région, mais également à la pénétration d'une partie du CN par la passe la plus large et la plus profonde qui se situe à l'Est. Ces intrusions du CN dans la baie semi-fermée ont un fort impact sur la dynamique locale avec des vitesses supérieures à 0.2 m.s^{-1} sur une couche profonde jusqu'à 70 m où la circulation ne dépasse pas l'ordre du cm.s^{-1} , mais également sur les propriétés thermodynamiques car le CN est plus chaud et salé que les eaux côtières (particulièrement en hiver). La simulation de ces intrusions a pu être validée à l'aide d'observations de profils de courant dans la baie de Hyères (ADCP du Téthys II), ce qui a permis de mettre en avant les améliorations présentes dans NIDOR192 sur l'intensité, la profondeur et la direction de cette branche secondaire du CN pénétrant dans la baie.

Mis à part les canyons le long de l'isobathe 1000 m, la baie est la zone où la résolution spatiale impacte le plus la représentation numérique de la bathymétrie. Ainsi, une passe plus réaliste entre les îles du Levant et Port-Cros est représentée, et les profondeurs de la baie ont été améliorées dans le zoom. Il a été montré l'importance du positionnement de l'isobathe 30 m sur le guidage d'une branche secondaire du CN pénétrant dans la baie. Dans NIDOR192, l'isobathe 30 m est positionnée entre le cap situé à 6.35° E et la pointe Est de l'île de Porquerolles, induisant une sortie préférentielle de cette intrusion par la passe Sud de la baie et une secondaire par la passe

Ouest. Dans GLAZUR64, le défaut de positionnement de l'isobathe 30 m, qui longe le trait de côte jusqu'à la presqu'île de Giens, génère un écoulement de l'intrusion plus à l'Ouest dans la baie, avec une sortie par la petite passe entre Giens et Porquerolles. Ces différences entre les deux simulations se retrouvent lors de l'étude du transport au sein des passes Sud et Ouest de la baie. Il a été montré que NIDOR192 simule mieux que GLAZUR64 le devenir de ces intrusions dans la baie et donc leur possible impact sur la circulation du CN qui longe les îles.

Bien que la représentation du fond soit meilleure dans NIDOR192, un décalage de l'isobathe 30 m persiste dans la baie et les passes sont trop profondes, ne permettant pas une circulation réaliste.

La circulation de la baie est grandement liée au CN, mais le CN est également impacté par les courants de la baie, particulièrement sur la circulation au niveau des passes Sud et Ouest. Il a été montré que le positionnement du CN est légèrement amélioré dans le zoom, bien que l'extension trop au Sud et la sous-estimation des vitesses ne sont pas impactées, différences liées en partie à une circulation différente en aval de Toulon, particulièrement dans la baie semi-fermée. Un délai temporel semble nécessaire à la différenciation des simulations, en effet les premiers mois de simulations sont en moyenne très proches pour les deux configurations, alors que l'hiver et le début du printemps présentent le plus de différences.

La majeure partie de l'activité à méso-échelle du CN est déjà résolue dans la configuration à résolution kilométrique GLAZUR64, confirmant les précédents travaux (Guilhou, 2013). Toutefois, l'apport d'une définition plus fine de la bathymétrie et donc du trait de côte a un impact sur le CN, qui est connu pour être très fortement guidé par la bathymétrie. Au Nord de l'isobathe 1000 m, la vorticité ainsi que l'EKE sont amplifiées dans NIDOR192, indiquant l'apparition de fines structures dans la moitié ouest de la configuration. Cette activité à méso-échelle est mieux représentée dans le zoom, où le positionnement du courant et la formation de méandres sous l'effet du vent y sont simulés plus en accord avec les observations. Comme les forçages appliqués à la frontière air-mer sont identiques pour les deux simulations, et que la résolution spatiale du modèle atmosphérique dont ils sont issus est supérieure à celle de GLAZUR64, il n'y a pas d'information en plus dans le zoom. De plus, la résolution verticale étant identique entre les deux simulations, cet impact provient donc du simple *downscaling* horizontal. La réaction au stress du vent est également différente pour les deux configurations sur la génération des intrusions dans la baie, comme il a été vu début Octobre 2013 avec la présence d'une structure tourbillonnaire représentée seulement dans le zoom. L'absence de ces structures dans GLAZUR64 peut être expliquée par le plus faible nombre de mailles disponible pour les représenter sur le plan horizontal, contrairement à la configuration NIDOR192 qui en possède 9 fois plus.

L'apport du zoom sur la direction et le positionnement du CN est susceptible d'impacter sa circulation en aval avec l'utilisation du couplage 2W. En plus d'inter-comparaisons modèle, l'utilisation d'observations spatiales à grande échelle spatio-temporelle (SST) ainsi que des observations eulériennes mais également des profils verticaux issus de missions glider ont permis de quantifier le transfert de la dynamique entre deux configurations couplées.

Bien qu'à la sortie du zoom les différences soient très faibles entre les deux configurations GLAZUR64, plus à l'Ouest, au large de Marseille, une accélération de la veine et un rapprochement du talus est observable. Ces différences sont directement liées à celles observées au sein du zoom, où le positionnement du CN au large de Toulon a été amélioré. Durant l'hiver il est observé un décrochage de la côte du CN au large de Toulon, qui par guidage bathymétrique va entraîner en aval un déplacement de la veine vers le Nord afin de recoller au talus au Sud de Marseille. GLAZUR64 simule un CN orienté Ouest dans la partie Ouest du domaine NIDOR192 ainsi qu'en aval, ne permettant de modéliser ni le premier coude concave ni le second convexe. La meilleure représentation de la circulation au large de Toulon dans GLAZUR64-2W améliore sensiblement

le devenir en aval du CN.

Plus au Sud, au large des côtes espagnoles, le devenir du CN est identique entre les deux configurations et convenablement représenté en surface, bien que la veine soit positionnée trop à l'Ouest de l'isobathe 1000 m et trop fine. La présence de l'OBC Sud de GLAZUR64 est une forte contrainte pour la dynamique. L'impact du zoom se trouve alors limité spatialement entre NIDOR192 et le milieu du plateau du GdL (environ 4° E).

La dynamique moyenne selon la verticale semble peu impactée par le zoom. Cependant, lors de comparaisons avec des profils de température et de salinité, il apparaît une couche intermédiaire (100 - 450 m) mieux représentée hydrologiquement par GLAZUR64-2W. Bien que la surface soit modélisée trop chaude et salée, l'apport du zoom corrige une sous-estimation de la salinité aux profondeurs où s'écoule le CN. Ces écarts peuvent être interprétés comme une amélioration de la position du CN dans GLAZUR64-2W.

La meilleure représentation du CN au large de Marseille est susceptible d'influer sur la simulation des intrusions de celui-ci sur le plateau du GdL. Un laps de temps d'environ deux mois avant que les simulations ne se différencient en aval du zoom est nécessaire, car seule représentation de l'intrusion qui a eu lieu le 18 Novembre 2013 est améliorée par GLAZUR64-2W. Cet événement est directement lié avec ce qu'il s'est déroulé en amont un jour auparavant avec un CN modélisé légèrement décollé de la côte et plus intense à la sortie de NIDOR192. Les faibles différences présentent dans le zoom vont donc impacter la modélisation des intrusions du CN sur le plateau, et donc également la circulation sur celui-ci. De plus, la dernière intrusion observée, début Décembre, est visible uniquement par GLAZUR64-2W. Cette fois encore, à la sortie du zoom une différence sur le positionnement et l'intensité du CN a été montrée la veille de l'événement.

En accord avec ce qui a été conclu précédemment, le positionnement du CN au large de Toulon a un impact sur le reste de son écoulement en aval, particulièrement sa distance à la côte qui est le signe de la présence d'une ondulation vers le Sud entraînant par la suite un retour vers le Nord afin de recoller au talus.

Concernant la région en amont du zoom, l'impact du zoom est quasi inexistant. Ce résultat était attendu de par la proximité de l'OBC Est de GLAZUR64. La faible distance séparant les deux niveaux de *downscaling* ($1/12 \rightarrow 1/64 \rightarrow 1/192^\circ$) ne permet pas au zoom d'influer sur la dynamique à l'Est. Il serait nécessaire d'utiliser une configuration parent plus "large" à l'Est afin de se passer de cette limitation et de pouvoir corriger également le CN dès l'entrée du zoom. En effet, la décélération ou l'accélération du CN à l'intérieur du zoom, pourrait par effet de conservation impacter la dynamique en amont. De plus, étant donné que cela concerne le sens opposé à la circulation générale, comprendre la rétro-propagation est plus compliquée dans tous les cas.

L'impact du *downscaling* sur la circulation générale sur le domaine couvert par le zoom reste faible comparé aux coûts de calcul engendrés. La paramétrisation n'ayant pas été spécialement adaptée aux nouvelles résolutions spatiales et temporelles dans NIDOR192, le dernier chapitre de cette thèse sera consacré à une étude de paramétrisation avec une simulation, jumelle à celle étudiée dans ce chapitre, considérée comme optimum.

Troisième partie
Étude prospective et bilan.

Chapitre 7

Optimisation de la configuration à haute résolution

Les résultats obtenus jusqu'à présent ont mis en évidence des limitations dans l'utilisation du *downscaling* effectué, au vue très légères améliorations obtenues comparées aux coûts numériques mis en jeu. Pour cela, ce dernier chapitre est consacré à une étude de certaines paramétrisations de processus sous-mailles qui semblent être dépendantes de la résolution spatio-temporelle des configurations. Dans ce but, les schémas d'advection horizontaux ainsi que la paramétrisation du mélange vertical ont été examinés et testés dans la configuration NIDOR192 avec un couplage 2-WAY. En plus de cette étude théorique, une nouvelle représentation de la bathymétrie a été utilisée, basée sur un produit à plus haute résolution que celui précédemment utilisé. L'impact au sein du zoom mais également en aval de celui-ci est étudié en comparant les précédentes simulations de NIDOR192 et GLAZUR64-2W, dites de référence, aux nouvelles simulations issues des configurations bénéficiant des améliorations citées ci-dessus, dites optimum.

7.1 Amélioration de la bathymétrie dans la baie

L'importance de la définition de la bathymétrie sur la circulation dans la zone couverte par le zoom a été montrée: sur le guidage des intrusions du CN à l'intérieur de la baie (Chapitre 4) avec le positionnement de l'isobathe 30 m qui joue un rôle barrière pour l'écoulement de ce courant, mais également sur le guidage du CN lui même au sud des îles où de nombreux canyons sont présents (Chapitre 5, [Guihou et al. \(2013\)](#)).

La représentation des fonds de la baie a été améliorée dans la configuration NIDOR192 par rapport à GLAZUR64, mais certaines erreurs sont toujours présentes lors de comparaison avec les produits bathymétriques du SHOM (figure 4.2). Pour palier à ces défauts, une nouvelle bathymétrie a été générée pour NIDOR192 en utilisant le produit du SHOM à 200 m de résolution. Avec la même résolution spatiale, la définition des canyons le long du talus est plus fine avec cette nouvelle bathymétrie (figure 7.1, panneau de gauche), ce qui est susceptible de provoquer plus d'activité à méso-échelle pour le CN dans cette zone. En ce qui concerne la baie (figure 7.1, panneau de droite), la différence de positionnement du canyon des Stoechades à l'entrée Est du domaine peut impacter le guidage bathymétrique des intrusions au sein de la baie. L'écoulement en aval des éventuelles intrusions sera également modifié avec un positionnement correct de l'isobathe 30 m.

La représentation de la profondeur des trois passes de la baie est aussi un élément important pour le réalisme des simulations. Il a été vu que la définition de la passe Ouest était trop profonde dans la bathymétrie utilisée précédemment (figures 4.3 et 4.4), ce qui a été corrigé pour la simulation optimum (figure 7.2). Les passes Sud et Ouest ont également été modifiées avec

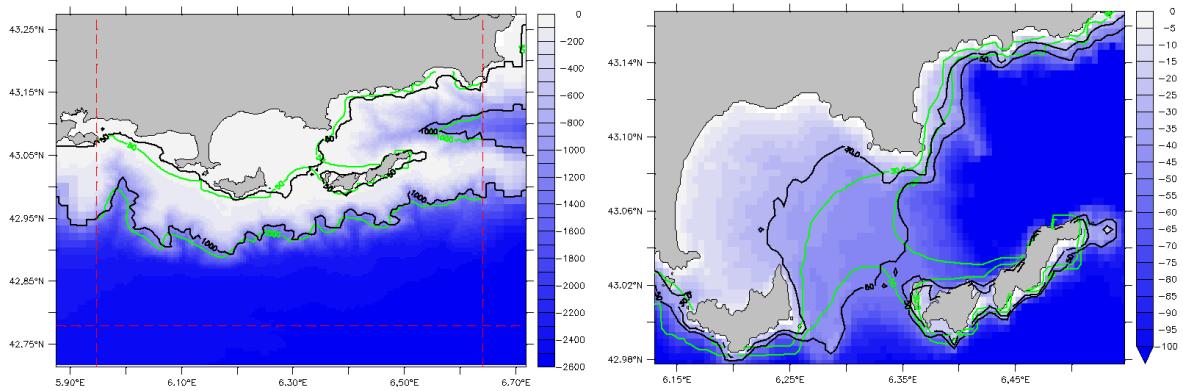


FIGURE 7.1 – Représentation de la bathymétrie utilisée pour la configuration NIDOR192 optimum (m). Les isobathes 1000 et 50 m sont représentées sur le panneau de gauche (en noir pour la nouvelle bathymétrie et en vert pour l'ancienne) et sur le panneau de droite les isobathes 30 et 50 m sont également superposées en suivant le même code couleur entre les deux bathymétries utilisées.

le nouveau produit de bathymétrie, représentant ainsi la passe Sud moins profonde et avec un décalage vers le sud des profondeurs maximales de la passe Est (différence de positionnement du canyon des Stoechades). Ces modifications vont influencer le transport entre ces passes, pouvant également créer des accélérations du courant, particulièrement à la passe Ouest qui est la plus étroite mais également celle où le plus de différences sont observables.

D'une manière générale, il est attendu avec ce nouveau forçage au fond une meilleure représentation du guidage bathymétrique et de l'activité à méso-échelle du CN, et des différences majeures sur la circulation de la baie où le fond présente le plus de différences.

7.2 Paramétrisation de l'advection

Cette section propose une étude non-exhaustive des schémas d'advection pour les traceurs et le moment. Les principales différences entre eux résident dans l'interpolation dans l'espace et dans le temps choisie pour définir la valeur du traceur aux points où les vitesses sont calculées (car le calcul des champs traceurs est réalisé au point T et les vitesses aux points U, V et W de la discréttisation Arakawa-C, voir figure 2.1).

Parmi ceux présent dans le code NEMO, une comparaison est effectuée entre ceux hérités de la configuration GLAZUR64 et des schémas d'un ordre plus élevés.

7.2.1 Pour les traceurs

Plusieurs schémas d'advection pour les traceurs sont codés dans NEMO, à des ordres de discréttisation différents ce qui les rend plus ou moins complexes et précis. Une comparaison entre l'utilisation de deux schémas différents pour l'advection des traceurs a été réalisée dans la configuration NIDOR192, entre le schéma TVD (*Total Variance Dissipation*), qui est du 2nd ordre, utilisé dans les simulations de référence et le schéma UBS (*Upstream Biased Scheme*) du 3^{ème} ordre.

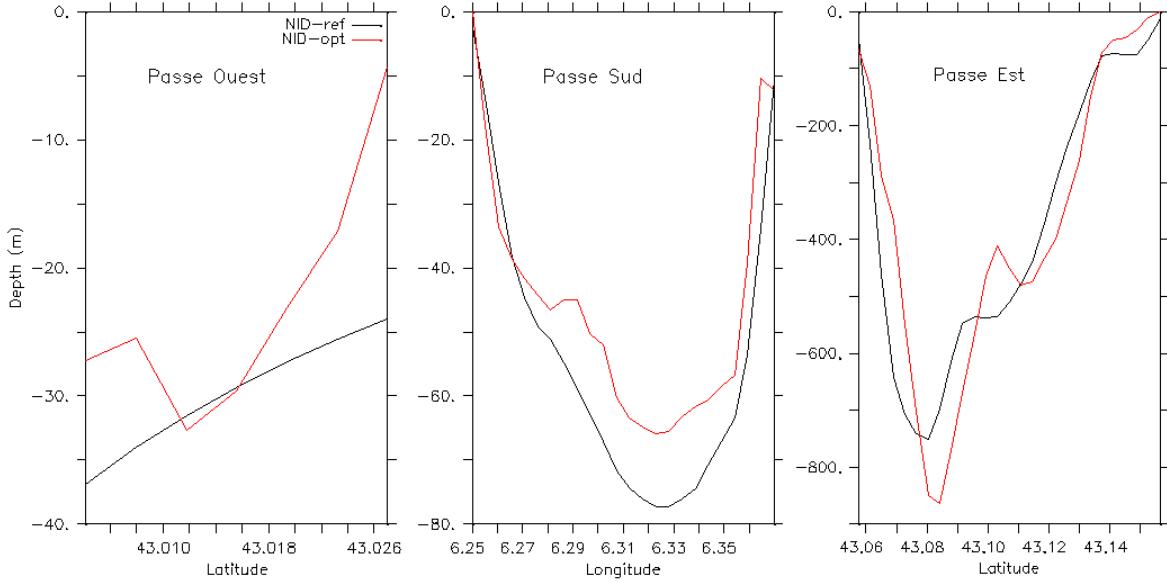


FIGURE 7.2 – Profondeurs (m) du masque terre pour les 3 passes de la baie pour la nouvelle représentation de la bathymétrie (rouge) et l'ancienne (noire). Le positionnement des coupes choisies est représenté en figure 4.2.

Le schéma TVD

Le schéma TVD est une combinaison entre un schéma *upstream* et un schéma *centré* pour évaluer la valeur du traceur aux points de vitesses. Dans la direction \vec{i} cette formulation devient :

$$\begin{aligned} \tau_u^{cen2} &= \bar{\theta}_{i+1/2} \\ \tau_u^{ups} &= \begin{cases} \theta_{i+1} & \text{si } u_{i+1/2} < 0 \\ \theta_i & \text{si } u_{i+1/2} \geq 0 \end{cases} \\ \tau_u^{tvd} &= \tau_u^{ups} + c_u(\tau_u^{cen2} - \tau_u^{ups}) \end{aligned} \quad (7.1)$$

où τ_u est la valeur du traceur au point U, et θ au point T et c_u est une fonction limitant le flux dont les valeurs sont comprises entre 0 et 1 (dans NEMO, la valeur de c_u s'éloigne de 1 seulement quand le terme d'advection produit un extrémum local dans le champs de traceur (Zalesak, 1979)).

Ce schéma d'advection peut être utilisé à la fois sur les traceurs passifs et actifs, et reste positif bien qu'il soit numériquement coûteux. Dans le but de garantir une stabilité numérique, le schéma TVD doit être complété par un opérateur de diffusion, comme un bilaplaciens (cf. section 2.1.4.2).

Le schéma UBS

Le schéma UBS est un schéma du 3^{ème} ordre défini comme suit selon la direction \vec{i} :

$$\tau_u^{ubs} = \bar{\theta}_{i+1/2} - \frac{1}{6} \begin{cases} \tau''_i & \text{si } u_{i+1/2} \geq 0 \\ \tau''_{i+1} & \text{si } u_{i+1/2} < 0 \end{cases} \quad (7.2)$$

avec $\tau''_i = \delta_i[\delta_{i+1/2}(\tau)]$ la dérivée seconde de τ .

Ce schéma est hyper-diffusif (Shchepetkin and McWilliams, 2005) et donc ne nécessite pas l'utilisation d'un opérateur de diffusion explicite comme pour le schéma TVD. Par ailleurs, ce n'est pas

un schéma dit *positif*, ce qui signifie que des valeurs négatives peuvent apparaître dans l'advection de traceurs initialement positifs. Ce point implique qu'il n'est pas recommandé de l'utiliser sur des traceurs passifs qui requièrent une positivité, comme la salinité ou encore la température dans la zone étudiée dans cette thèse. Cependant, des tests ont été réalisés à l'aide de ce schéma sans que les champs traceurs ne dérivent par rapport à ceux obtenus avec la précédente paramétrisation (plus de détails sur la simulation utilisant UBS pour les traceurs seront donnés dans la section suivante).

Bien que le schéma UBS soit utilisé pour l'advection horizontale, il n'est pas recommandé de l'utiliser selon la verticale pour le contrôle des flux diapycnaux artificiels. Le schéma TVD est alors utilisé pour les flux verticaux en complément d'UBS pour l'horizontal.

7.2.2 Pour la dynamique

L'advection du moment et le terme de Coriolis sont codés dans NEMO en se basant sur la forme vectorielle ou en flux des équations du moment, la première étant la plus utilisée dans les configurations utilisant ce code d'océan.

L'advection du moment dans la configuration GLAZUR64 est réalisée en utilisant l'expression vectorielle des équations du moment. Basée sur le même noyau physique, la configuration NIDOR192 de référence a la même paramétrisation. La forme vectorielle lissant beaucoup les champs dynamiques (cf ci-dessous), il a été choisi de s'intéresser à la forme en flux des équations pour la configuration NIDOR192, dans le but de ne pas trop lisser les structures apparaissant aux abords d'un trait de côte escarpé, comme lors de la présence d'îles.

Forme vectorielle

En utilisant les équations du moment sous leur forme vectorielle, le terme de vorticité et d'advection du moment sont décomposés en plusieurs termes : vorticité, énergie cinétique et advection verticale. Les termes d'advection verticale et d'énergie cinétique ont une unique formulation dans le code, permettant de conserver l'énergie cinétique totale (plus détails sont disponibles dans le manuel de référence [Madec \(2008\)](#)). Différents schémas sont alors disponibles pour calculer le terme de vorticité : conservation de l'enstrophie potentielle (schéma ENS), conservation de l'énergie cinétique (schéma ENE), conservation de l'enstrophie vectorielle pour la vorticité relative et de l'énergie cinétique pour la vorticité planétaire (schéma MIX) ou encore conservation à la fois de l'enstrophie potentielle et de l'énergie cinétique (schéma EEN). Ce dernier schéma est celui utilisé dans les configurations GLAZUR64 et NIDOR192 de référence.

Le schéma EEN est une combinaison des propriétés de conservation des schémas ENS et ENE, il conserve à la fois l'énergie totale et l'enstrophie potentielle pour un flux horizontal non-divergent. De plus, lorsqu'il est combiné avec une représentation de la bathymétrie utilisant le *partial step* (comme c'est le cas dans les configurations étudiées ici) l'interaction entre les courants et la topographie est améliorée ([Bernard et al., 2006; Penduff et al., 2007](#)).

Forme flux

Lors de l'utilisation des équations du moment dans leur forme flux, l'advection du moment peut être réalisée à l'aide d'un schéma "centré" du second ordre ou du schéma UBS. Comme pour l'advection des traceurs, le choix entre ces deux schémas dépend de l'interpolation temporelle et spatiale choisie pour définir la valeur des composantes u et v de la vitesse au centre et au coin de la maille, i.e. aux points T et f et uw, vw ¹. De même, selon la verticale un schéma "centré" d'ordre 2 est utilisé à cause de l'hyper-diffusivité du schéma.

1. Les points uw et vw correspondent respectivement aux coins des mailles centrées en v et u pour u et v respectivement (cf figure 2.1)

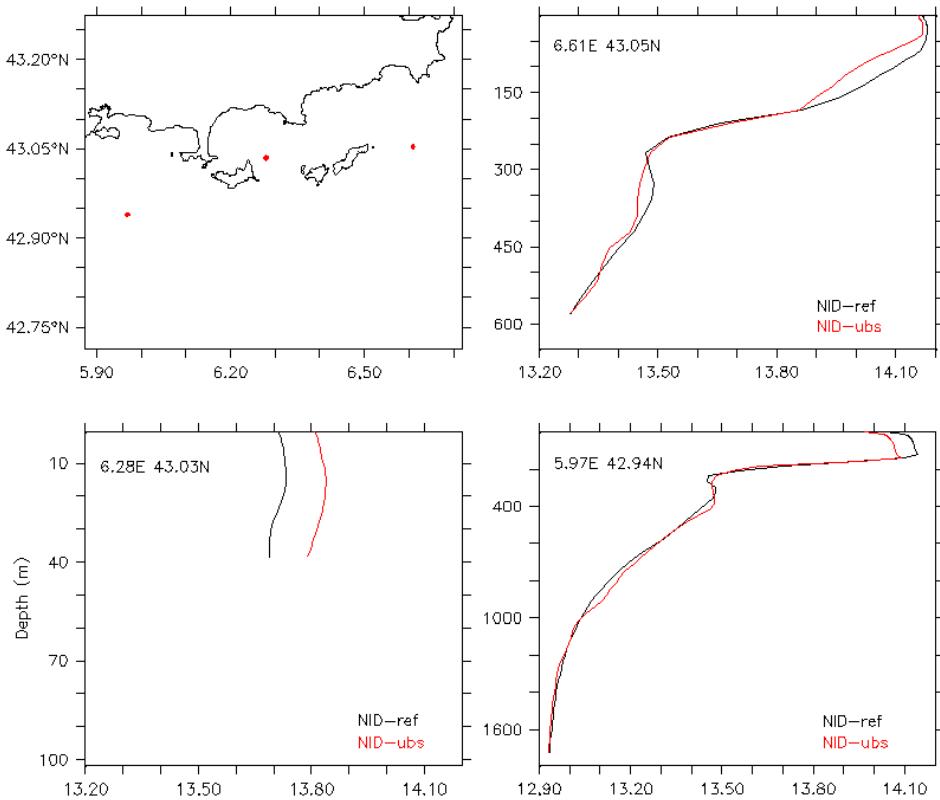


FIGURE 7.3 – Profils verticaux de température ($^{\circ}\text{C}$) en 3 positions : deux dans le CN et un dans la baie localisés dans le panneau en haut à gauche. La température simulée au bout de 15 jours par la simulation NIDOR192 de référence est représentée en noir, et la configuration utilisant les schémas UBS pour l'advection des traceurs et du moment en rouge.

7.2.3 Effets des schémas d'advection sur la circulation dans la baie

Le faible effet du *downscaling* entre les deux configurations étudiées peut être en partie expliqué par une diffusion horizontale trop importante. L'avantage des schémas UBS pour l'advection des traceurs et du moment est de ne pas nécessiter une diffusion supplémentaire.

Concernant les mises en garde sur l'utilisation d'un schéma non-positif pour l'advection de traceurs passifs, un premier diagnostic a été réalisé au bout de 15 jours de simulation en hiver utilisant le schéma UBS dans NIDOR192. Comparé aux profils verticaux obtenus avec la configuration NIDOR192 de référence, il n'apparaît pas de dérive des champs de masses (T et S) dans la baie, comme au large dans le CN (figure 7.3). Ce premier résultat obtenu avec un run court effectué avec le mode 1-WAY de AGRIF montre des écarts entre les deux configurations NIDOR192 de l'ordre de ceux obtenus avec la configuration GLAZUR64 (Declerck et al., 2016).

Toujours en hiver, les champs de courants moyennés sur 15 jours en surface mettent en évidence une accélération moyenne des courants dans la baie d'un facteur 2 (figure 7.4). La direction des courants et les structures présentes restent elles identiques entre les deux simulations pour ce test. Ce gain d'intensité avec la nouvelle paramétrisation de l'advection du moment est en grande partie due à l'absence d'une diffusion supplémentaire impliquant un fort lissage des champs.

Toutefois, des instabilités sur la composante de la vitesse normale aux frontières de NIDOR192 sont apparues lors de l'utilisation du schéma UBS sans diffusion horizontale du moment supplémentaire. Ce point est développé en Annexe D avec la nécessité de mettre en place un couche éponge.

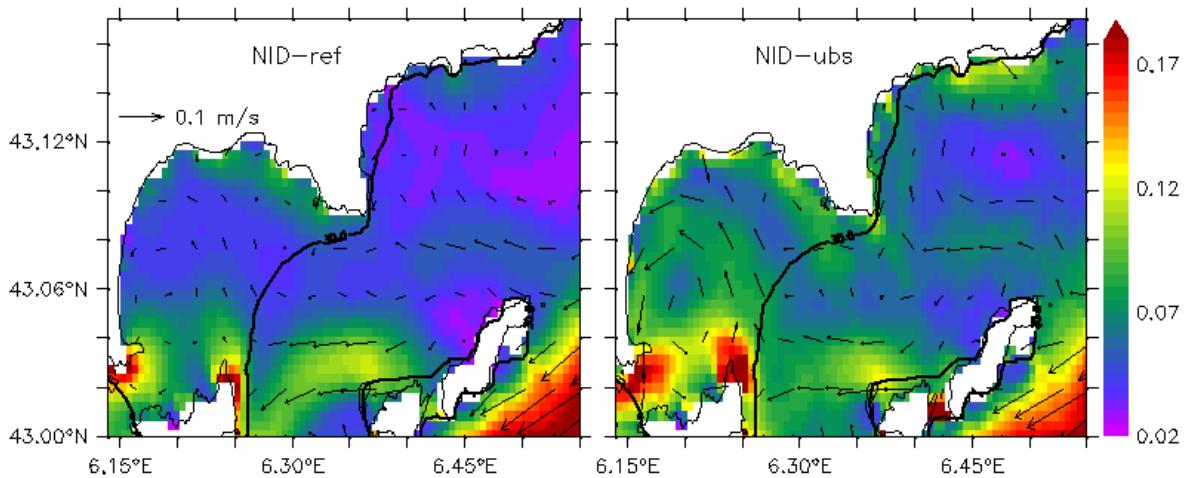


FIGURE 7.4 – Courants de surface (m/s) moyennés sur 15 jours dans la baie de Hyères, issus des configurations NIDOR192 de référence (gauche) et avec l'utilisation des schémas UBS pour l'advection des traceurs et du moment (droite). La direction des courants respectifs est représentée par les vecteurs noirs, de même l'isobathe 30 m est symbolisée par une ligne noire.

La simulation dite "optimum" bénéficiera de cette nouvelle paramétrisation pour l'advection horizontale, permettant ainsi d'avoir plus d'énergie dans la configuration NIDOR192. L'impact majeur attendu est dans la baie, où les fonds sont faibles et où l'importance du guidage bathymétrique a été mis en évidence précédemment.

7.3 Paramétrisation du mélange vertical dans une baie semi-fermée de faible fond

Comme dans la nature, des instabilités statiques sur la verticales (i.e. des masses d'eau moins denses se retrouvent en dessous d'autres plus denses) peuvent se produire dans les simulations numériques. Ces instabilités sont normalement très vite rétablies par des processus verticaux dans les modèles non-hydrostatiques avec des résolutions verticales élevées. L'approximation hydrostatique qui est utilisée dans NEMO ne prenant pas en compte les forces de flottabilité, il est nécessaire de rajouter des ajustements convectifs *ad hoc* pour paramétriser ces processus sous-mailles verticaux, et obtenir une stratification stable.

Dans le code NEMO, deux procédures d'ajustement sont codées : *Enhanced Vertical Diffusion* (EVD), utilisée dans les précédentes simulations pour les deux configurations et activée par défaut dans NEMO, et *Non Penetrative Convection* (NPC), dont les descriptions sont faites dans les sections suivantes.

7.3.1 Schémas d'ajustement convectifs disponibles dans NEMO

Les ajustements convectifs sont mis en place suite au schéma de fermeture turbulente verticale qui fournit un coefficient de diffusion verticale (A_v) si la stabilité statique verticale n'est pas respectée, i.e. si $N^2 < 0$. L'utilisation du schéma TKE ne permet pas de réduire toutes les instabilités, contrairement à d'autres schémas comme KPP (Large et al., 1994) avec lequel ces ajustements ne sont pas nécessaire.

EVD (Enhanced Vertical Diffusion)

Le schéma EVD repose sur l'hypothèse que les processus de flottabilité, absents du système d'équations résolues, peuvent être modélisés par une diffusion verticale (A_v) élevée aux profondeurs où les instabilités sont présentes. La valeur de A_v est fixée (entre 1 et $100 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, avec une valeur par défaut de $10 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) et il peut être appliqué seulement sur les traceurs, ou également sur le moment. Très peu coûteux numériquement et efficace pour réduire les instabilités statiques, ce schéma est largement utilisé en complément du schéma de fermeture turbulente TKE (Herrmann et al., 2008; Storto et al., 2015) et dans les configurations globales utilisant NEMO, et est également présent dans d'autres codes numériques comme par exemple le MIT-gcm.

NPC (Non Penetrative Convection)

Le second schéma disponible dans NEMO consiste en un ajustement plus classique par un mélange de deux niveaux verticaux adjacents si le profil de densité est instable (Cox, 1984). Ce schéma est plus coûteux car il consiste en une itération jusqu'à ce que la stabilité soit obtenue, de plus il ne garanti pas la suppression totale des instabilités.

Cet ajustement ne va pas entraîner du mélange dans le même sens que EVD, A_v reste inchangé, simplement le mélange des masses d'eau entraînera au pas de temps suivant un réajustement du moment, créant ainsi une incohérence entre le champs de masse et les courants.

Moins utilisé que le schéma EVD, il a été toutefois utilisé dans les travaux de Madec et al. (1991) en Méditerranée avec NEMO, mais également avec d'autres codes d'océan comme SYMPHONIE (Herrmann et al., 2008).

7.3.2 Utilisation des différents ajustements dans NIDOR192

Les précédentes simulations ont été basées sur la paramétrisation par défaut des ajustements convectifs, à savoir l'utilisation d'une valeur élevée de A_v , A_v de $10 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, lors d'instabilité statique (EVD). Les fortes valeurs moyennes obtenues pour A_v sur le domaine NIDOR192, comprises entre 10^{-1} et $8 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (figure 7.5), comparées à l'ordre de grandeur de celles obtenues en sortie du schéma TKE ($10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) indiquent que l'ajustement convectif EVD est souvent utilisé, particulièrement dans les zones où les fonds sont inférieurs à 200 m.

Dans le but de déterminer quel schéma était le plus adapté au domaine couvert par NIDOR192 ainsi qu'aux résolutions spatiales utilisées, des simulations tests de 8 jours ont été réalisées en partant d'un état équilibré de NIDOR192 en hiver où la stratification est quasi inexiste, et donc où le plus d'instabilités statiques sont présentes (cf table 7.1 pour les caractéristiques des différents tests effectués).

L'absence d'ajustement convectif, i.e. seul le schéma TKE est activé, provoque un champs de masse instable avec des eaux moins denses au fond qu'en surface dans les zones de faibles fonds, comme il est visible au bout de 8 jours de simulation dans la baie de Hyères (figure 7.6a). La présence d'instabilités statiques qui perdurent sur une durée de l'ordre de la journée ne sont pas acceptables, il est donc nécessaire de rajouter au schéma TKE un ajustement convectif pour garantir la stabilité verticale en accord avec les valeurs de A_v moyen obtenues sur la simulation de référence (figure 7.5).

Le mélange induit par les schémas EVD et NPC permettent en effet d'obtenir une stabilité statique, que ce soit dans la baie de Hyères ou encore au large (figure 7.6). De plus, le principe du schéma NPC, agissant seulement sur les champs thermohalins et non pas sur le moment, implique un profil vertical de courants horizontaux plus important que celui de la simulation de référence, particulièrement dans la baie où les courants sont doublés. La circulation simulée dans la baie étant trop faible au vue des observations, cette accélération notable serait une amélioration des simulations NIDOR192. Le fort coût de calcul, l'absence de garantie d'obtenir un profil vertical de densité stable, ajoutés au fait que le schéma NPC agit seulement sur les traceurs, et donc

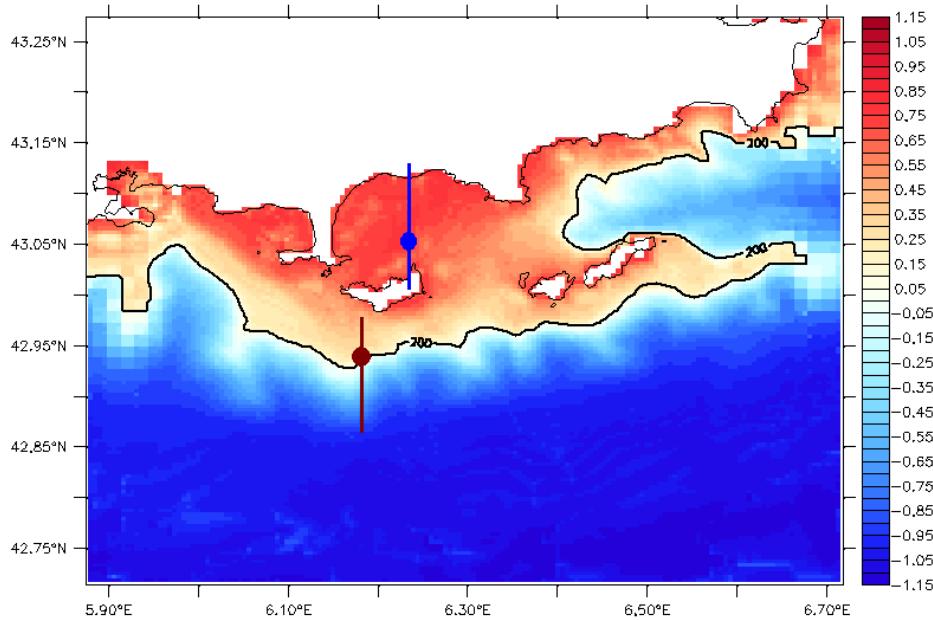


FIGURE 7.5 – Moyenne verticale et temporelle du coefficient de diffusion turbulent vertical, A_v , obtenu pour la simulation NIDOR192 de référence ($\log(m^2.s^{-1})$). L’isobathe 200 m est superposée en noir.

crée une incohérence entre les champs de masse et de courants à chaque pas de temps où il est activé, sont des arguments poussant à l’utilisation de l’autre schéma disponible : EVD.

La diffusion verticale élevée pour les traceurs et le moment est donc la piste choisie pour le devenir de cette étude. Les résultats obtenus dans la simulation de référence montrent des gradients horizontaux du champs de masse mais une homogénéité sur la verticale dans la baie pendant l’hiver (comme pour le 23 Janvier 2014, présenté en figure 7.6a). Par contre, sans l’usage d’ajustement, les eaux de la baie ne sont pas autant homogènes sur la verticale. Ce résultat a également été observé avec l’utilisation d’une autre configuration sur le même domaine et aux même résolutions spatio-temporelles que NIDOR192 mais en utilisant le code MIT-gcm² avec GLAZUR64 pour le forçages aux OBC et l’utilisation du schéma de fermeture turbulente KPP. Issu de cette autre configuration, le profil vertical de densité moyenné sur tout un mois d’hiver (ici Février 2015, figure 7.7) dans la baie présente un gradient de densité selon la profondeur. Ces deux éléments laissent à penser que la valeur de A_v appliquée lors d’instabilités est trop élevé dans la configuration de référence.

Une analyse en ordre de grandeur permet d’exprimer A_v comme suit :

$$A_v \sim \Delta z \cdot w \quad \text{ou encore} \quad A_v \sim \Delta z^2 \cdot \Delta t^{-1} \quad (7.3)$$

Les 30 premiers niveaux sous la surface ayant une épaisseur de l’ordre de 1 m, et le pas de temps

2. La configuration MIT-IDOR192 a été développée lors d’un stage de M2 réalisé au laboratoire MIO par C. Sauvage (2015) et sert de maquette aux configurations développées par C. Mazoyer lors de sa thèse MRT dans le cadre du projet multidisciplinaire PREVENT.

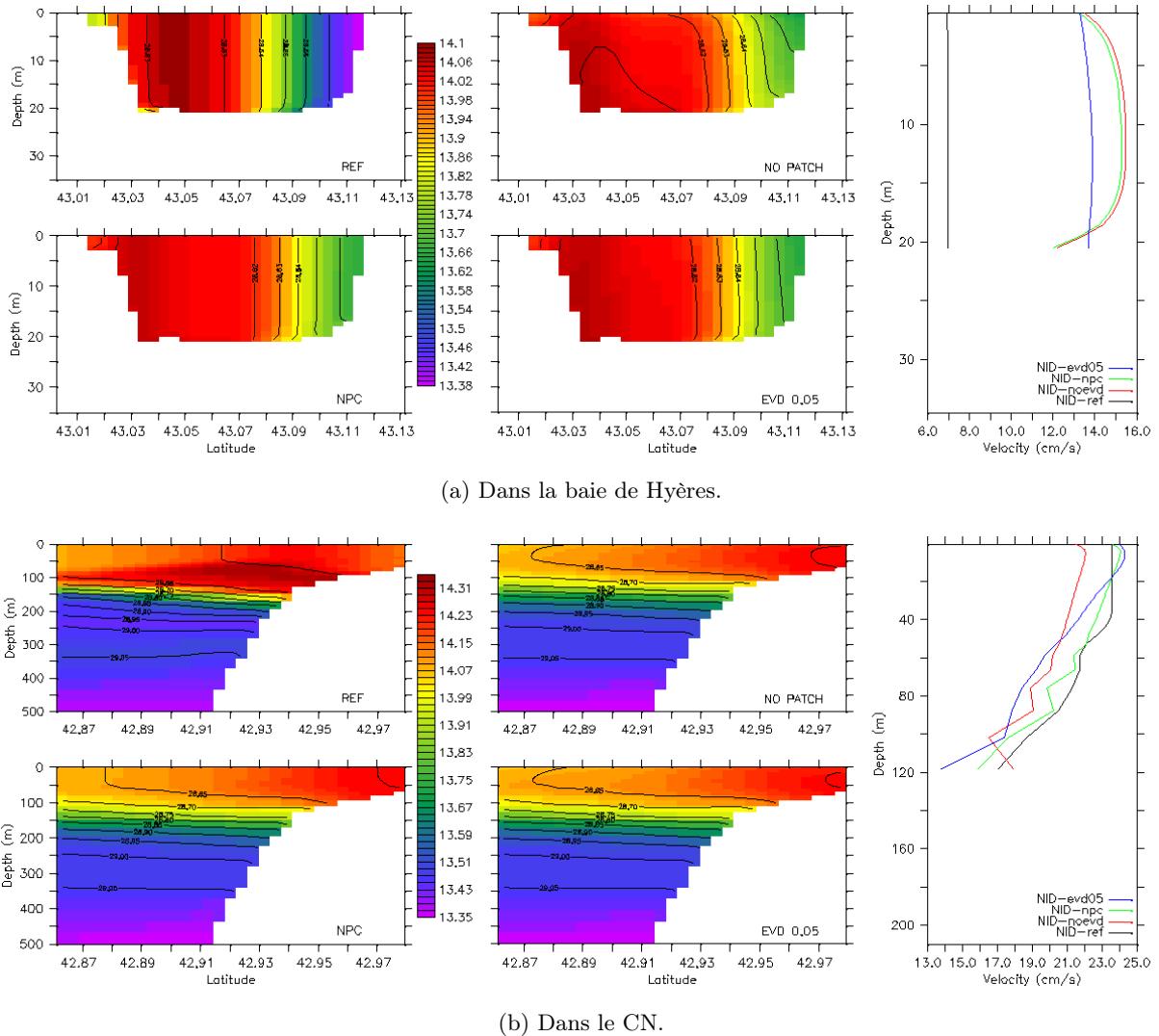


FIGURE 7.6 – Gauche : Coupes verticales du champs de température ($^{\circ}\text{C}$) sur lesquelles les isopycnies sont superposées pour chaque cas tests le 23 Janvier 2014. **Droite :** Profils verticaux de courants horizontaux ($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$) obtenus pour chaque simulations. Les positions des coupes et des profils sont présentées en figure 7.5 par les lignes et cercles respectivement.

de calcul étant de 10 s, l'ordre de grandeur de A_v est 3 fois inférieur à celui prescrit par défaut dans NEMO. Il a donc été choisi de réaliser un test avec un coefficient $A_v=0.05 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Les résultats obtenus dans la baie sont satisfaisants concernant la stabilité du profil de densité, et le mélange semble moins violent, permettant un léger gradient de température sur la verticale (figure 7.6a). De plus, le profil vertical de vitesses horizontales est proche de ceux obtenus sans ajustement ou avec le schéma NPC, permettant ainsi de bénéficier de l'accélération des courants dans la baie.

Plus au large, dans la zone où le CN s'écoule, le profil vertical de densité est instable aux alentours de 50 m de profondeur. Contrairement aux résultats obtenus avec la simulation de référence, le mélange ne semble pas suffisant dans cette zone. Ces instabilités perdurent dues à des niveaux verticaux plus épais en dessous de 30 m de profondeur, à partir de laquelle l'épaisseur des niveaux croît rapidement jusqu'à atteindre 30 m au fond (figure 2.5). La forte diminution du A_v prescrit en cas d'instabilité statique n'est donc pas adaptée après 30 m de profondeur.

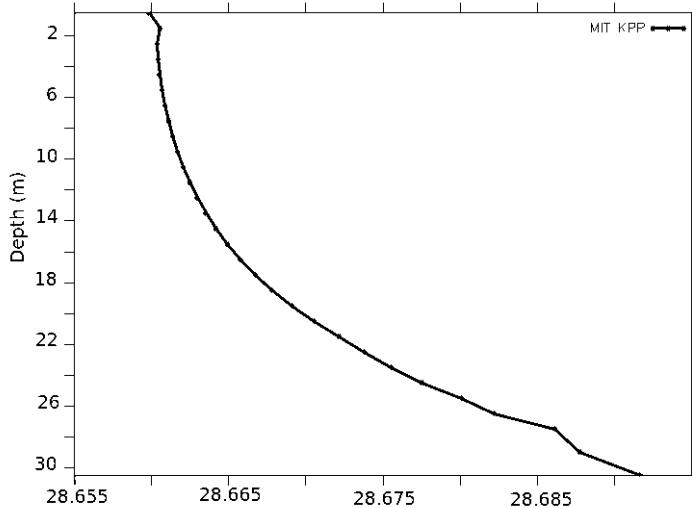


FIGURE 7.7 – Profil de densité moyen sur le mois de février 2015 issu d'une configuration MIT-GCM pour un point au centre de la baie.

Suite à ces tests, il a été décidé de mettre en place un coefficient A_v adaptatif à la profondeur du niveau auquel le schéma EVD est appliqué. Suivant l'équation 7.3, le module EVD a été modifié pour prendre en compte l'épaisseur de la maille à laquelle il est appliquée, tout en le bornant au maximum à $10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, permettant ainsi de mélanger suffisamment pour éviter les instabilités statiques mais sans homogénéiser toute la solution lorsque ce n'est pas nécessaire.

7.4 Apport de la configuration optimum

L'objectif de cette section est de définir l'impact des nouvelles paramétrisations mises en place et de la définition plus réaliste de la bathymétrie sur la circulation au sein du domaine NIDOR192, mais également dans GLAZUR64-2WAY. Pour cela, une simulation a été effectuée en partant de la même condition initiale et avec les mêmes forçages aux frontières que celle de référence, étudiée dans la partie II. Une comparaison avec les observations disponibles est alors faite entre les deux simulations, nommées référence et optimum.

Au sein de la baie semi-fermée, la circulation majeure correspondant aux intrusions du CN est en moyenne inchangée dans la configuration optimum par rapport à celle de référence (voir les vecteurs vitesses sur la figure 7.8). Toutefois, il apparaît très près des côtes une circulation supplémentaire dans la configuration optimum, caractérisée également par une augmentation de l'EKE et de la vorticité (figure 7.8). En moyenne, l'intensité des courants dans la partie la moins profonde de la baie, i.e. à l'Ouest de l'isobathe 30 m, est augmentée avec les nouvelles paramétrisations utilisées.

L'augmentation de l'intensité des courants et de la turbulence proche des côtes est favorisée par

TABLE 7.1 – Résumé des résultats obtenus pour les diverses paramétrisations du mélange vertical en présence d'instabilités statiques testées.

Ajustement		Baie	Large
EVD	–	Instable	Instable
	10	Stable – homogène	Stable
	0.05	Stable	Instable si $z > 30m$
NPC		Stable	Stable

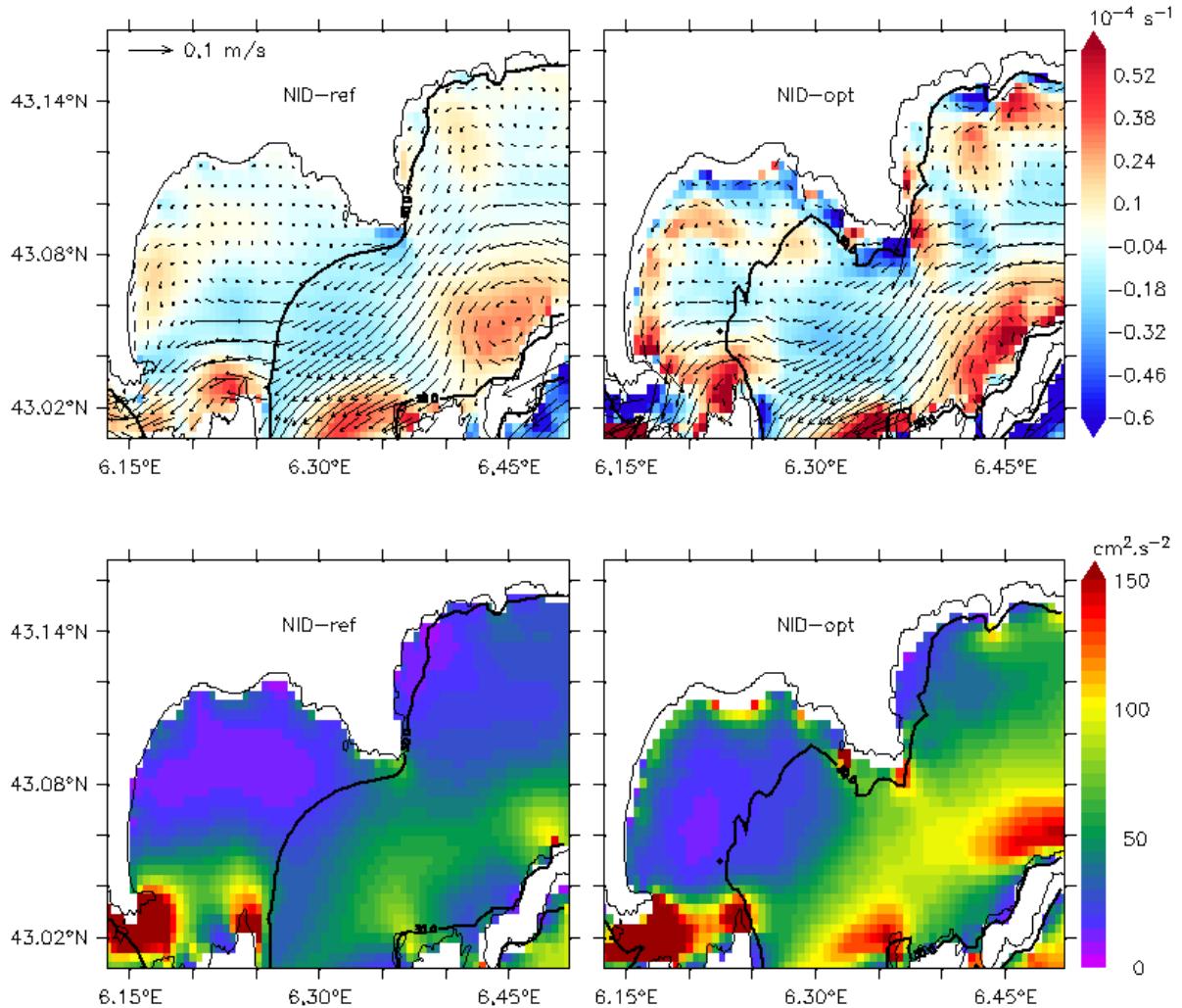


FIGURE 7.8 – Haut : Champs de vorticité (10^{-4} s^{-1}) de surface, **Bas :** EKE de surface ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$). Résultats moyennés sur l’automne et l’hiver 2013-2014 pour NIDOR192 de référence (gauche) et optimum (droite). Les vecteurs représentent l’intensité et la direction du courant de surface sont superposés sur les champs de vorticité, et les lignes noires sont les isobathes 30 m pour chaque configurations respectives.

l’utilisation des schémas UBS pour l’advection mais surtout par l’utilisation d’un mélange vertical adapté à la résolution verticale de la configuration. En effet, cette différence ne peut être attribuée à la nouvelle définition de la bathymétrie car elle a été peu changée dans cette partie de la baie, de plus le lien avec la circulation des intrusions du CN est peu envisageable dans cette partie reculée de la baie.

Dans la partie la plus profonde de la baie, correspondant au chenal emprunté par les intrusions, l’impact bathymétrique est bien visible, comme par exemple lors de l’intrusion du CN mesurée à l’aide du ADCP le 24 Octobre 2013, transect étudié précédemment pour la comparaison entre GLAZUR64 et NIDOR192 de référence (figure 4.3). Dans la partie Est de la baie, une intrusion semblable est modélisée par les deux configurations NIDOR192 (figure 7.9), seulement à partir de 6.40°E , lorsque la profondeur diminue, une baisse de l’intensité modélisée dans la simulation optimum est observable comme dans les données. La représentation de la bathymétrie plus réaliste en amont de la passe Ouest implique une déviation de la majeure partie de l’intrusion vers la passe Sud dans la configuration optimum. De plus, la plus faible profondeur de la passe Ouest

permet, par conservation du débit, d'avoir une forte accélération du courant dans ce canal étroit de faible fond qui ne pouvait être modélisé dans la configuration de référence.

Le devenir des intrusions dans la baie peut également être étudié à l'aide des courants obser-

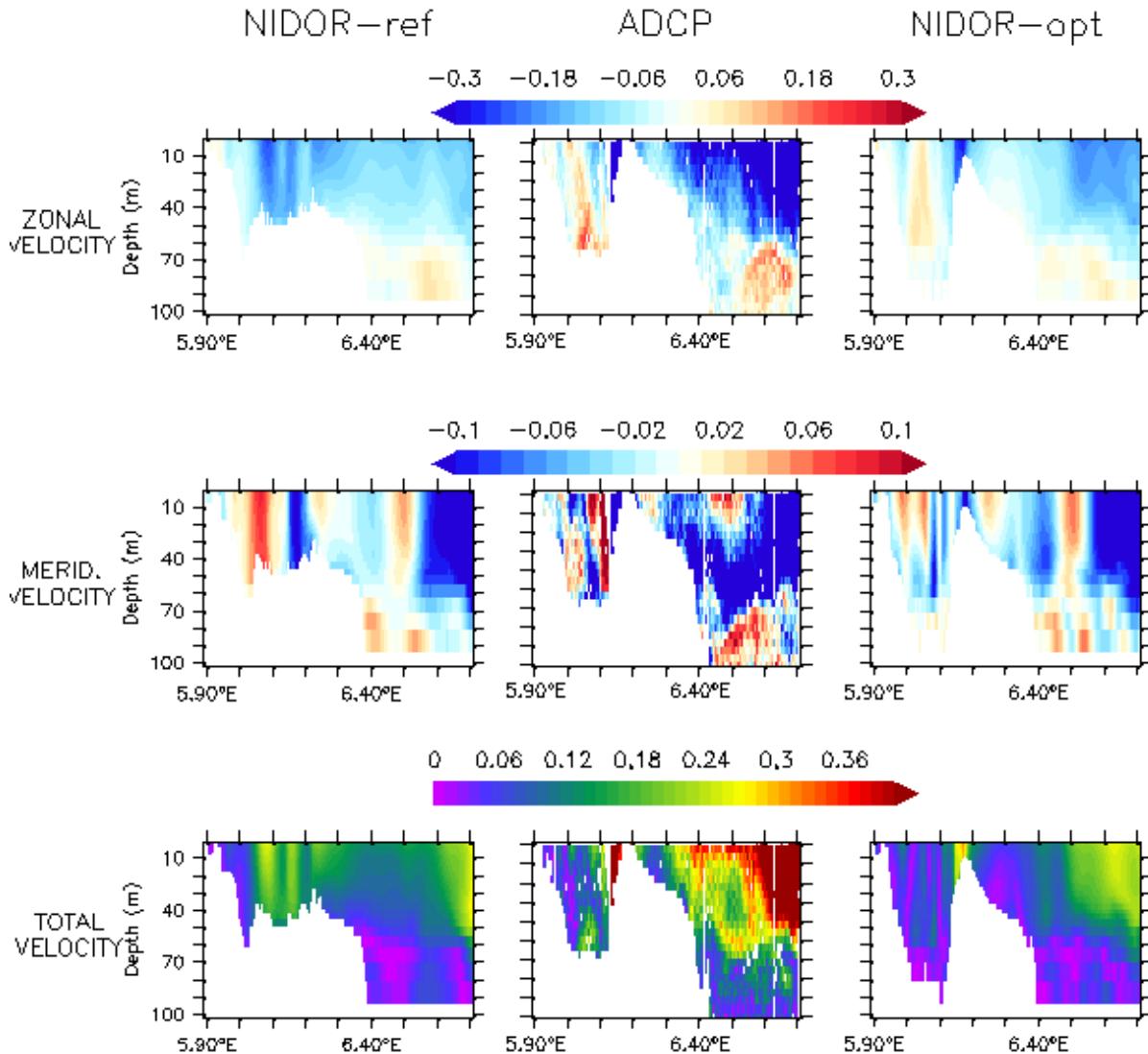


FIGURE 7.9 – Comparaison entre les champs de vitesse simulés et ceux observés par ADCP le 24 Octobre 2013 dans la baie (transect identique à celui exploité en figure 4.3). Coupe verticale sur 140 m des composantes zonale et méridienne ainsi que du module (m.s^{-1}) du courant le long du transect pour NIDOR192-référence (gauche), les données ADCP (milieu) et NIDOR192-optimum (droite).

vés et mesurés à proximité de la passe Sud avec l'ADCP disposé au mouillage BOMBYX. Tout comme précédemment, seule la composante méridienne du courant est étudiée pour évaluer l'import/export d'eau de la baie par cette passe. Durant l'hiver 2014, un export d'eau de la baie vers le large est majoritairement observé et modélisé par les deux configurations (figure 7.10). Cependant, certains événements particulièrement intenses, correspondant à des vitesses proches de celles observées pour les intrusions du CN, sont mieux représentés dans la configuration optimum, comme les 08/01/2014, 23/01/2014 et 04/02/2014 où les exports sont inexistant ou beaucoup plus faibles dans la simulation de référence.

Des entrées d'eau du large dans la baie ont également été enregistrées à la passe Sud fin Dé-

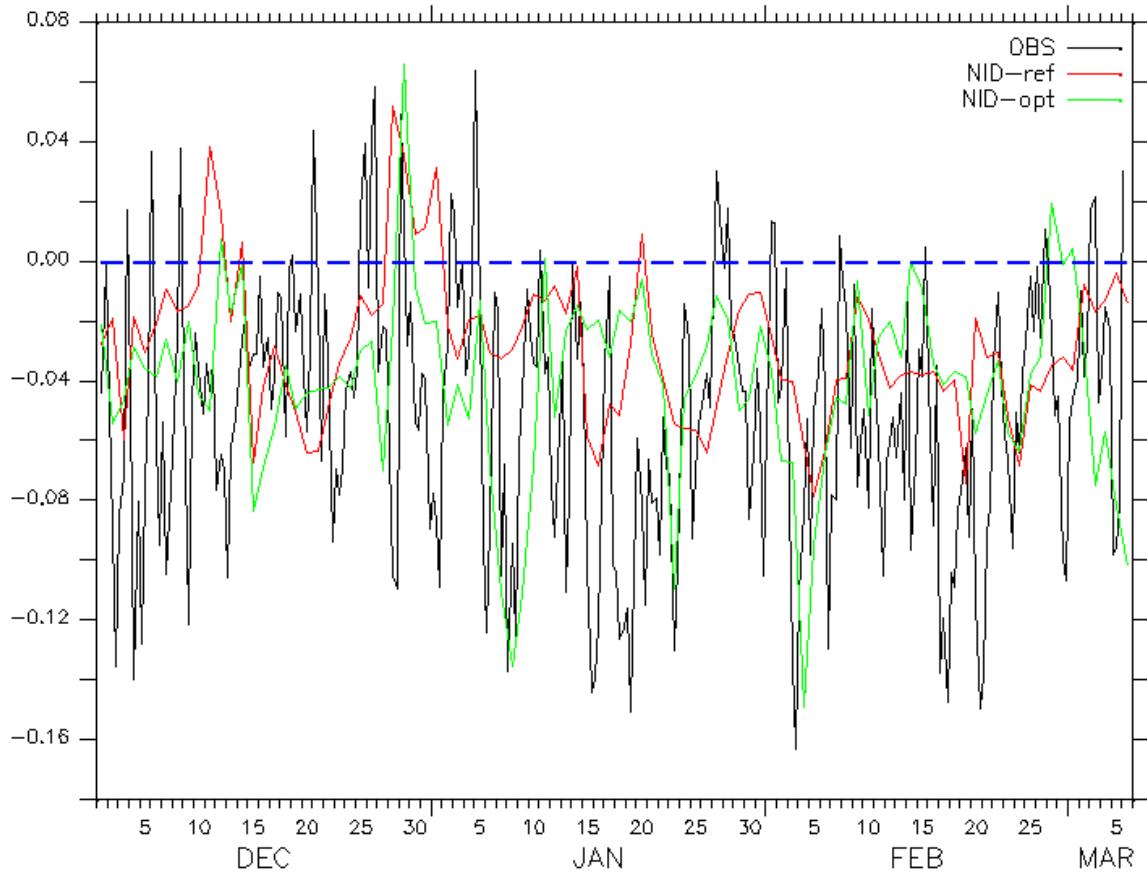


FIGURE 7.10 – Comparaison de l'évolution temporelle de la composante méridienne de la vitesse moyenne sur la profondeur (m.s^{-1}) mesurée par ADCP au mouillage BOMBYX (noir) et simulés par NIDOR192-référence (rouge) et NIDOR192-optimum (vert).

cembre - début Janvier, et seulement une d'entre elles est représentée dans les simulations. Par contre, une entrée d'eau mi-Décembre est modélisée par NIDOR192 de référence, alors que pour la même journée un export a été observé. Cette entrée d'eau irréaliste est en grande partie corrigée dans la configuration optimum, permettant ainsi une meilleure simulation des courants au sein de la baie à cette période.

La circulation dans la baie est étroitement liée à celle du CN, mais celui-ci peut également être influencé par les exports d'eau de la baie (chapitre 5). De plus, l'amélioration de la définition des nombreux canyons présents le long du talus dans la configuration optimum va également impacter l'écoulement du CN. En effet, le positionnement de la veine de courant au large de Porquerolles (6.15°E) est amélioré comparé aux observations radar. Le cœur de la veine moyen sur les saisons automne-hiver (figure 7.11) est simulé par la configuration optimum légèrement plus au sud que celui observé par le radar, alors que la simulation de référence le positionnait, tout comme GLAZUR64, trop au nord (figure 5.1). L'intensité est toutefois inchangée avec les nouvelles paramétrisations mises en place.

Les différences sur la circulation du CN entre NIDOR192 de référence et GLAZUR64 ont impacté son écoulement en aval, et particulièrement la représentation des intrusions sur le plateau du GdL (chapitre 6). L'apport du meilleur positionnement de la veine du CN dans la configuration NIDOR192 optimum va être transféré sur l'écoulement du courant en dehors du zoom dans

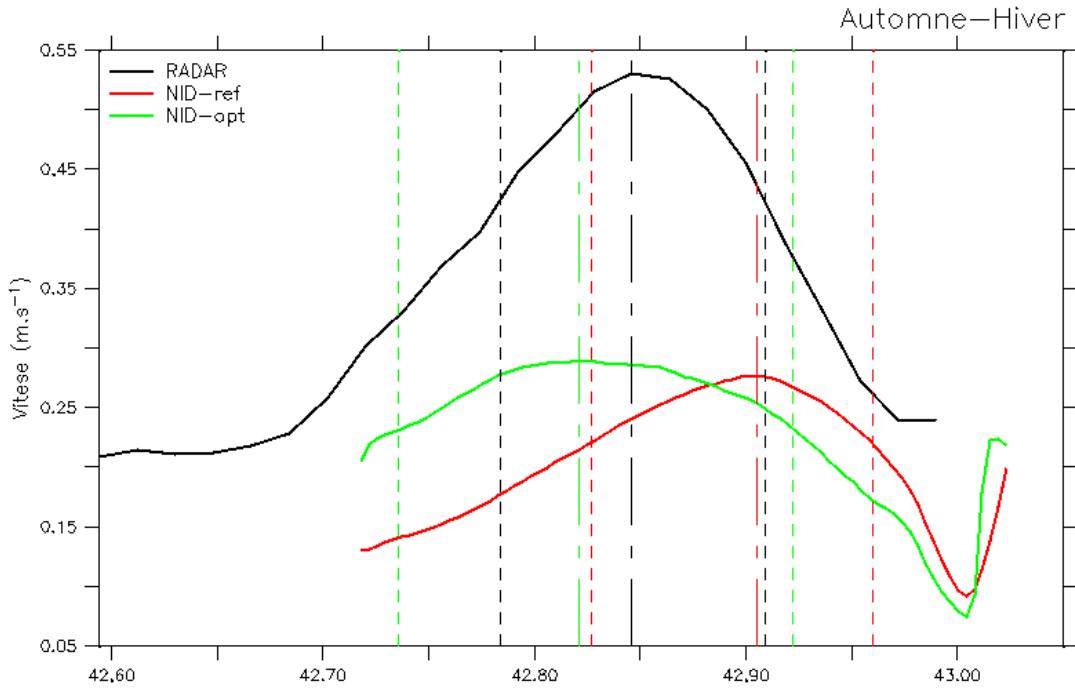


FIGURE 7.11 – Comparaison des courants de surface (m.s^{-1}) le long d'une coupe au large de Porquerolles (6.15°E) pour les simulations, NIDOR192-référence (rouge) et NIDOR192-optimum (vert), et les observations radar (noir), moyenne sur l'automne-hiver 2013-2014. Les pointillés larges représentent la position latitudinale du maximum de vitesse pour chaque jeu de données, et les pointillés fins la position des 80% de cette vitesse maximum.

la configuration GLAZUR64-2W.

En aval du zoom, au large de Marseille, les intrusions sont mieux représentées avec la configuration optimum (figure 7.12), particulièrement au début de la simulation où la simulation de référence présentait un délai temporel d'impact approximé à deux mois. Un gain en intensité de ces intrusions est également visible, notamment pour l'intrusion se déroulant mi-Novembre 2013. De manière identique au diagnostic effectué dans le Chapitre 6 (figure 6.6), le CN en sortie de zoom a été étudié un jour avant les principales intrusions de mi-Novembre et début Décembre 2013 (figure 7.13). L'intensité du CN en sortie du zoom n'est pas liée à l'intensité des intrusions sur le plateau. En effet, en sortie de la configuration optimum, le CN simulé à ces deux dates est de plus faible intensité que dans NIDOR192 de référence, par contre son positionnement est différent et plus au sud. Le fait que le CN soit plus au sud est le signe de la génération d'une direction plus vers le nord en aval avec la création de coudes dans son enveloppe, comme il a été identifié avec les observations de SST (figure 6.3).

De plus, le courant sortant du plateau observé fin Octobre 2013 n'est modélisé que par la configuration optimum, indiquant une amélioration de la circulation au sein du plateau en plus de celle du CN.

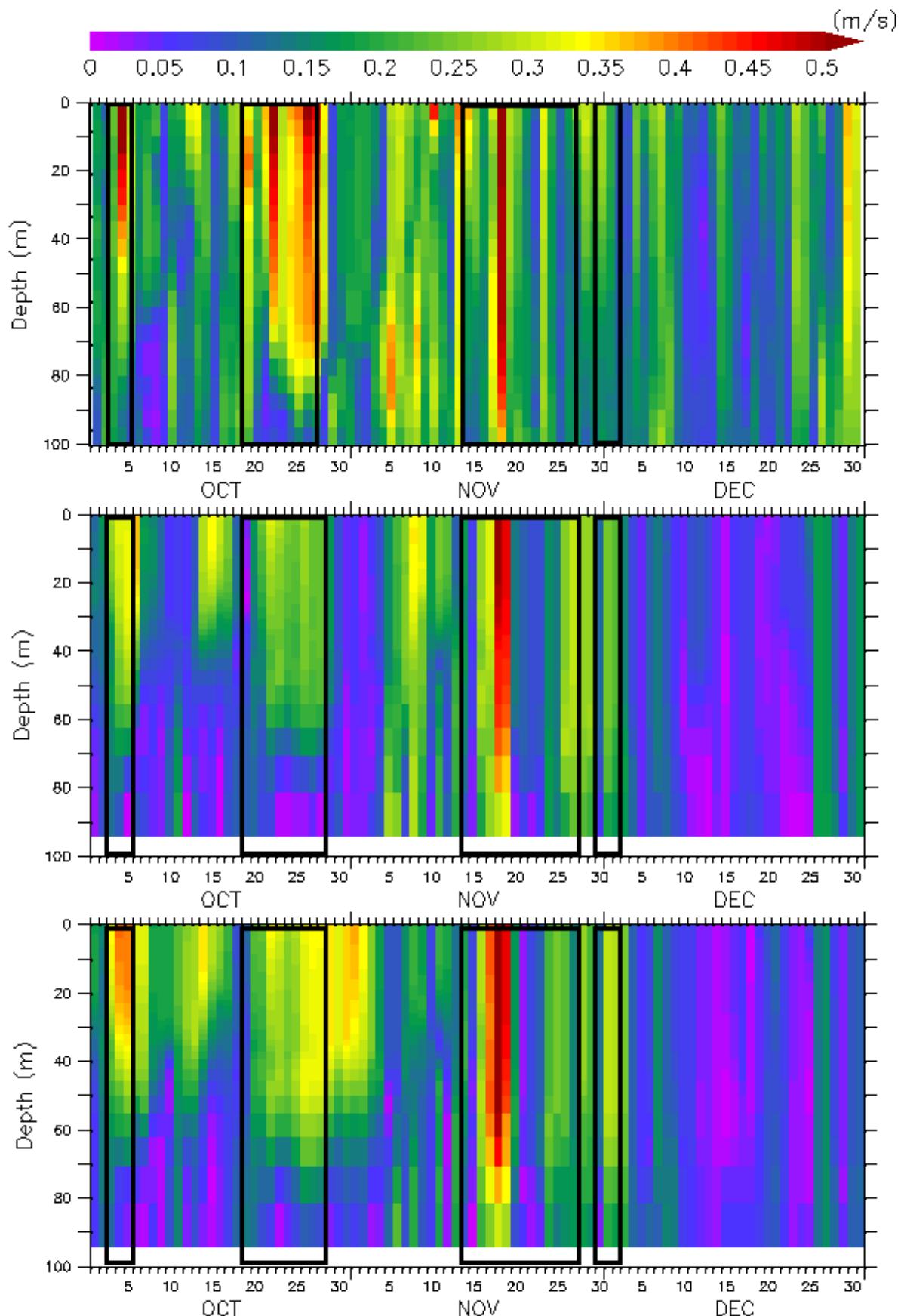


FIGURE 7.12 – Évolution temporelle du profil vertical de courant (m.s^{-1}) au mouillage JULIO d'Octobre à Décembre 2013. Les observations ADCP sont présentées en haut et les simulations de GLAZUR64-2W de référence au milieu et optimum en bas. Les encadrés noirs superposés représentent les événements d'intrusions étudiés.

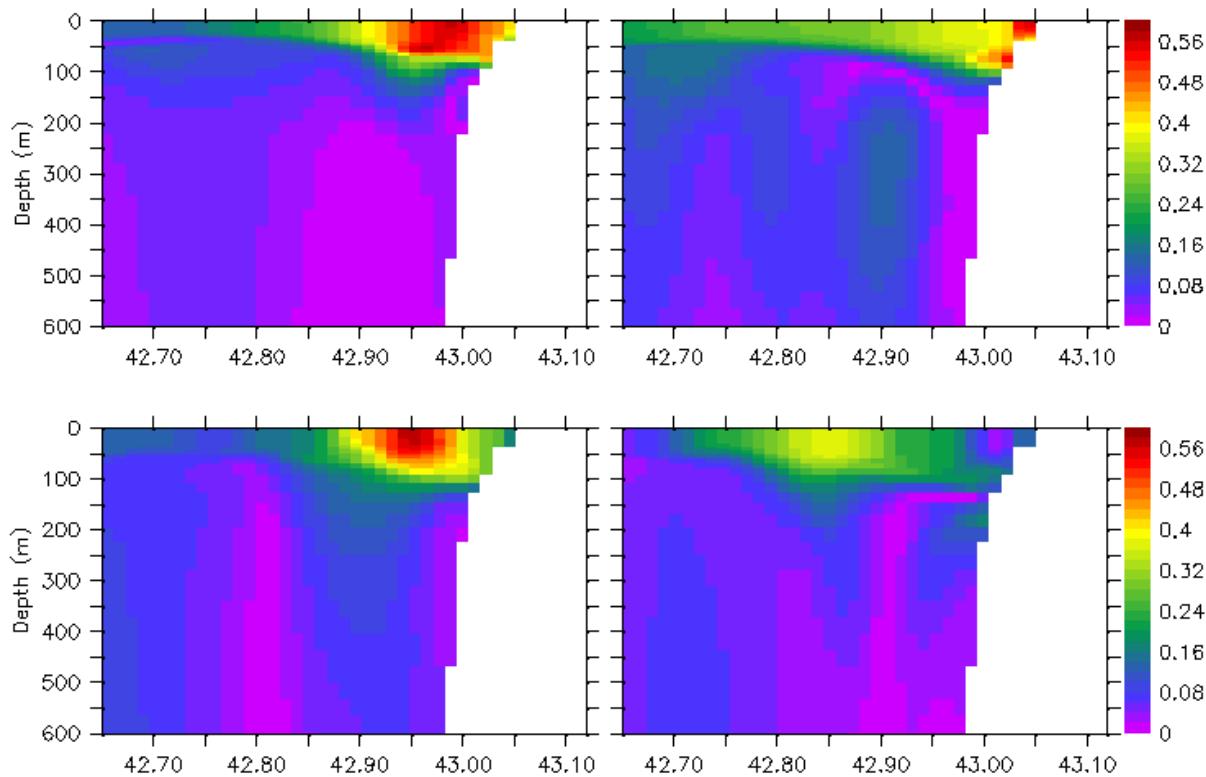


FIGURE 7.13 – Sections verticales, entre 0 et 600m, des courants (m.s^{-1}) simulés le 17 Novembre 2013 (haut) et le 01 Décembre 2013 (bas) par GLAZUR64-2W de référence (gauche) et optimum (droite) à la sortie du zoom (5.8°E). Le positionnement exact des sections est présenté en figure 6.1.

Synthèse du chapitre

L'étude de paramétrisation qui a été effectuée dans ce chapitre a permis de mettre en évidence le lissage trop important opéré lors de l'utilisation de schéma d'advection basé sur la forme vectorielle des équations du moment mais également en utilisant un schéma TVD pour les traceurs. L'apport des schémas UBS sur la dynamique de la baie permet la génération de plus d'activité à petites échelles dans la configuration NIDOR192.

La faible différence entre les simulations NIDOR192 et GLAZUR64 malgré le *downscaling* était également due à un mélange vertical en cas d'instabilité statique trop important, homogénéisant ainsi la totalité de la couche d'eau avec un transfert d'énergie brutale entre la surface et le fond. L'utilisation d'un ajustement convectif est cependant indispensable en hiver dans la zone d'étude, mais celui-ci doit être adapté à la discréttisation verticale irrégulière utilisée.

L'importance de la représentation de la bathymétrie est connue, et apparaît ici comme un élément important dans la circulation des intrusions du CN au sein de la baie, et au niveau des différentes passes. Les différentes paramétrisations introduites ayant un faible effet sur le CN, il apparaît que ce courant est très sensible à la définition des canyons le long du talus, bien qu'elle soit assez correcte avec l'ancienne représentation de la bathymétrie utilisée.

Le positionnement plus au sud du CN au large des côtes varoises, va permettre la simulation d'intrusion du courant sur le plateau du GdL plus intenses. Il ressort également de cette étude que l'intensité de ces intrusions n'est pas dépendante de l'intensité du courant en amont.

Chapitre 8

Conclusions et perspectives

Circulation dans une baie semi-fermée longée par un courant géostrophique

Un des objectifs de ce travail de thèse était d'étudier la circulation au sein d'une baie quasi-fermée et peu profonde, longée par un courant de grande intensité avec une forte activité à méso-échelle. Il a été montré que la circulation moyenne dans la baie de Hyères est majoritairement liée à celle du CN et que le vent est un moteur minoritaire. Des intrusions du CN vont se produire à l'Est de la baie, et s'écouler vers l'Ouest. Il apparaît que la diminution de la profondeur, particulièrement au niveau de l'isobathe 30 m, agit comme une barrière pour l'écoulement de l'intrusion dans la baie, et surtout implique une évacuation différente de cette branche secondaire du CN vers le large. La modélisation de ces intrusions est assez réaliste avec une configuration kilométrique (comme GLAZUR64) mais le devenir de cette branche secondaire dans la baie est mal représenté. La haute résolution spatiale apportée par une configuration à 400 m, NIDOR192, permet une meilleure résolution de la bathymétrie dans l'ensemble de la baie mais surtout au sein des 3 principales passes, connectant ainsi mieux la circulation dans la baie à celle présente au large.

Un simple *downscaling* sans ajustements paramétriques ne permet pas de bénéficier de tout les atouts d'une plus haute résolution. Parmi les différentes paramétrisations du code utilisé, une étude de sensibilité a été réalisée sur la paramétrisation de l'advection horizontale. La faible indépendance des deux configurations à des résolutions spatiales pourtant très différentes était en partie due à une diffusion horizontale trop excessive dans NIDOR192. La modification des schémas d'advection utilisés pour les traceurs et le moment permet de moins lisser les structures à plus fines échelles résolues et donc d'augmenter l'activité à méso-échelle de la configuration. Un excès de diffusion a également été mis en évidence sur la verticale, où lors d'instabilité statique un fort mélange non adapté à la résolution verticale était appliqué. La considération de l'épaisseur de la couche d'eau instable qui nécessite un mélange supplémentaire implique une cisaille verticale des courants horizontaux plus grande et des champs de masse moins homogènes, résultant en une accélération de la circulation de surface dans la baie.

Apport d'une meilleure définition de l'activité à méso-échelle pour la simulation du CN

Le second objectif de cette thèse était l'amélioration de la représentation du CN le long des côtes françaises et espagnoles, en résolvant plus de petites échelles dynamiques le long des côtes varoises, zone identifiée comme étant un élément clé sur la circulation aval.

Il ressort de cette étude que le CN a majoritairement une activité à méso-échelle, qui est repré-

sentée à une échelle kilométrique. Toutefois, le guidage bathymétrique va influencer la trajectoire de ce courant géostrophique, particulièrement le long du talus où de nombreux canyons sont présents. Comme dans la baie, l'amélioration de la représentation de la bathymétrie avec NIDOR192 corrige un positionnement de la veine du CN trop au nord et proche de la côte, créant ainsi un changement de direction du CN, orienté plus vers le sud, au large de Toulon. Il a été montré qu'en aval de Toulon, les différences de directions et de positionnement du CN influenzaient le devenir du courant avec la création de méandres au large de Marseille. En aval des côtes varoises, le CN va avoir un premier méandre vers le sud, puis un second vers le nord afin de recoller au talus du GdL. L'apport du zoom dans la configuration à plus grande échelle est alors visible sur les intrusions du CN sur le plateau du GdL, où l'intensité des intrusions, qui sont assez bien représentées par GLAZUR64, est plus proche de celle observée bien que le CN soit plus faible en sortie du zoom.

Sur des événements de l'ordre de la journée, il a été également mis en évidence une sensibilité plus importante du zoom aux cisailles horizontales de vent, dans la génération de tourbillon en amont de la baie ou encore la modification de la trajectoire du CN en surface au large de Toulon. Lorsque le même noyau physique est utilisé entre les deux configurations étudiées, un délai temporel de l'ordre de deux mois semble nécessaire pour modifier la circulation en aval du zoom. Cependant, les changements effectués sur la paramétrisation de certains processus sous-maille selon l'horizontale et la verticale ont permis de réduire ce délai grâce à une différenciation des solutions le long du Var plus importante. Le transfert de la dynamique du zoom est toutefois peu étendu, environ jusqu'à la moitié du plateau du GdL, dû au conditionnement dynamique imposé à la frontière sud de GLAZUR64 qui impacte la dynamique amont.

En amont de la zone d'intérêt l'impact du zoom est quasi inexistant, même lorsque le noyau physique est différent entre les deux configurations au large du Var.

Perspectives

La configuration GLAZUR64 a déjà montré sa pertinence sur la reproduction de la circulation du bassin nord-méditerranéen ([Ourmières et al., 2011](#); [Guilhou et al., 2013](#)). L'utilisation de NEMO-AGRIF à une résolution de 400 m en côtier avec des forçages réalistes est une avancée sur la modélisation de la circulation côtière, avec la possibilité de résoudre plus d'échelles dans des zones nécessitant une résolution spatiale plus fine et leur transfert dans une configuration à plus grande échelle. Ces travaux pourront être utiles à la communauté de modélisation côtière, utilisant NEMO ou d'autres systèmes de modélisation comme le système CROCO (*Coastal and Regional Ocean Community model* <https://www5.obs-mip.fr/croco-ocean/>).

L'identification de zones dynamiques clés, de par une forte activité à méso-échelle d'un courant majeur ou encore une zone de front, est un élément important pour l'amélioration de la représentation circulation régionale. Le positionnement et le dimensionnement des zooms apparaissent comme des éléments essentiels à la pertinence de l'utilisation de *downscaling*. La longueur d'onde des méandres du CN pouvant atteindre 100 km ([Conan and Millot, 1995](#)), une distance longitudinale de 80 km, comme dans NIDOR192, ne semble pas être suffisante au développement de ce type de méandres. Il est cependant difficilement envisageable d'étendre le domaine vers l'Est par la présence trop proche de la frontière de GLAZUR64, cela reviendrait à un *downscaling* de 1/12° à 1/192°. Alors qu'une extension vers l'Ouest serait envisageable, jusqu'au début du plateau du GdL, permettant peut-être ainsi une augmentation de la différenciation des deux configurations dans la circulation du CN. La présence de l'OBC Sud de GLAZUR64 agit également comme une limite dans l'extension spatiale de la dynamique générée au sein du zoom.

La sous estimation de la dynamique du CN rend difficile la représentation de son interaction avec le fond et des structures qui pourraient se développer. En effet, la sous estimation de l'in-

tensité du CN par GLAZUR64, qui est liée à son emboîtement dans une configuration plus large (PSY2V4R4), persiste dans le zoom. Il serait intéressant de réaliser le même emboîtement que celui effectué avec NIDOR192 mais dans une configuration plus étendue. Une extension de GLAZUR64 vers l'Est permettrait de prendre en compte la totalité du bassin Ligure jusqu'aux côtes italiennes, ce qui permettrait peut être de modéliser en entrée du zoom un CN plus intense mais également d'agrandir le zoom dans cette même direction.

L'étude sur la paramétrisation de l'advection horizontale et l'ajustement convectif n'a pas montré d'impact conséquent sur la circulation du CN. Cependant, la configuration GLAZUR64 ayant la même résolution verticale que la circulation NIDOR192 mais un pas de temps de calcul 6 fois plus grand, l'utilisation du schéma EVD adapté à l'épaisseur de la couche d'eau mélangée est susceptible de modifier le transfert d'énergie entre la surface et 200 m de profondeur¹. Un mélange moins brutal en présence d'instabilités verticales, qui sont très fréquentes en hiver, permettrait de moins diffuser l'énergie des forçages atmosphériques et donc d'obtenir une meilleure réponse aux vents. Pour être complète, cette étude de paramétrisation devra être faite dans des conditions stratifiées avec une prolongation des simulations pendant l'été.

D'autres paramétrisations sont présentes dans le code utilisé et n'ont pas été testées, on peut par exemple citer pour la verticale le schéma de fermeture turbulente GLS (*Generic Length Scale Umlauf and Burchard (2003, 2005)*). L'utilisation du schéma GLS offre des résultats encourageant en comparaison de la formulation TKE dans sa paramétrisation standard ([Reffray et al., 2014](#)), et il est envisagé d'utiliser à l'avenir cette paramétrisation pour la fermeture turbulente dans les configurations opérationnelles de Mercator-Océan. Le module AGRIF ne permettant pas d'avoir un schéma de fermeture turbulente différent entre les différentes configurations emboîtées, l'utilisation du schéma GLS dans NIDOR192 implique son utilisation dans GLAZUR64. Or ce travail de thèse souhaitait quantifier le transfert possible de la dynamique simulée dans un zoom en s'appuyant sur une configuration régionale qui a été précédemment validée ([Guihou, 2013](#)). L'amélioration de la représentation des processus côtiers est possible également en résolvant la dynamique verticale plus précisément via l'utilisation d'un modèle non-hydrostatique, option indisponible dans NEMO. La résolution pronostique de l'équation du mouvement est très coûteuse pour des configurations comme GLAZUR64, mais serait intéressante pour des domaines côtiers à des résolutions élevées comme NIDOR192 et permettrait de se passer de paramétrisations sur la verticale très complexes et difficiles à adapter.

L'avancée sur la connaissance de la circulation au sein de la baie de Hyères et sa connexion avec la circulation générale du bassin permet de mieux identifier les processus dynamiques qui sont en jeux dans cette zone. La nécessité d'un autre zoom emboité apparaît comme une approche peu adaptée. Bien que l'outil AGRIF permette l'utilisation de différents niveaux de zoom, les limitations techniques sur la concordance des noyaux physiques entre les différentes configurations apparaissent comme une forte limitation. De plus, des contraintes sur la représentation du fond entre les configurations entraînent une utilisation d'AGRIF très délicate dans des zones côtières où le fond est très escarpé.

Une autre piste à explorer pour améliorer le réalisme de la dynamique dans la baie est une représentation plus fiable de la cisaille horizontale de vent. L'utilisation de forçages atmosphériques à plus haute résolution spatiale, comme le modèle AROME de MétéoFrance qui a une résolution de 2.5 km contrairement aux forçages actuellement utilisés issus du modèle Arpège qui sont à 10 km, permettrait d'avoir une cisaille horizontale du vent plus importante, sans toutefois améliorer la réponse temporelle aux forçages car la fréquence temporelle est identique à celle de Arpège (3h). La paramétrisation *bulk* n'a pas fait ici l'objet d'une étude, mais il semble nécessaire de regarder la pertinence de cette paramétrisation pour des configurations aux échelles de NIDOR192. Dans

1. Avec un pas de temps de 60 s, l'épaisseur d'un niveau correspondant à $A_v = 10 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (Eq.[7.3](#)) doit être supérieure à 25 m, ce qui est le cas dans la discrétisation verticale utilisée au delà de 200 m de profondeur (figure [2.5](#))

le but d'améliorer encore le réalisme, la prise en compte de l'état de mer manque aux simulations NIDOR192, comme il peut être montrer avec des dérives de bouées dans la baie (projet CADOR). Un forçage extérieur et non pas une paramétrisation du coefficient de traînée (C_d) en fonction du stress du vent permettrait sûrement d'améliorer la circulation très proche des côtes, et particulièrement où les fonds sont très faibles. Cela pourrait être entrepris en utilisant les sorties de modèles de vagues comme WaveWatch III.

La configuration NIDOR192 est un premier élément dans l'étude de la circulation propre aux côtes varoises. D'autres projets de développement de configurations à plus hautes échelles vont suivre ces travaux, comme une configuration dans la rade de Toulon à une résolution spatiale de 100 m développée par C. Mazoyer qui sera forcée à sa frontière ouverte par les simulations de NIDOR192. Cette nouvelle configuration d'une rade semi-fermée peu profonde s'insère dans le volet du projet PREVENT visant à l'étude du transport des contaminants chimiques dans la colonne d'eau ainsi que dans les sédiments. En plus des forçages aux frontières, cette configuration bénéficiera de l'étude effectuée ici sur le mélange vertical et l'advection horizontale dans la baie semi-fermée de Hyères.

Le peu d'observations à haute résolution spatiale et temporelle présentes dans la zone d'étude rendent la validation des configurations mises en place très complexe. Particulièrement très proche de la côte, aucune observation thermodynamique n'était disponible pendant la période étudiée. Toutefois, la mise en place d'un réseau de capteurs de pression et de température sur le littoral varois avec le programme d'observation HTM-NET (Hydrodynamique et transport de Matière en Suspension - Niveaux d'Eau et Températures <https://htmnet.mio.univ-amu.fr/HTMNET/squel.php?content=accueil.php>) permet à ce jour de "monitorer" 6 stations dont certaines avec un pas d'acquisition de 10 min. Bien que le réseau d'observation MOOSE offre une grande couverture spatiale dans le bassin occidental nord-méditerranéen, seuls les radars HF sur le site toulonnais permettent d'avoir des observations dans la zone d'étude. Le développement de réseaux d'observations côtiers voir littoraux est un enjeux crucial pour le développement numérique dans ces zones.

La modélisation côtière vient palier aux manques d'observations et permet une meilleure représentation des processus se déroulant à de petites échelles. L'océanographie opérationnelle permet de prévoir la circulation à grande échelle, dont les processus sont maîtrisés, et doit aujourd'hui se concentrer sur les petites échelles du milieu côtier. Le centre français d'océanographie opérationnelle a développé dans ce sens une configuration au 1/36° (IBI36QV4R1) couvrant l'Atlantique Nord, de la plaine ibérique à la Grande-Bretagne, et une partie du bassin nord-ouest méditerranéen. On pourrait ainsi imaginer l'apport d'un zoom au 1/192° pour répondre à des besoins spécifiques opérationnels pour des études ponctuelles par exemple.

Bibliographie

- Albérola, C. and Millot, C. (2003). Circulation in the French Mediterranean coastal zone near Marseilles : The influence of wind and the Northern Current. *Continental Shelf Research*, 23(6) :587–610.
- Albérola, C., Millot, C., and Font, J. (1995). On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean-sea. *Oceanologica Acta*, 18(2) :163–192.
- André, G., Garreau, P., Garnier, V., and Fraunié, P. (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.
- Arakawa, A. and Hsu, Y.-J. G. (1990). Energy conserving and potential-enstrophy dissipating schemes for the shallow water equations. *Monthly Weather Review*, 118(10) :1960–1969.
- Arakawa, A. and Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in computational physics*, 17 :173–265.
- Arístegui, J., Tett, P., Hernández-Guerra, A., Basterretxea, G., Montero, M. F., Wild, K., Sangrá, P., Hernández-León, S., Cantón, M., García-Braun, J., et al. (1997). The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution : a study of mesoscale variation around Gran Canaria. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 44(1) :71–96.
- Astraldi, M. and Gasparini, G. P. (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 (1978–2012)*, 97(C6) :9531–9540.
- Auclair, F., Marsaleix, P., and Estournel, C. (2001). The penetration of the Northern Current over the Gulf of Lions (Mediterranean) as a downscaling problem. *Oceanologica Acta*, 24(6) :529–544.
- Barrier, N., Petrenko, A., and Ourmières, Y. (2016). Strong intrusions of the Northern Mediterranean Current on the eastern Gulf of Lion : insights from in-situ observations and high resolution numerical modeling. *Ocean Dynamics*, 66(3) :313–327.
- Barth, A., Alvera-Azcárate, A., Rixen, M., and Beckers, J.-M. (2005). Two-way nested model of mesoscale circulation features in the Ligurian Sea. *Progress in Oceanography*, 66(2) :171–189.
- Bernard, B., Madec, G., Penduff, T., Molines, J.-M., Treguier, A.-M., Le Sommer, J., Beckmann, A., Biastoch, A., Böning, C., Dengg, J., et al. (2006). Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean dynamics*, 56(5-6) :543–567.

- Bethoux, J. P., Prieur, L., and Nyffeler, F. (1982). The water circulation in the North-Western Mediterranean Sea, its relations with wind and atmospheric pressure. *Elsevier oceanography series*, 34 :129–142.
- Birol, F., Cancet, M., and Estournel, C. (2010). Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry. *Journal of Marine Systems*, 81(4) :297–311.
- Blanke, B. and Delecluse, P. (1993). Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *Journal of Physical Oceanography*, 23(7) :1363–1388.
- Bouffard, J., Renault, L., Ruiz, S., Pascual, A., Dufau, C., and Tintoré, J. (2012). Sub-surface small-scale eddy dynamics from multi-sensor observations and modeling. *Progress in Oceanography*, 106 :62–79.
- Brossier, C. L., Arsouze, T., Béranger, K., Bouin, M.-N., Bresson, E., Ducrocq, V., Giordani, H., Nuret, M., Rainaud, R., and Taupier-Letage, I. (2014). Ocean Mixed Layer responses to intense meteorological events during HyMeX-SOP1 from a high-resolution ocean simulation. *Ocean Modelling*, 84 :84–103.
- Casella, E., Molcard, A., and Provenzale, A. (2011). Mesoscale vortices in the Ligurian Sea and their effect on coastal upwelling processes. *Journal of Marine Systems*, 88(1) :12–19.
- Chanut, J., Barnier, B., Large, W., Debreu, L., Penduff, T., Molines, J.-M., and Mathiot, P. (2008). Mesoscale eddies in the Labrador Sea and their contribution to convection and restratification. *Journal of Physical Oceanography*, 38(8) :1617–1643.
- Conan, P. and Millot, C. (1995). Variability of the northern current off marseilles, western mediterranean sea, from february to june 1992. *Oceanologica Acta*, 18(2) :193–205.
- Courant, R., Friedrichs, K., and Lewy, H. (1967). On the partial difference equations of mathematical physics. *IBM Journal of Research and Development*, 11(2) :215–234.
- Cox, M. D. (1984). A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. *Gfdl ocean group technical report*, 1.
- Crombie, D. D. (1955). Doppler spectrum of sea echo at 13.56 Mc./s.., *Nature*.
- Debreu, L., Marchesiello, P., Penven, P., and Cambon, G. (2012). Two-way nesting in split-explicit ocean models : algorithms, implementation and validation. *Ocean Modelling*, 49 :1–21.
- Debreu, L., Voulard, C., and Blayo, E. (2008). AGRIF : Adaptive grid refinement in Fortran. *Computer & Geosciences*, 34(1) :8–13.
- Declerck, A., Ourmières, Y., and Molcard, A. (2016). Assessment of the coastal dynamics in a nested zoom and feedback on the boundary current : the North-Western Mediterranean Sea case. *Ocean Dynamics*.
- Dickey, T. D. (1991). The emergence of concurrent high-resolution physical and bio-optical measurements in the upper ocean and their applications. *Reviews of Geophysics*, 29(3) :383–413.
- Doglioli, A. M., Griffa, A., and Magaldi, M. G. (2004). Numerical study of a coastal current on a steep slope in presence of a cape : The case of the Promontorio di Portofino. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C12).

- Dukowicz, J. K. and Smith, R. D. (1994). Implicit free-surface method for the Bryan-Cox-Semtner ocean model. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 99(C4) :7991–8014.
- Echevin, V., Crepon, M., and Mortier, L. (2003). Interaction of a coastal current with a gulf : application to the shelf circulation of the Gulf of Lions in the Mediterranean Sea. *Journal of physical oceanography*, 33(1) :188–206.
- Escudier, R., Renault, L., Pascual, A., Brasseur, P., Chelton, D., and Beuvier, J. (2016). Eddy properties in the Western Mediterranean Sea from satellite altimetry and a numerical simulation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(6) :3990–4006.
- Estournel, C., Testor, P., Damien, P., D'Ortenzio, F., Marsaleix, P., Conan, P., Kessouri, F., Durrieu de Madron, X., Coppola, L., Lellouche, J.-M., et al. (2016). High resolution modeling of dense water formation in the north-western Mediterranean during winter 2012–2013 : Processes and budget. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(7) :5367–5392.
- Flexas, M. M., de Madron, X. D., Garcia, M. A., Canals, M., and Arnau, P. (2002). Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March-May 1997). *Journal of Marine Systems*, 33 :197–214.
- Forget, P., Barbin, Y., and André, G. (2008). Monitoring of surface ocean circulation in the Gulf of Lions (north-west Mediterranean Sea) using WERA HF radars. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. IGARSS 2008. IEEE International*, volume 1, pages I–375. IEEE.
- Garreau, P., Garnier, V., and Schaeffer, A. (2011). Eddy resolving modelling of the Gulf of Lions and Catalan Sea. *Ocean Dynamics*, 61(7) :991–1003.
- Gatti, J. (2008a). *Intrusions du Courant Nord Méditerranéen sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion*. PhD thesis, Aix Marseille 2.
- Gatti, J. (2008b). *Intrusions du Courant Nord Méditerranéen sur la partie est du plateau continental du Golfe du Lion*. PhD thesis, Aix Marseille 2.
- Guihou, K. (2013). *Étude de la dynamique du Courant Nord au large de Toulon, à l'aide de modèle, observations in-situ et données satellites*. PhD thesis, Université de Toulon.
- Guihou, K., Marmain, J., Ourmières, Y., Molcard, A., Zakardjian, B., and Forget, P. (2013). A case study of the mesoscale dynamics in the north-western mediterranean sea : a combined data-model approach. *Ocean Dynamics*, 63(7) :793–808.
- Gurgel, K.-W., Dzvonkovskaya, A., Pohlmann, T., Schlick, T., and Gill, E. (2011). Simulation and detection of tsunami signatures in ocean surface currents measured by HF radar. *Ocean Dynamics*, 61(10) :1495–1507.
- Herrmann, M., Somot, S., Sevault, F., Estournel, C., and Déqué, M. (2008). Modeling the deep convection in the northwestern Mediterranean Sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model : Case study of winter 1986–1987. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C4).
- 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.
- Kersale, M., Petrenko, A., Doglioli, A., Dekeyser, I., and Nencioli, F. (2013). Physical characteristics and dynamics of the coastal Latex09 Eddy derived from in situ data and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(1) :399–409.

- Killworth, P. D., Webb, D. J., Stainforth, D., and Paterson, S. M. (1991). The development of a free-surface Bryan-Cox-Semtner ocean model. *Journal of Physical Oceanography*, 21(9) :1333–1348.
- Kolmogorov, A. N. (1942). The equation of turbulent motion in an incompressible fluid. *Izv Akad Nauk SSSR, Ser. Fiz*, 6 :91–112.
- La Violette, P. E. (1994). Overview of the major forcings and water masses of the Western Mediterranean Sea. *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea*, pages 1–11.
- Lacombe, H., Gascard, J., Gonella, J., and Bethoux, J. (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.
- Lapouyade, A. and Durrieu de Madron, X. (2001). Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta*, 24(3) :295–312.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., and Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing : A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4) :363–403.
- Large, W. G. and Yeager, S. G. (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., Ducrocq, V., and Giordani, H. (2009). Effects of the air-sea coupling time frequency on the ocean response during Mediterranean intense events. *Ocean Dynamics*, 59(4) :539–549.
- Lipa, B. J. and Barrick, D. E. (1986). Extraction of sea state from HF radar sea echo- Mathematical theory and modeling. *Radio Science*, 21(1) :81–100.
- Liu, Y., Weisberg, R. H., and Shay, L. K. (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.
- Lopez-Garcia, M., Millot, C., Font, J., and Garcia-Ladona, E. (1994). Surface circulation variability in the Balearic Basin. *Journal of Geophysical Research*, 99 :3285–3296.
- Madec, G. (2008). NEMO ocean engine. *Online access : http://www.nemo-ocean.eu*.
- Madec, G., Delecluse, P., Crepon, M., and Chartier, M. (1991). A three-dimensional numerical study of deep-water formation in the northwestern Mediterranean Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 21(9) :1349–1371.
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., and Lévy, C. (1998). OPA 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual. Notes du pôle de modélisation de l’Institut Pierre Simon Laplace (IPSL).
- Marmain, J., Molcard, A., Forget, P., Barth, A., and Ourmières, Y. (2014). Assimilation of HF radar surface currents to optimize forcing in the northwestern Mediterranean Sea. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 21 :659–675.

- Marsaleix, P., Auclair, F., Floor, J. W., Herrmann, M. J., Estournel, C., Pairaud, I., and Ulses, C. (2008). Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models. *Ocean Modelling*, 20(1) :61–89.
- 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(1) :423–442.
- Millot, C. and Taupier-Letage, I. (2005). *Circulation in the Mediterranean Sea*, pages 29–66. Springer Berlin Heidelberg.
- Ourmières, Y., Blankart, J. M., Berline, L., Brasseur, P., and Verron, J. (2006). Incremental analysis update implementation into a sequential ocean data assimilation system. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(12) :1729–1744.
- Ourmières, Y., Zakardjian, B., Béranger, K., and Langlais, C. (2011). Assessment of a NEMO-based downscaling experiment for the North-Western Mediterranean region : Impacts on the Northern Current and comparison with ADCP data and altimetry products. *Ocean Modelling*, 39(3) :386–404.
- Pairaud, I., Gatti, J., Bensoussan, N., Verney, R., and Garreau, P. (2011). Hydrology and circulation in a coastal area off Marseille : Validation of a nested 3D model with observations. *Journal of Marine Systems*, 88(1) :20–23.
- Penduff, T., Le Sommer, J., Barnier, B., Tréguyer, A.-M., Molines, J.-M., and Madec, G. (2007). Influence of numerical schemes on current-topography interactions in 1/4 global ocean simulations. *Ocean Science Discussions*, 4(3) :491–528.
- Petrenko, A. (2003). Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanologica Acta*, 26(4) :323–338.
- Petrenko, A., Leredde, Y., and Marsaleix, P. (2005). Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea : in situ and modeling data. *Continental Shelf Research*, 25(1) :7–27.
- Reffray, G., Bourdalle-Badie, R., and Calone, C. (2014). Modelling turbulent vertical mixing sensitivity using a 1-D version of NEMO. *Geoscientific Model Development Discussions*, 7(4) :5249–5293.
- Rodgers, K. B., Aumont, O., Fletcher, S. M., Plancherel, Y., Bopp, L., Montégut, C. D. B., Iudicone, D., Keeling, R., Madec, G., and Wanninkhof, R. (2014). Strong sensitivity of Southern Ocean carbon uptake and nutrient cycling to wind stirring. *Biogeosciences*, 11(15) :4077–4098.
- Roulet, G. and Madec, G. (2000). Salt conservation, free surface, and varying levels : a new formulation for ocean general circulation models. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 105(C10) :23927–23942.
- Rubio, A., Taillandier, V., and 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. *Journal of Marine Systems*, 78 :S63–S78.
- Sammari, C., Millot, C., and Prieur, L. (1995). Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 42(6) :893–917.

- Send, U., Font, J., Krahmann, G., Millot, C., Rhein, M., and Tintoré, J. (1999). Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography*, 44(1) :37–64.
- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS) : a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4) :347–404.
- Stammer, D. (1997). Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 27(8) :1743–1769.
- Stewart, R. H. and Joy, J. W. (1974). HF radio measurements of surface currents. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 21, pages 1039–1049. Elsevier.
- Storto, A., Masina, S., and Navarra, A. (2015). Evaluation of the CMCC eddy-permitting global ocean physical reanalysis system (C-GLORS, 1982–2012) and its assimilation components. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Talley, L. D. (2011). *Descriptive physical oceanography : an introduction*. Academic press.
- Taupier-Letage, I. and Millot, C. (1986). General hydrodynamic features in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment. *Oceanologica Acta*, 9(2) :119–132.
- Tranchant, B., Testut, C.-E., Ferry, N., Birol, F., and Brasseur, P. (2006). SAM2 : The second generation of Mercator assimilation system. In *Proceeding of the 4th international Conference on EUROGOOS*, pages 650–655.
- Umlauf, L. and Burchard, H. (2003). A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *Journal of Marine Research*, 61(2) :235–265.
- Umlauf, L. and Burchard, H. (2005). Second-order turbulence closure models for geophysical boundary layers. A review of recent work. *Continental Shelf Research*, 25(7) :795–827.
- Zalesak, S. T. (1979). Fully multidimensional flux-corrected transport algorithms for fluids. *Journal of computational physics*, 31(3) :335–362.
- Zhang, R.-H. and Endoh, M. (1992). A free surface general circulation model for the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 97(C7) :11237–11255.

Table des figures

1.1	Circulation des masses d'eau dans le bassin occidental méditerranéen, de haut en bas : des eaux Atlantiques modifiées (MAW), des eaux intermédiaires Levantines (LIW) et des eaux profondes méditerranéennes (WMDW). (figures issues de (Millot, 1999))	14
1.2	Température ($^{\circ}\text{C}$) de surface moyenne observée par satellite durant l'hiver 2013-2014. L'isobathe 1000 m est superposée en noir.	15
1.3	Courants (m/s) de surface observés par radar HF au large de Toulon.	16
1.4	Trajectoires de dérive de bouées lagrangiennes. Plusieurs lâchées ont été effectués entre le 16 Février et le 21 Juillet 2015 dans le cadre du projet CADOR. Les positions initiales des flotteurs sont symbolisées par des cercles.	17
1.5	Fond de carte : Données satellite pour le 03 Avril 2011. Gauche : Concentration en chlorophylle a (mg/m^3) (produit L4, projet MyOcean). Droite : SST ($^{\circ}\text{C}$) (produit L4, projet MEDSPIRATION). Les courants de surface simulés à l'aide de la configuration NEMO-GLAZUR64 sont superposés avec les vecteurs (en noirs) sur les deux cartes. (figures issues de Guihou et al. (2013))	18
2.1	Grille Arakawa-C. Le point T indique l'emplacement des champs scalaires (température, salinité, pression, divergence horizontale), les points U, V et W correspondent à l'emplacement des vecteurs vitesses, et f indique l'emplacement où sont définies les vorticités relative et planétaire (figure issue de (Madec, 2008))	23
2.2	Discrétisation verticale : (a) coordonnées z , (b) coordonnées z avec <i>partial step</i> . (figure extraite de Madec (2008))	24
2.3	Schéma représentant un exemple de communication entre 2 grilles emboîtées lorsque le raffinement temporel est égal à 3. L'axe temporel du haut correspond aux pas de temps de la grille parent et celui du bas à celui de la grille enfant. Les chiffres correspondent au pas de temps avec un départ à $t=0$. Les flèches en pointillés indiquent une communication de la grille parent vers la grille enfant, et la flèche pleine rouge indique le transfert d'information provenant du zoom vers la grille parent (cette étape est effectuée seulement lors du mode <i>2-WAY</i>). (figure inspirée de Debreu et al. (2008))	28
2.4	Bathymétrie en mètres du domaine couvert par la configuration GLAZUR64. Les isobathes 150 et 1000 m sont superposées en noir. La zone délimitée en rouge correspond au domaine raffiné.	28
2.5	Discrétisation verticale de la configuration GLAZUR64 : 130 niveaux. L'évolution de la profondeur (bleu) et de l'épaisseur (vert) des niveaux sont présentés en mètres.	29
2.6	Bathymétrie en mètres du domaine couvert par la configuration NIDOR192. Les isobathes 50 et 1000 m sont superposées en noir. Les pointillés rouges délimitent les zones où la bathymétrie est identique à celle de la configuration GLAZUR64.	31

2.7 Champs de vitesses de surface ($m.s^{-1}$ au bout d'une semaine de simulation en utilisant un coefficient pour la diffusion du moment valant $4.0e4\ m^4.s^{-1}$ dans NIDOR192)	33
3.1 Carte des sites HF radar (ANTARES et DYFAMED). Les arcs de cercle représentent le maximum de la couverture radar de chaque système. La trajectoire moyenne du CN est indiquée par la ligne marron et les flèches noires.	36
3.2 Localisation des profils glider utilisés (points rouges). Les isobathes 0 et 1000 m sont indiquées par les lignes noires;	38
3.3 Intensité du courant de surface (m/s) moyennée de Septembre 2013 à Janvier 2014, simulée par GLAZUR64 et NIDOR192 dans l'encadré en pointillés noirs. L'isobathe 1000 m a été superposée en noir.	45
4.1 Gauche : Rose des vents (km/h) à 10 m issus du modèle atmosphérique ARPEGE pour la zone couverte par NIDOR192 sur les années 2012 à 2014. Droite : Rose des courants de surface (cm/s) modélisés par NIDOR192 dans la baie de Hyères pour toute la durée de la simulation. Pour le vent ainsi que les courants, la convention océanographique est appliquée pour la direction (i.e. qui se dirige vers).	48
4.2 Courant intégré sur une couche de 10 m de profondeur et moyenné sur la totalité de la simulation pour GLAZUR64 (gauche) et NIDOR192 (droite) dans la baie de Hyères. L'isobathe 30 m ainsi que les vecteurs de courant sont superposés pour les deux configurations. Les lignes bleues indiquent la position des sections où le transport a été calculé en figure 4.5.	49
4.3 Comparaison entre les champs de vitesse simulés et ceux observés par ADCP le 24 Octobre 2013 dans la baie de Hyères. Haut : carte de courants de surface ($m.s^{-1}$) simulés par GLAZUR64 (gauche) et NIDOR192 (droite), sur lesquels sont superposés la trajectoire du transect (ligne rouge). Panneaux du bas : coupe verticale sur 140 m des composantes zonale et méridienne ainsi que du module ($m.s^{-1}$) du courant le long du transect pour GLAZUR64 (gauche), les données ADCP (milieu) et NIDOR192 (droite).	50
4.4 Figure identique à la figure 4.3 mais pour le 06 Octobre 2013.	51
4.5 Évolution temporelle du transport (Sv) simulé par GLAZUR64 (noir) et NIDOR192 (rouge) dans les passes de la baie de Hyères (haut : entre les îles de Porquerolles et Port-Cros, milieu : entre l'île du Levant et la côte, bas : entre la presqu'île de Giens et l'île de Porquerolles). Le positionnement des 3 sections est représenté en figure 4.2 par les lignes bleues.	53
4.6 Comparaison de l'évolution temporelle des profils verticaux de vitesses méridiennes ($m.s^{-1}$) mesurés par ADCP au mouillage BOMBYX (haut) et simulés par GLAZUR64 (milieu) et NIDOR192 (bas).	54
5.1 Comparaison des courants de surface ($m.s^{-1}$) le long d'une coupe au large de Porquerolles ($6.15^\circ E$) pour les simulations, GLAZUR64 (rouge) et NIDOR192 (vert), et les observations radar (noir), moyenne automnale (haut) et hivernale (bas). Les pointillés larges représentent la position latitudinale du maximum de vitesse pour chaque jeu de données, et les pointillés fins la position des 80% de cette vitesse maximum.	58

5.2 Haut : Évolution temporelle du positionnement estimé de la demi-veine Sud du CN, entre le maximum et 80% du maximum, le long d'une coupe au large de Port-Cros (6.34°E) pour les simulations, GLAZUR64 (rouge) et NIDOR192 (bleu), et les observations radar (gris). Bas : Courants de surface le 12/03/2014, le fond de carte représente l'intensité et les vecteurs la direction, observés par le radar (gauche) et simulés par GLAZUR64 (milieu) et NIDOR192 (droite). (figure extraite de Declerck et al. (2016))	59
5.3 Haut : Champs de vorticité relative (s^{-1}) moyen sur la simulation, et intégré entre 0 et 150 m de profondeur. Les vecteurs superposés représentent l'intensité et la direction des courants moyens intégrés sur la même couche. Bas : Énergie cinétique turbulente de surface ($\text{cm}^2/\text{s}^{-2}$) moyenne sur la totalité de la simulation. Résultats obtenus pour les configurations GLAZUR64 (gauche) et NIDOR192 (droite). L'isobathe 1000 m est superposée en noir sur chacun des panels.	60
5.4 Figure identique à la figure 4.3 mais pour le 05 Octobre 2013 au large de Toulon.	61
5.5 Figure identique à la figure 4.3 mais pour le 23 Mai 2014 au large de Toulon.	62
5.6 Comparaisons des courants de surface simulés par GLAZUR64 (gauche) et NIDOR192 (droite) avec les observations radar (milieu). Moyenne quotidienne pour le a) 11/11/2013; b) 22/03/2014; c) 01/05/2014; d) 16/05/2014. L'échelle des vecteurs est différente entre les simulations et les observations. La direction du vent moyen sur la zone est indiquée par les flèches rouges.	64
6.1 Énergie cinétique turbulente de surface ($\text{cm}^2/\text{s}^{-2}$) moyenne sur la totalité de la simulation. Résultats obtenus pour les configurations GLAZUR64 (gauche) et GLAZUR64-2W (droite). L'isobathe 1000 m est superposée en noir sur chacun des panels. L'encadré en pointillé représente la position du domaine NIDOR192. Les lignes cyans représentent les positions des coupes verticales présentées en figure 6.2.	68
6.2 Sections verticales, entre 0 et 600 m, des courants (m.s^{-1}) moyens simulés par GLAZUR64 (gauche) et GLAZUR64-2W (droite). De haut en bas : à la sortie du zoom (5.8°E), au large de Marseille (5°E) et proche de la frontière Sud (41.6°N). Le positionnement exact des sections est présenté en figure 6.1.	69
6.3 Comparaison des températures de surface ($^{\circ}\text{C}$) moyennées sur l'hiver 2013-2014 entre les observations satellites (gauche), GLAZUR64 (milieu) et GLAZUR64-2W (droite). Les isotherme 13.4°C sont superposés pour les différents champs en noir. Les pointillés délimitent le domaine NIDOR192 et l'isobathe 1000 m est superposée en bleu.	70
6.4 Profils verticaux, entre 0 et 600 m, moyens des RMS et écarts entre les simulations et les observations glider, GLAZUR64 (rouge), GLAZUR64-2W (bleu), pour la température ($^{\circ}\text{C}$) et la salinité (PSU).	71
6.5 Évolution temporelle du profil vertical de courant (m.s^{-1}) au mouillage JULIO d'Octobre à Décembre 2013. Les observations ADCP sont présentées en haut et les simulations de GLAZUR64 au milieu et GLAZUR64-2W en bas. Les encadrés noirs superposés représentent les événements d'intrusions étudiés.	72
6.6 Sections verticales, entre 0 et 600m, des courants (m.s^{-1}) simulés le 17 Novembre 2013 (haut) et le 01 Décembre 2013 (bas) par GLAZUR64 (gauche) et GLAZUR64-2W (droite) à la sortie du zoom (5.8°E). Le positionnement exact des sections est présenté en figure 6.1.	73

7.1	Représentation de la bathymétrie utilisée pour la configuration NIDOR192 optimum (m). Les isobathes 1000 et 50 m sont représentées sur le panneau de gauche (en noire pour la nouvelle bathymétrie et en vert pour l'ancienne) et sur le panneau de droite les isobathes 30 et 50 m sont également superposées en suivant le même code couleur entre les deux bathymétries utilisées.	82
7.2	Profondeurs (m) du masque terre pour les 3 passes de la baie pour la nouvelle représentation de la bathymétrie (rouge) et l'ancienne (noire). Le positionnement des coupes choisies est représenté en figure 4.2.	83
7.3	Profils verticaux de température ($^{\circ}$ C) en 3 positions : deux dans le CN et un dans la baie localisés dans le panneau en haut à gauche. La température simulée au bout de 15 jours par la simulation NIDOR192 de référence est représentée en noir, et la configuration utilisant les schémas UBS pour l'advection des traceurs et du moment en rouge.	85
7.4	Courants de surface (m/s) moyennés sur 15 jours dans la baie de Hyères, issus des configurations NIDOR192 de référence (gauche) et avec l'utilisation des schémas UBS pour l'advection des traceurs et du moment (droite). La direction des courants respectifs est représentée par les vecteurs noirs, de même l'isobathe 30 m est symbolisée par une ligne noire.	86
7.5	Moyenne verticale et temporelle du coefficient de diffusion turbulent vertical, A_v , obtenu pour la simulation NIDOR192 de référence ($\log(m^2.s^{-1})$). L'isobathe 200 m est superposée en noir.	88
7.6	Gauche : Coupes verticales du champs de température ($^{\circ}$ C) sur lesquelles les isopycnes sont superposées pour chaque cas tests le 23 Janvier 2014. Droite : Profils verticaux de courants horizontaux ($cm.s^{-1}$) obtenus pour chaque simulations. Les positions des coupes et des profils sont présentées en figure 7.5 par les lignes et cercles respectivement.	89
7.7	Profil de densité moyen sur le mois de février 2015 issu d'une configuration MIT-GCM pour un point au centre de la baie.	90
7.8	Haut : Champs de vorticité ($10^{-4} s^{-1}$) de surface, Bas : EKE de surface ($cm^2.s^{-2}$). Résultats moyennés sur l'automne et l'hiver 2013-2014 pour NIDOR192 de référence (gauche) et optimum (droite). Les vecteurs représentent l'intensité et la direction du courant de surface sont superposés sur les champs de vorticité, et les lignes noires sont les isobathes 30 m pour chaque configurations respectives.	91
7.9	Comparaison entre les champs de vitesse simulés et ceux observés par ADCP le 24 Octobre 2013 dans la baie (transect identique à celui exploité en figure 4.3). Coupe verticale sur 140 m des composantes zonale et méridienne ainsi que du module ($m.s^{-1}$) du courant le long du transect pour NIDOR192-référence (gauche), les données ADCP (milieu) et NIDOR192-optimum (droite).	92
7.10	Comparaison de l'évolution temporelle de la composante méridienne de la vitesse moyenne sur la profondeur ($m.s^{-1}$) mesurée par ADCP au mouillage BOMBYX (noir) et simulés par NIDOR192-référence (rouge) et NIDOR192-optimum (vert).	93
7.11	Comparaison des courants de surface ($m.s^{-1}$) le long d'une coupe au large de Porquerolles ($6.15^{\circ}E$) pour les simulations, NIDOR192-référence (rouge) et NIDOR192-optimum (vert), et les observations radar (noir), moyenne sur l'automne-hiver 2013-2014. Les pointillés larges représentent la position latitudinale du maximum de vitesse pour chaque jeu de données, et les pointillés fins la position des 80% de cette vitesse maximum.	94

7.12 Évolution temporelle du profil vertical de courant (m.s^{-1}) au mouillage JULIO d'Octobre à Décembre 2013. Les observations ADCP sont présentées en haut et les simulations de GLAZUR64-2W de référence au milieu et optimum en bas. Les encadrés noirs superposés représentent les événements d'intrusions étudiés.	95
7.13 Sections verticales, entre 0 et 600m, des courants (m.s^{-1}) simulés le 17 Novembre 2013 (haut) et le 01 Décembre 2013 (bas) par GLAZUR64-2W de référence (gauche) et optimum (droite) à la sortie du zoom (5.8°E). Le positionnement exact des sections est présenté en figure 6.1.	96
A.1 Évolution temporelle de la température de surface ($^\circ\text{C}$) moyennée sur tout le domaine couvert par NIDOR192 pour le mois de Juillet 2007.	117
D.1 Haut : Courant moyen sur une journée en surface dans NIDOR192 et dans GLAZUR64 (haut). Bas : Moyenne quotidienne à la même date de chaque composante horizontale du courant de surface zoomée sur la frontière Ouest de NIDOR192 (gauche : u ; droite : v).	137
D.2 Haut : Courant moyen sur une journée en surface dans NIDOR192 avec une couche éponge et dans GLAZUR64. Bas : Moyenne quotidienne à la même date de chaque composante horizontale du courant de surface zoomée sur la frontière Ouest de NIDOR192 avec couche éponge (gauche : u ; droite : v).	138
D.3 Composante méridienne du courant à la frontière Ouest (surface). Gauche : sans couche éponge, Droite : avec la nouvelle couche éponge.	140
D.4 Composante zonale du courant à la frontière Sud (surface). Gauche : sans couche éponge, Droite : avec la nouvelle couche éponge.	140
D.5 Courant de surface à la frontière Est (Haut) et pour le reste du domaine (Bas). Gauche : sans couche éponge, Droite : avec la nouvelle couche éponge.	141
D.6 Courant de surface proche de la frontière Ouest de NIDOR. Gauche : $A_{hm}=-4\text{e}^6 \text{m}^4.\text{s}^{-1}$; Milieu : $A_{hm}=-4\text{e}^5 \text{m}^4.\text{s}^{-1}$; Droite : $A_{hm}=-4\text{e}^4 \text{m}^4.\text{s}^{-1}$	142
D.7 Courant de surface proche de la frontière Est de NIDOR. Gauche : $A_{hm}=-4\text{e}^6 \text{m}^4.\text{s}^{-1}$; Milieu : $A_{hm}=-4\text{e}^5 \text{m}^4.\text{s}^{-1}$; Droite : $A_{hm}=-4\text{e}^4 \text{m}^4.\text{s}^{-1}$	142
D.8 Courant de surface pour différentes valeurs de coefficient du bilaplaciens : Gauche : $A_{hm}=-4\text{e}^6 \text{m}^4.\text{s}^{-1}$; Milieu : $A_{hm}=-4\text{e}^5 \text{m}^4.\text{s}^{-1}$; Droite : $A_{hm}=-4\text{e}^4 \text{m}^4.\text{s}^{-1}$	143
D.9 Intensité du courant en surface (Haut) et intégré entre 0 et 50m de profondeur (Bas), pour GLAZUR64 (gauche) et NIDOR superposé au champs GLAZUR64 (Droite).	143

Liste des tableaux

2.1	Paramètres physiques et numériques des configurations de référence.	33
3.1	Tableau récapitulatif des transects ADCP issus de la base de données du projet SAVED.	37
7.1	Résumé des résultats obtenus pour les diverses paramétrisations du mélange ver- tical en présence d'instabilités statiques testées.	90

Annexes

Annexe A

Paramétrisation du transfert de TKE sous la couche de surface (rn_efr)

À la mise en place de la configuration NIDOR192, un réchauffement initialement en surface a été observé par rapport à la configuration GLAZUR64 dans laquelle elle est emboîtée. En effet, dès les premières heures de simulation, un biais de l'ordre de 0.5°C était observable (figure A.1). Une investigation sur les diverses sources possibles de ce biais a mené à cibler la paramétrisation du mélange vertical comme en étant la cause. Utilisant dans les deux configurations le schéma de fermeture turbulente nommé TKE, des tests sur les divers paramètres ont montré que c'est la paramétrisation de la pénétration de la TKE de surface dans la couche de mélange qui est responsable de ce biais.

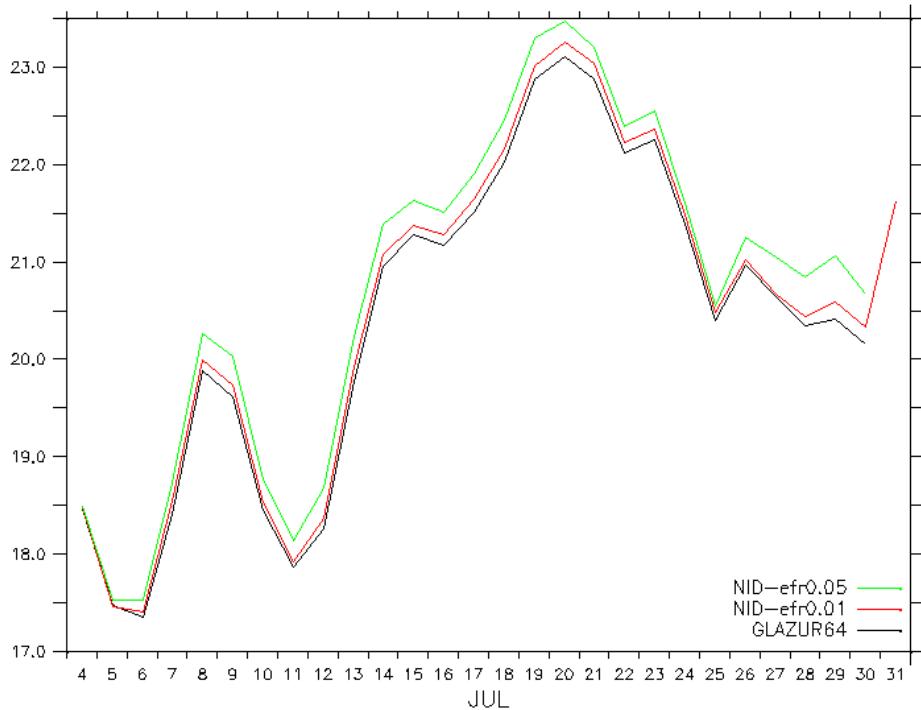


FIGURE A.1 – Évolution temporelle de la température de surface ($^{\circ}\text{C}$) moyennée sur tout le domaine couvert par NIDOR192 pour le mois de Juillet 2007.

Représentée par un pourcentage de la TKE de surface, f_r , qui est ensuite ajouté à la TKE calculée aux couches inférieures à l'aide du paramètre rn_efr de la *namelist*, le terme source est représenté par :

$$S = (1 - f_i) f_r e_s e^{-z/h_\tau} \quad (\text{A.1})$$

où z est la profondeur, e_s la TKE de surface, h_τ est une longueur de mélange qui contrôle la décroissance de la part d'énergie rajoutée et f_i caractérise la concentration de glace de mer (donc vaut toujours 0 dans nos configurations).

Différentes possibilités sont codées dans NEMO pour tenir compte de la décroissance de la part de TKE de surface introduite dans la couche de mélange (h_τ), dans les configurations étudiées il est utilisé une valeur constante de h_τ , fixée à 10 m, car la petite taille de nos configurations n'impose pas d'utiliser une dépendance à la latitude.

Une diminution d'un facteur 5 entre la valeur de f_r prescrite dans GLAZUR64 et celle de NIDOR192 a permis de corriger ce biais (figure A.1). Le manque de temps imparti n'a pas permis d'investiguer plus le lien entre ce paramètre et la résolution spatio-temporelle des configurations.

Annexe B

**Assessment of the coastal dynamics in
a nested zoom and feedback on the
boundary current : the North-Western
Mediterranean Sea case.**

Assessment of the coastal dynamics in a nested zoom and feedback on the boundary current: the North-Western Mediterranean Sea case

Amandine Declerck¹  · Yann Ourmières² · Anne Molcard²

Received: 23 September 2015 / Accepted: 22 August 2016
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2016

Abstract The Northern Current (hereafter NC), the major current in the North-Western Mediterranean (hereafter NWM) basin, has been largely investigated in the literature for its mesoscale features. Its behaviour in the Var region can strongly condition the downstream flow along the Gulf of Lions shelf and Spain coast, making this zone a key area. However, the sub-mesoscale dynamics of the area and its potential impacts on the rest of the flow are not well known. This work reveals the potential interest of better simulating high-resolution dynamics in a restricted area and how this could improve the circulation representation in a larger area. To address this question, a very high resolution configuration ($1/192^\circ$) nested in an already existing high-resolution configuration ($1/64^\circ$) has been developed, using the NEMO model. Comparisons with observations show that the very high-resolution changes only weakly the mean NC characteristics but can significantly modify individual mesoscale events such as eddies and meanders occurring in the zoomed

area. Furthermore, the coastal dynamics and episodic intrusions of a NC secondary branch inside a semi-enclosed bay appear to be significantly enhanced. In a second stage, the assessment of the feedback of this improved dynamics on the regional mesoscale dynamics is shown, this being allowed by the two-way coupling option of the embedded configuration using AGRIF.

Keywords North-Western Mediterranean Sea · Northern Current · Mesoscale impact · NEMO · AGRIF nesting · Two-way coupling

1 Introduction

The major current in the North-Western Mediterranean (hereafter NWM) sea is the Northern Current (hereafter NC) which is the northern branch of the general cyclonic circulation of Atlantic Waters (AW) in the western Mediterranean basin. The NC is a boundary current created in the Ligurian Sea by the merging of the Western Corsican Current (WCC) and the Eastern Corsican Current (ECC) (Astraldi et al. 1990) and flows along the slope following the French coast and then the Spanish coast (Millot 1987; Lopez-Garcia et al. 1994). The NC is defined as a geostrophic current due to the isopycnal adjustment between different water masses, as described in Conan and Millot (1995).

The seasonal variability of the NC is mainly caused by fluctuations of the ECC (Astraldi and Gasparini 1992). In summer, the NC is wide (about 40 km) and shallow, about 250 m (Albérola et al. 1995; Petrenko 2003; Conan and Millot 1995) with velocities less than 0.5 m/s. In winter, the ECC contribution implies an acceleration of the NC (surface velocities up to 1 m/s (Petrenko 2003; Millot 1990)) with the main vein closer to the coast and a deepening (450 m)

Responsible Editor: Jean-Marie Beckers

This article is part of the Topical Collection on the *47th International Liège Colloquium on Ocean Dynamics, Liège, Belgium, 4–8 May 2015*

 Amandine Declerck
amandine.declerck@univ-tln.fr

¹ Université de Toulon, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, 83957 La Garde, France

² Aix Marseille Université, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, 13288 Marseille, France

with a width of approximatively 25 km (Taupier-Letage and Millot 1986; Millot 1999). The NC mesoscale processes, like eddies and meanders, are maximum in winter while in summer there is a decrease of these events (Sammari et al. 1995; Conan and Millot 1995). The NC is known to follow the 1000-m isobath with a strong bathymetric guiding and it is altered by instability processes (Sammari et al. 1995; Petrenko 2003; Flexas et al. 2002), leading to meanders reaching 10–100 km in size (Conan and Millot 1995).

The NC acts as a transport barrier between the cold and fresh coastal waters and the warm offshore waters. However, cross shore exchanges episodically occur due to the NC mesoscale activities. In particular, the Gulf of Lions (hereafter GoL) shelf circulation and water properties may be influenced by NC intrusions into the shelf as evidenced by observations and numerical modelling experiments (Petrenko 2003; Durrieu de Madron et al. 1999; Barrier et al. 2016).

The NC mesoscale features have been studied in the Ligurian basin (Taupier-Letage and Millot 1986; Albérola et al. 1995; Sammari et al. 1995; Bethoux et al. 1982), at the eastern part of the GoL shelf (Albérola and Millot 2003; Conan and Millot 1995; Flexas et al. 2002) and along its shelf (Petrenko 2003; Rubio et al. 2009; Lapouyade and Durrieu de Madron 2001) but only few studies were made in the area of transition, i.e. the Var region. This region is bounded by an eastern shelf free area (the Ligurian region) and the western wide GoL shelf, and in the middle a shallow semi-enclosed bay bounded by three islands (see Fig. 1). This location is known for the generation of NC instabilities due to its steep bathymetry with a multitude of canyons and the presence of islands (Guilhou et al. 2013). The coastline orientation favours an acceleration of the NC vein and a change in direction from north-west to west (Ourmières et al. 2011).

Most past studies focus on the mesoscale features of the NC, and show that a kilometer-order resolution is a minimum requirement to model the mesoscale NC dynamics which has a Rossby radius of deformation (R_d) of 10 km, but eddies and meanders can sometimes be of lower dimensions (Guilhou et al. 2013; Ourmières et al. 2011), as in the semi-enclosed bay where R_d is less than 3 km. The present study focuses on the role of the mesoscale activity in this key area, offshore and in the bay, and its impact on the regional circulation using numerical modeling. The first objective is to use a downscaling approach in the Var region to have a better representation of the NC, in particular the impact of complex coastline and islands will be studied. In addition, the semi-enclosed bay circulation, directly linked to the NC, will be also assessed. The second objective is to show how an enhanced representation of the circulation in this key area could impact some aspects of the regional circulation. In particular, the role of the NC instabilities generated upstream will be studied on the NC intrusions into the GoL shelf. In order to better understand the role of the small-scale activity of the NC in the Var region and on its associated features, it is proposed to study the season with higher variability (i.e. winter season), by comparing observation data with numerical simulations. A global circulation model at very high resolution is used in two regional configurations (i.e. with a grid spacing of the order of a kilometer and another of 500 m) with realistic oceanic and atmospheric forcings. The study of the bathymetric influence on the NC instabilities will be favoured by the use of a high-resolution bathymetry, consistent with the resolution of the model configuration. Concerning the eventual feedback of the fine processes generated (Barth et al. 2005), their transfer into a larger scale model will also be studied. The very high-resolution configuration (hereafter

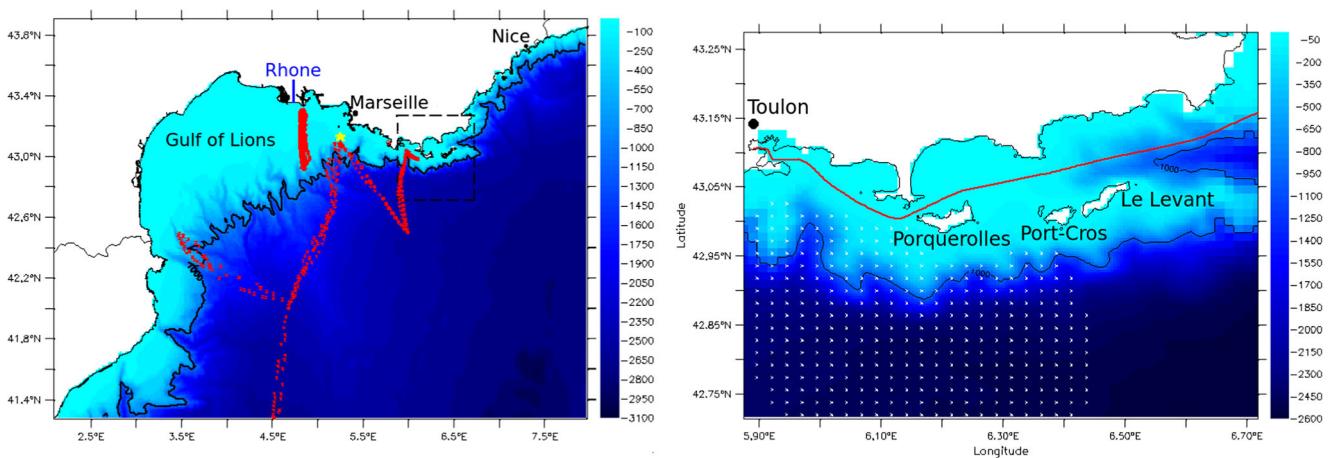


Fig. 1 Bathymetry and area names for the studied domains. These regions also correspond to the domains computed with the HRC (GLAZUR64), left panel, and the VHRC (NIDOR192), right panel.

Red lines: locations of in situ measurements (left panel: glider transects, right panel: ADCP transect), *White points:* the HF radar coverage, *Yellow star:* JULIO mooring

VHRC) at $1/192^\circ$, named NIDOR192, is nested on a high-resolution configuration (hereafter HRC) at $1/64^\circ$, named GLAZUR64, with the Adaptive Grid Refinement In Fortran (AGRIF) tool to permit the transfer of VHRC dynamics into the HRC (Debreu et al. 2012). The model results will be compared to observations at high spatial and temporal resolution such as HF radar, ADCP and glider data, as well as satellite data.

The paper is organized as follows: Section 2 describes the model configurations and the observations dataset used. Section 3 starts by presenting the consistency of the VHRC. Then, a study of the VHRC dynamics is performed, focusing on the NC positioning and also on the semi-enclosed bay circulation. The last part of the result section will be devoted to the study of the feedback of the very high-resolution generated processes into the regional model using a two-way coupling. Finally, a discussion and some conclusions are given in Section 4.

2 Material and methods

2.1 The model configurations

The numerical model used in this study is the ocean general circulation model Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO) (Madec 2008). The three-dimensional primitive equations are discretized on a C grid and fixed vertical levels (z coordinate), assuming hydrostatic equilibrium and the Boussinesq approximation. The configuration features are based on NEMO standard features, such as the free surface formulation (Roulet 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 open boundary conditions (Tréguier et al. 2001; Cailleau et al. 2008). The parameterization of the lateral subgrid-scale mixing for both tracers and momentum is done by a horizontal biharmonic operator. Additional informations can be found in Ourmières et al. (2011) and Guihou et al. (2013).

2.1.1 High-resolution configuration

The HRC covers the GoL shelf and the French Riviera in the NWM Sea (Ourmières et al. 2011). The resolution is $1/64^\circ \times 1/64^\circ \cos \phi$ for the horizontal, on a Mercator isotropic projection mesh (about 1.2 km), and it has 130 vertical z-levels with a resolution of 1 m for the first 30 m and increasing through depth with a maximum spacing of 30 m near the seabed. The time step is 1 min and the chosen frequency for the output is a daily average. The Table 1 summarises the main characteristics of the present configuration, inherited from the one validated in Guihou

Table 1 Model configurations parameters

Configuration	HRC (GLAZUR64)	VHRC (NIDOR192)
Horizontal resolution	$1/64^\circ$ (~ 1.5 km)	$1/192^\circ$ (~ 0.5 km)
Time step (s)	60	10
Horizontal eddy diffusivity for tracers ($m^4 s^{-1}$)	-4.10^7	-4.10^6
rn_efr (TKE)	0.05	0.01

(2013), Guihou et al. (2013) and Ourmières et al. (2011). The bathymetry is calculated by a linear interpolation of an up-to-date MERCATOR-LEGOS bathymetry at $30'' \times 30''$ resolution (Beuvier et al. 2012), composed by merging the GEBCO-0.8 database, the MEDIMAP bathymetry (Medimap Group 2005) and the Ifremer bathymetry of the Gulf of Lions (Berné et al. 2004). A post-treatment enhancing the coastline and the islands definition, using extra coastline data provided by the NOAA¹ has been performed. The remaining erroneous points from the interpolation have been manually corrected according to this NOAA dataset.

The HRC has two open boundaries (south and east, see Fig. 1), and it is forced by the NEMO-based PSY2V4R4 operational configuration developed by Mercator-Océan (<http://www.mercator-ocean.fr>). PSY2V4R4 has a $1/12^\circ$ resolution on the horizontal and 50 vertical z-levels, from 1 m at the surface to 450 m at the bottom, and covers the North-Atlantic basin and the entire Mediterranean Sea. This product is associated with a sequential data assimilation system (SAM2V1) based on the Kalman filter with SEEK formulation, and bias correction (3D-Var) with incremental analysis update (IAU) (Ourmières et al. 2006). The assimilated data are the satellite sea surface temperature (hereafter SST), the satellite sea level anomaly and in situ temperature and salinity profiles. This oceanic forcing is applied at the HRC open boundary conditions (OBC) with a daily frequency for the horizontal velocities and the mass fields. It can be noted that as the OBC are derived from a configuration also using NEMO, the parametrization of the physics is close to the HRC one, which is an advantage regarding the inherent downscaling problem of such an embedded configuration (Auclair et al. 2001). The high-resolution simulation was started on September 2012 from initial conditions also derived from the PSY2V4R4 simulation. Concerning the atmospheric forcing, the operational global model ARPEGE from MétéoFrance is used with a spatial resolution of $1/10^\circ$ (about 9.5-km resolution at our latitude) and a temporal resolution of 3 h. The focus period is from September 2013 to May 2014, after 1 year of simulation, so significantly far away from the model spin-up, evaluated at 3 months.

¹National Oceanic and Atmospheric Administration, www.noaa.gov

2.1.2 Very high-resolution configuration

The VHRC covers a large part of the Var coast and the “îles d’Or” islands (see Fig. 1). The horizontal resolution is $1/192^\circ$ with a Mercator isotropic projection, and the vertical grid is identical to the HRC one. This configuration has three open boundaries and is forced by the HRC with the AGRIF module (see Section 2.1.3). Regarding the atmospheric forcings and the bathymetry, the same data are used but interpolated on the fine grid. The initial condition is extracted from the HRC with a linear interpolation done for early September 2013.

The VHRC parametrization is very close to the HRC one; however, the coefficient of horizontal bilaplacian eddy viscosity for the lateral subgrid-scale mixing for momentum is reduced in the VHRC due to the mesh size (Chanut 2003) (see Table 1). In the TKE turbulent closure scheme, a percentage of surface TKE is added below the mixed layer depth to fill a deficiency of vertical mixing (see Madec (2008)). As the VHRC resolves smaller scales, the value of this parameter in the VHRC had to be reduced for an optimal tuning (see rn_efr in Table 1).

2.1.3 AGRIF procedure

The nesting between the HRC and the VHRC is done with the AGRIF package (Debreu et al. 2008, 2012). AGRIF is an ensemble of FORTRAN90 routines allowing the implementation of an adaptive grid refinement within a finite difference numerical model. This tool theoretically allows infinite grid nesting, although in this study we used only one grid refinement level.

Interactions at the interface between the two grids, i.e. at the open boundaries, are treated with a linear interpolation (spatial and temporal) of the coarse grid (following HRC) fields: temperature, salinity, velocities and the barotropic streamfunction. This stage is a “one-way” coupling set-up. A more complex coupling functionality is possible with a feedback of the fine grid (here VHRC) fields to the coarse grid fields, the “two-way” coupling. In this case, the coarse grid fields are updated within the zoom by the volume averaged fine grid solution. A sponge layer could be added to smooth the transition between the two grids, but in our case this option is not selected because no difficulties were encountered at the open boundaries.

A ratio of 3 between the two embedded grids for the spatial resolution is chosen (strongly recommended to be less or equal to 5) and to maintain the Courant-Friedrichs-Lowy (CFL) condition (Courant et al. 1967) the temporal ratio is 6. The AGRIF tool used does not permit a vertical refinement, but the present vertical discretization is expected to be sufficient for this study especially for the first top layers.

In this study, the one-way coupling was initially used to make sure that the VHRC was well parameterized and satisfactorily nested in the HRC without any feedback and interaction between the parent and the child models (see Section 3.1). This first simulation was done from September 2013 to January 2014. All the other simulation results were obtained with a two-way coupling, from the same initialisation time to May 2014. The interests of the two-way coupling are first a better consistency at the open boundaries and second the transfer of the high-resolution simulation processes into the large scale model, as shown for numerical set-up of lower resolutions by Chanut et al. (2008) and Barth et al. (2005)

2.2 Observations

2.2.1 ADCP

Velocity measurements from an Acoustic Doppler Current Profiler (hereafter ADCP) are used for this study, extracted from the SAVED INSU (Institut National des Sciences de l’Univers) project related to the acquisition, processing and exploitation of the hull-mounted ADCP on the INSU R/V Téthys II ship. The ADCP (RDI BroadBand at 150 kHz) has 60 bins of 4-m thickness, and the first bin is at 8 m under the surface. Some dataset, extracted from the same project, has already been used for model validation (Pairaud et al. 2011; André et al. 2009), showing the quality of these datasets. Compared to the measurement error of this instrument, ± 5 cm/s, the studied structures have a sufficient magnitude. Several transects in the studied area are available in the database, and one has been selected between the coast and the islands (red line in the right panel of Fig. 1) to be compared to the simulations.

Another ADCP dataset from the JULIO (Judicious Location for Intrusion Observation) mooring is used in this study, situated at the eastern side of the GoL shelf (5.255° E - 43.135° N, see Fig. 1) (Barrier et al. 2016). The position of JULIO mooring is strategic for the observation of NC intrusions in the GoL, and is also a very interesting location as it lies close to the western boundary of the VHRC domain. The JULIO ADCP (RDI ocean Sentinel at 300 kHz) is bottom-moored at the 100-m isobath and provides horizontal velocity measurements through the water column every 4 m and with a temporal resolution of 30 min.

2.2.2 HF RADAR

High-frequency surface wave radars provide synoptic observations of the sea surface currents with a high temporal and spatial resolution.

The Mediterranean Institute of Oceanography (MIO) operates two couples of HF surface wave radars along the French Mediterranean coast. As a single radar provides only radial velocity, two radar datasets are needed to have velocity vectors, derived by a geometric combination. In this study, we used the ANTARES site, which coverage is within the VHRC domain (see Fig. 1). This installation is fully operational with two Wellen RADAR (WERA, Gurgel et al. (1999)) systems since May 2012. This system works in the frequency band of 16.1 to 16.2 MHz with a band-width of 50 kHz. The azimuthal resolution is 2° , achieved with a direction-finding method based on MUSIC algorithm treatment (Lipa et al. 2006; Molcard et al. 2009). The radar coverage (see Fig. 1) is 80 km off Toulon, up to the south-east of the Porquerolles island. The dataset used is hourly averaged, and interpolated on a regular grid of 3 km.

2.2.3 Glider

A glider is an autonomous underwater vehicle that can be instrumented with different sensors for physical and biogeochemical observations. Gliders move along a saw-tooth trajectory from 0 to 1000 m depth, thanks to a change in volume allowing positive or negative buoyancy. In this paper, a dataset constituted of seven gliders is used, from which temperature and salinity profiles are extracted on the downstream area of the VHRC. As the record frequency is higher in the observation dataset, the model was interpolated in time and space according to the observations.

2.2.4 SST satellite

In this study, sea surface temperature (SST) daily mean from satellite at very high spatial resolution (L3S products at 0.01° resolution) are used. This product is a gridded data over the Mediterranean Sea.

3 Results

3.1 Validation of the very high resolution nesting

Model inter-comparison is needed to validate the new configuration at very high resolution (VHRC), nested in the HRC. For this, the AGRIF one-way coupling was used to assess the nesting at the open boundary and the consistency of the mass fields between the two configurations.

The simulated surface velocities averaged over the period covered by the one-way coupling simulation for the HRC and in the dashed box for the VHRC are shown in Fig. 2. The surface velocities are in the same range for both simulations, with a maximum of 0.25 m/s in the core of the NC vein, and with a similar direction.

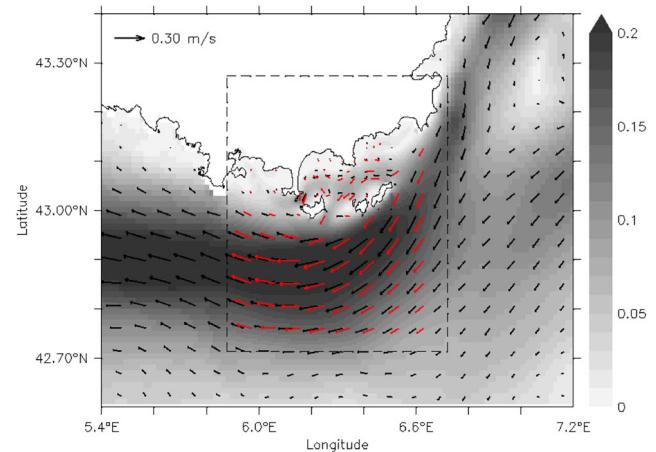


Fig. 2 Surface velocities in m/s averaged over 5 months of VHRC simulations represented by the *dashed box*, overlaid on the HRC equivalent simulations. Vectors represent the averaged intensity and direction of the current for the HRC (*black*) and the VHRC (*red*)

At the eastern part of the domain, where the NC enters in the zoom, the open boundary appears to be well prescribed, with a good direction and intensity regarding the mean circulation. Concerning the southern and the western boundaries, which are the boundaries from which the NC leaves the domain, the vein behaviour is not disturbed by the step in resolution. As the NC enters and exits the domain without discontinuities, the nesting in this region without the use of a sponge layer can be considered as satisfactory.

Inside the domain, a more complex circulation is present in the VHRC (red vectors in Fig. 2), with a part of the NC vein penetrating in the semi-enclosed bay and resulting in a more intense circulation between the islands and the coast but also at the eastern and western channels of the Porquerolles island. This difference in the semi-enclosed bay simulated dynamics will be further examined in the following section with the two-way coupling.

Concerning the tracers, two temperature profiles along the NC path and one in the semi-enclosed bay are investigated for the last day (2014/01/31) of the one-way coupling simulation (Fig. 3). A weak cooling and deepening of the mixed layer is observed in the eastern area. In the semi-enclosed bay, the maximum of temperature difference, about 0.01°C , between both configurations (left pannel in Fig. 3) is observed. Offshore, the thermocline features are similarly represented by both configurations (right panels of Fig. 3). The steep bathymetry of the area, with a few canyons (see Fig. 1), is far better resolved with a mesh at 500-m resolution, and involved some localised depth differences between the two configurations, e.g. for the easternmost profile (see top-right panel in Fig. 3). This could probably explain the slight shift in the thermocline depth.

To summarize, with the same atmospheric forcings and a very similar parametrization, the increase of the resolution

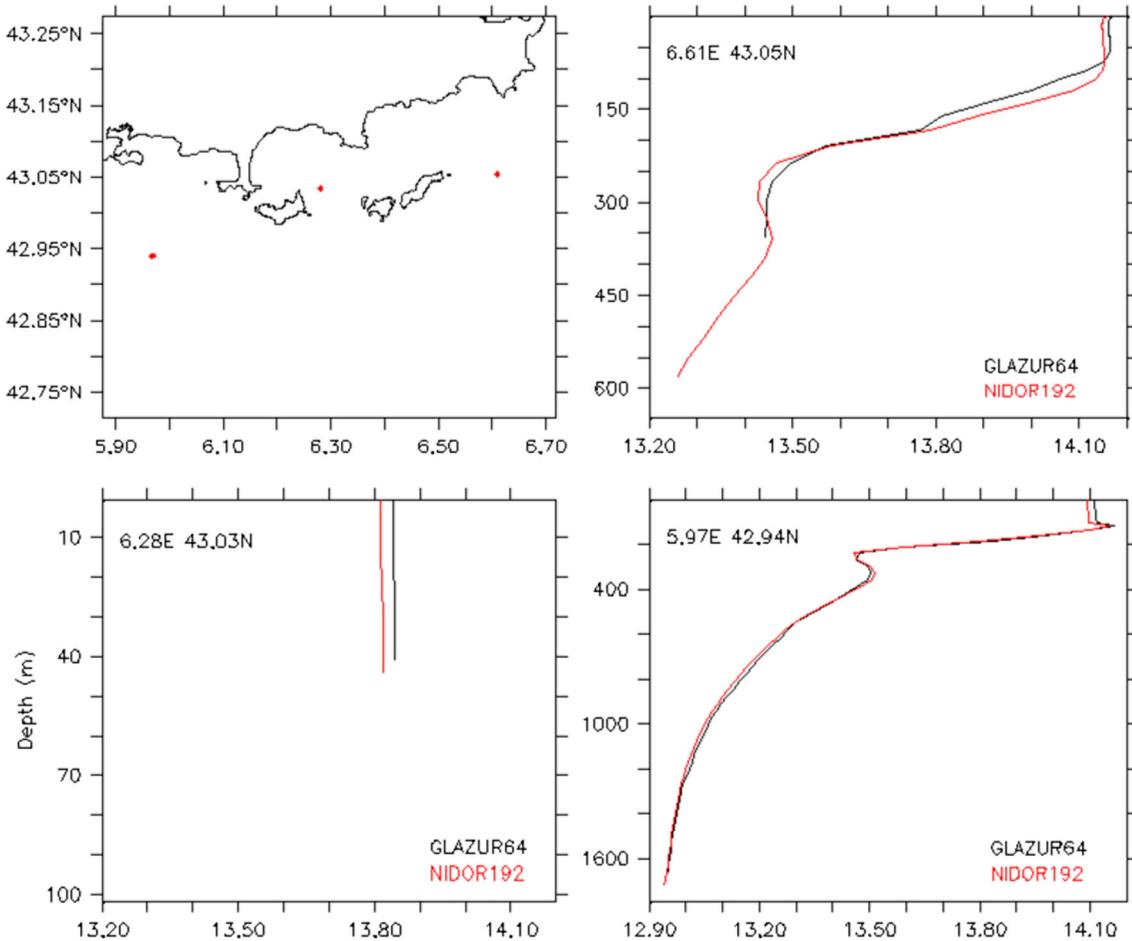


Fig. 3 Daily mean temperature profiles ($^{\circ}\text{C}$) from the HRC (black) and VHRC (red) at three different locations: two in the NC path and one in the bay for the last day of the exploited run (2014/01/31)

in the VHRC domain induces a more intense circulation in the semi-enclosed bay which will be detailed in Section 3.2. For the tracers, there are some differences but consistency between the two simulations is strong. Only the temperature profiles are shown here but the same conclusions could be done with the salinity. The satisfying results obtained with the step in resolution and the nesting between both configurations allow us to move towards a more complex coupling with the two-way mode.

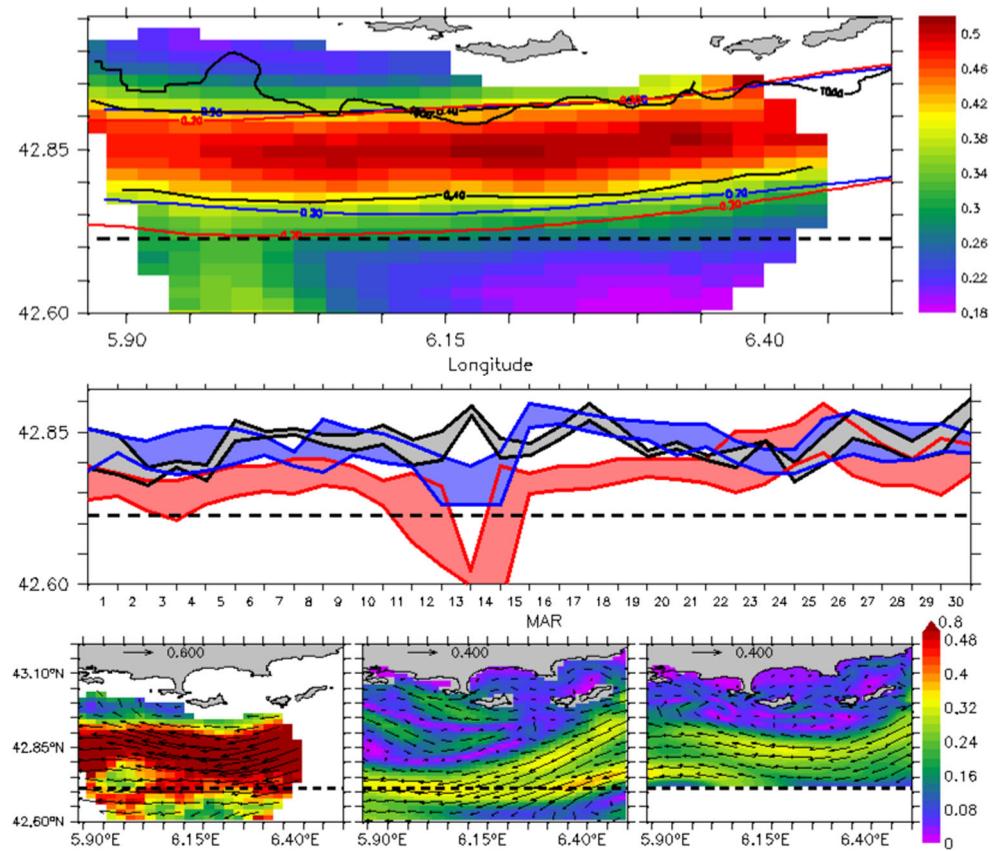
3.2 Assessment of the very high resolution configuration

The NC position is first studied in comparison with the radar observations (Fig. 4) averaged over the total duration of simulation, i.e. from September 2013 to May 2014. The high variability of the NC velocities and positioning make difficult to define its contour. For this reason, it was chosen to estimate the mean NC core position by using

the 80 % of the maximum mean velocity isocurrent, corresponding to 0.4 m/s for the observation, and the 0.2 m/s for the simulation (see Fig. 4, top panel). The underestimation of the NC intensity by the model, up to a factor 0.5 for both configurations, is probably partly due to the upstream underestimation of the NC intensity by the HRC. This identified problem is, in turn, due to the underestimation of the current provided at the eastern HRC boundary (as shown in Ourmières et al. (2011)). In their work, the external forcing was given by the MED12 configuration (Beuvier et al. 2012) that was not using data assimilation. Despite good improvements and data assimilation in PSY2V4R4, the actual external forcing applied to the HRC, the NC circulation is still underestimated (Juza et al. 2015).

Nevertheless, the northern border of the NC core is well simulated by our configurations regarding the observations, following the 1000-m isobath (very close to the islands). However, the southern boundary of the simulated core vein

Fig. 4 Top: Time averaged surface velocities measured by HF radar from 2013/09/06 to 2014/05/31 (m/s). The iso-current 0.4 m/s is overlaid for the radar, and 0.2 m/s for the model simulations (red: HRC and blue: VHRC). The 1000-m isobath is also overlaid in black. Middle: Temporal evolution of the positioning of the estimated NC core, between maximum and 80 % of its iso-current, at 6.34° E for March 2014, red: HRC, blue: VHRC, grey: HF radar observations daily averaged. Bottom: Surface velocities for the 2014/03/12 observed by the radar (left) and simulated by the HRC (middle) and the VHRC-2W (right)



appears to be shifted southward compared to the measurements. This shift is, however, reduced by the use of the VHRC-2W, from 5 to 3 km. This difference is not only attributed to the enhanced resolved physics in the VHRC, as the shift corresponds to more than three grid points in the kilometer-order resolution configuration, but also by an enhanced bathymetric guiding improved by a more accurate bathymetry definition.

As no significant differences are shown for the NC internal front, only the temporal evolution of the southward extension of the vein core is studied off Porquerolles island. This is done for March 2014, which corresponds to a period known for high mesoscale activity, on Fig. 4 (middle panel). This semi-width is selected by considering the NC vein center corresponding to the maximum velocity down to its southern border (corresponding to 80 % of the maximum velocity). For mid-March, when a northward NC shift is observed (in grey on Fig. 4), both models simulated a spurious southward shift of the NC vein. This shift is, however, significantly reduced in the VHRC simulations (Fig. 4, in blue).

The comparison of the surface velocity intensity and direction with the radar observations averaged over 1 day,

during this event (Fig. 4, bottom panel) points out an unrealistic cyclonic structure off Toulon due to the NC detachment in the HRC simulation. The VHRC has significantly improved the positioning of the NC core, in particular at the western open boundary. A positive feedback is then expected downstream, outside the zoom (see Section 3.3).

Increasing the spatial resolution in the semi-enclosed bay leads to a better representation of the three channels of the area, and also the possible interactions between the bay circulation and the NC. The turbulent activity in the semi-enclosed bay, showed in Fig. 5 (top panels) with the surface eddy kinetic energy (EKE) averaged over the whole simulation, is in the same range for the two simulations in the domain covered by the zoom. The only significant difference appears in the channel between the Porquerolles island and the coast, with an EKE greater in the zoom due to a two-way circulation permitted by the increased of the number of grid points in the channel. When the mean dynamics is studied, the mean kinetic energy (MKE) is significantly increased in the zoom (see Fig. 5, bottom panels). At the eastern part of the VHRC domain, the better resolved channel between Le Levant island and the coast islands allows an enhanced penetration of the NC branch inside the bay.

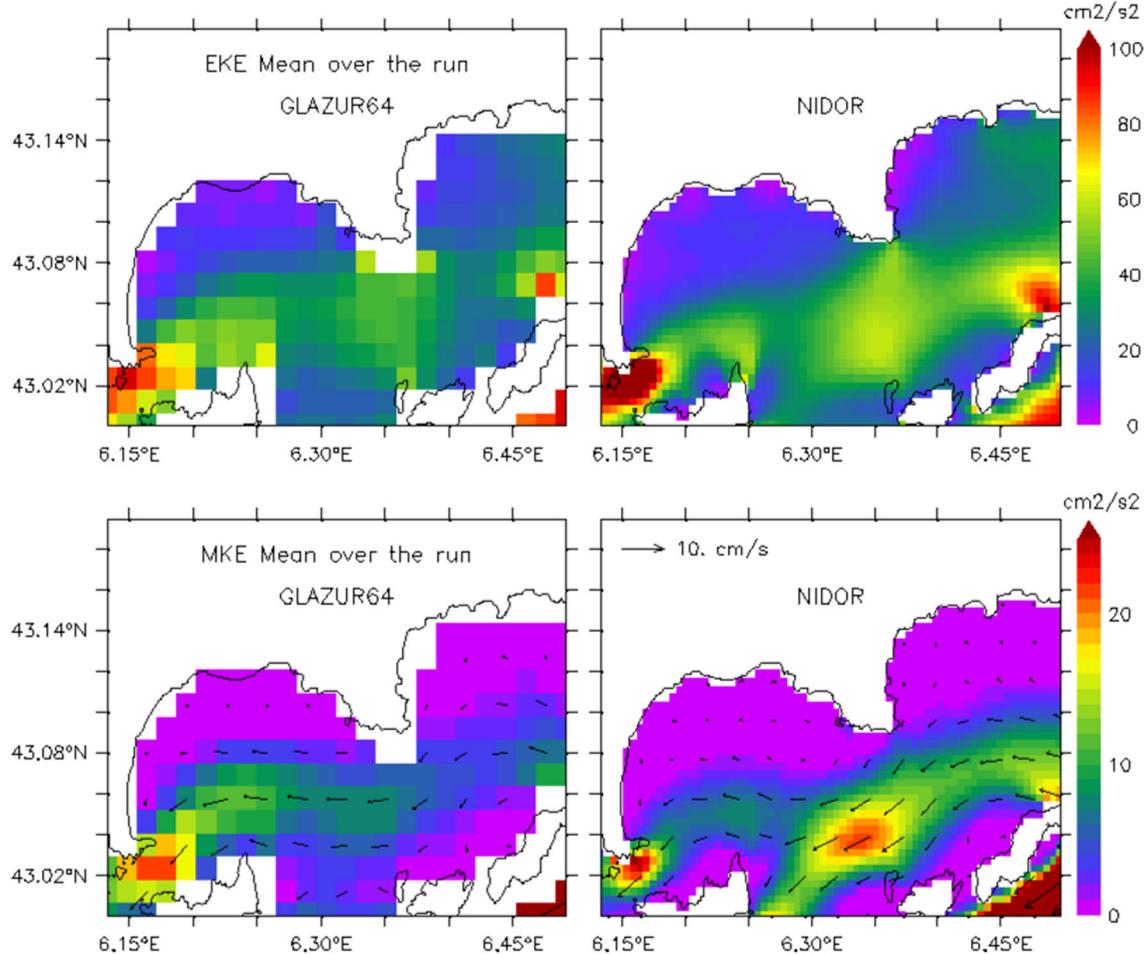


Fig. 5 Top: Time averaged surface eddy kinetic energy (EKE) from 2013/09/06 to 2014/05/31 ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), Bottom: Time averaged surface mean kinetic energy (MKE) over the same period ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), Left: HRC, Right: VHRC-2W

This circulation is then preferentially evacuated between Porquerolles and Port-Cros islands and finally reconnects with the main NC branch.

To assess the realism of this coastal current, an ADCP transect performed along shore through the semi-enclosed bay on the 2013/10/24 is used (see Fig. 1 for the transect position). The vertical sections of the horizontal velocity intensity from west to east for the observation and the spatial interpolation of the daily averaged simulations along the ADCP positions is presented in Fig. 6. At the VHRC eastern open boundary, the strong current observed between 0 to 70 m depth with an intensity larger than 0.2 m/s, corresponding to the NC incoming vein between the eastern island and the coast, is simulated by both configurations with an improvement of the depth and intensity in the nested domain. Further west, as in the observations, the vein depth simulated in the zoom is reduced and accompanied by a decreasing of the velocity. Although the bathymetry still failed to be realistic, the strong acceleration in the channel

between the Porquerolles island and the coast, around 6.15° E, is also improved by the enhanced spatial resolution.

As it appears that the use of a VHRC for this domain leads to an overall improvement of the circulation, the impact of these modifications outside in the coarser configuration will now be assessed (see Section 3.3).

3.3 Fine processes transfer to the coarser configuration

In this part, the impact of the nesting in the HRC with the two-way coupling compared to the original one is studied. Downstream of the zoom, seven gliders were operating during the simulated period (see their positions in Fig. 1). The observed temperature and salinity profiles are compared to the simulations using the averaged misfit (simulation-observation) and the root mean square (RMS). Both configurations simulate an upper layer too warm and too salty (see Fig. 7). Deeper, a positive feedback of the nesting can be noticed in the intermediate layer (200–400 m)

Fig. 6 Vertical section of current intensity in m/s along the ADCP transect between the islands and the coast on the 2013/10/24. Top: ADCP observations; middle: HRC; bottom: VHRC simulations

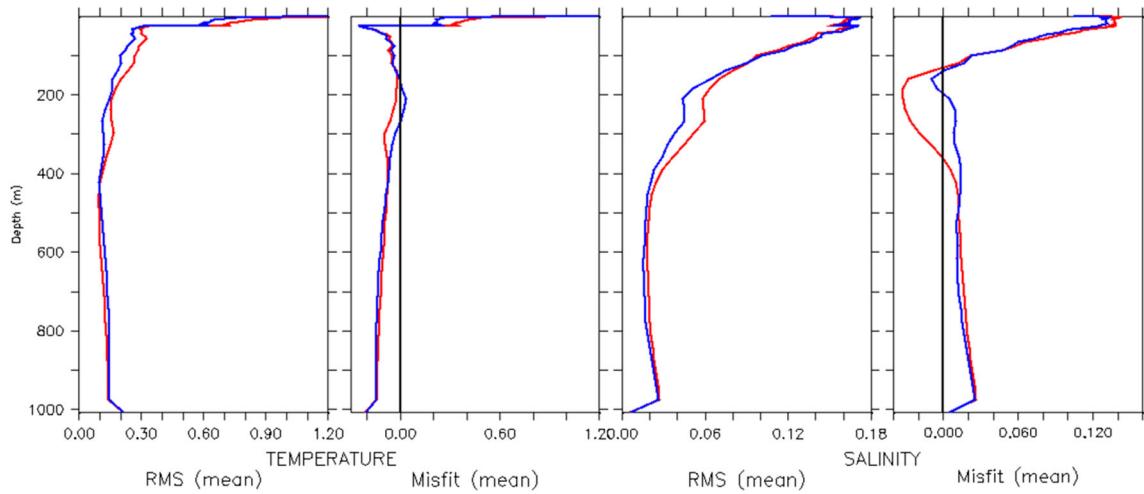
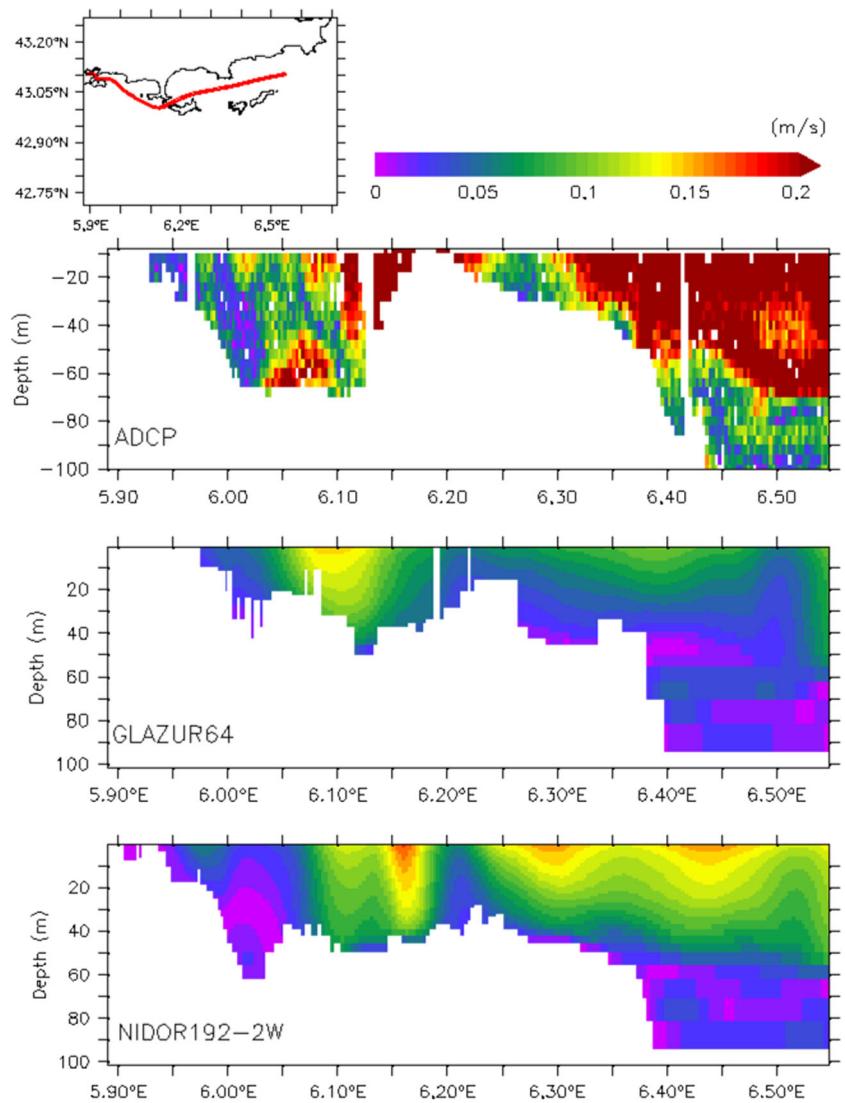


Fig. 7 Mean vertical profiles of root mean square (RMS) and misfit between the observations and the model simulations for temperature and salinity, HRC (red) and HRC-2W (blue)

corresponding to the NC bottom depth, with a slight improvement of the simulated temperature and salinity (blue lines in Fig. 7).

The mean hydrological downstream impact of the zoom in the regional model is positive but remains slight. This result is not surprising because the HRC is already known to have a good simulated hydrology when compared to observations dataset such as satellite SST, vertical ARGO and glider profiles (see for instance Guihou (2013)).

At a synoptic scale, the averaged SST from satellite observations and the two HRCs are shown in Fig. 8 over March 2014, that is a period for which a significant improvement of the circulation in the zoom has been shown previously (Fig. 4). Due to the ECC contribution, which is protected from the cold continental wind blowing over the Ligurian basin, the NC is warmer than the shelf and offshore waters. These temperature fronts are clearly visible in the SST observations, particularly in the winter season. The observed temperature of the NC path follows the 1000-m isobath, represented by the blue line in Fig. 8, flowing along the coast at the eastern part of the HRC domain, then south of the islands and finally running along the GoL shelf-break and the Spanish coasts. As previously shown for this month, the simulated south-westward direction of the NC in the domain covered by the zoom (dashed box in Fig. 8) by the HRC is not realistic (Fig. 4). The downstream impact of the zoom is here visible, with a NC vein narrower and re-centered around the 1000-m isobath.

Figure 9 depicts the daily averaged velocity time evolution from 0 to 100 m depth at the JULIO mooring position from the ADCP (top panel) and for the models (middle and

bottom panels). At the eastern part of the GoL shelf, the JULIO ADCP has recorded nine events of NC intrusions on the shelf from October to December 2013 according to Barrier et al. (2016). Though ADCP and model data are presented in Fig. 9 with the same temporal resolution, the current variability is lower in the simulations compared to the observations. Not surprisingly, downstream of the previous studied area, the simulated current intensity is still lower than the ADCP data. For the intrusions recorded in the second month of simulation (i.e. October 2013), both model configurations manage to correctly simulate them, with a slight improvement of the simulated intensity for the second one with the two-way coupling HRC. The NC simulated by the HRC using a two-way coupling favours the intrusion, due to its westward direction (Fig. 8) and its position closer to the coast (Fig. 4).

The northern position (Fig. 4) and the westward direction (Fig. 8) of the NC simulated by the HRC using a two-way coupling encourage the NC intrusions. The impact of the nested zoom seems to require a time delay of 2 months to see any improvement in the simulated NC intrusions on the GoL shelf. Indeed, the simulated intrusions for November have higher intensity in the HRC-2W coupling, and particularly on the 1st of December, when the HRC does not produce any intrusion, a part of the NC penetrates in the GoL shelf with the two-way coupling.

Eventually, it should also be noticed that the zoom could impact the upstream area as well. However, the absence of observations in this area during the period of the simulation and the proximity of the HRC open boundary make difficult to bring any conclusions.

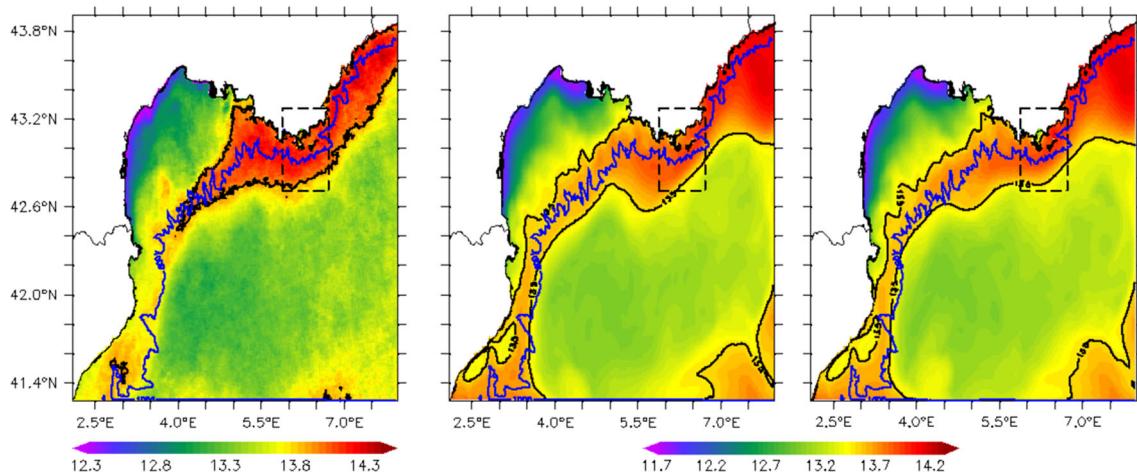
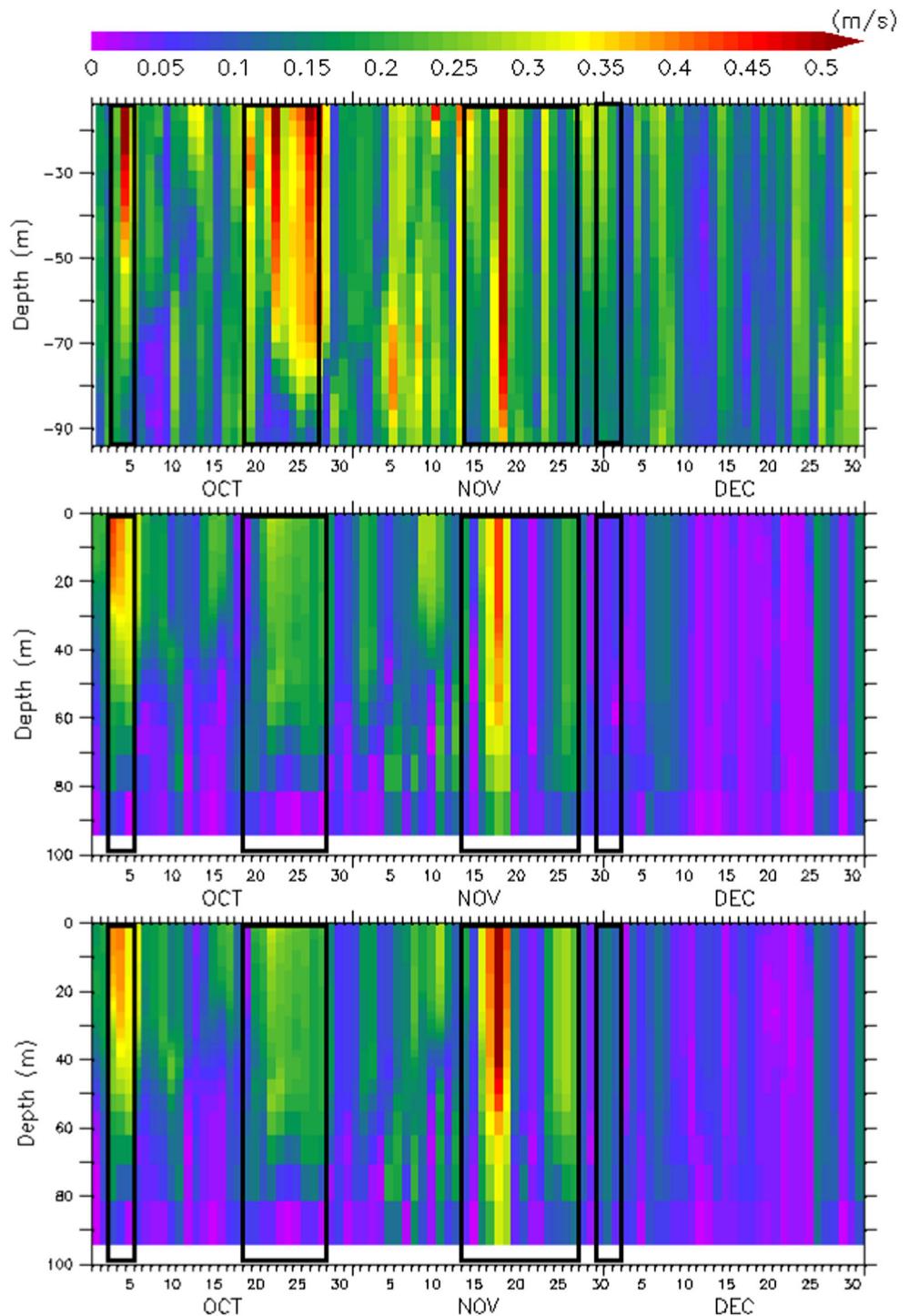


Fig. 8 Sea surface temperature in °C averaged over March 2014 for the Satellite data, *left panel*, the HRC, *middle panel*, and the HRC-2W coupling, *right panel*. The *dashed box* represents the domain covered by the zoom and the overlaid *blue line* is the 1000-m isobath. The iso-temperature 14 °C is overlaid

Fig. 9 Vertical section of the current intensity (m/s) at the JULIO mooring from October to December 2013, ADCP data (top), HRC (middle) and HRC-2W coupling (bottom). Black boxes represent the intrusion events studied



4 Discussion/conclusion

The NC is a geostrophic boundary current mainly guided by the bathymetry, and has a meso and sub-mesoscale activity impacting its fate along the Gulf of Lions slope and involving exchanges between the shelf and offshore waters. A

few past studies, using numerical model and observations, have shown the role of the Var coast area in the generation of mesoscale activity owing to its steep and uneven bathymetry, particularly during the winter season.

In this paper, the role of this small-scale activity has been considered thanks to a very high-resolution regional model

with realistic forcings and bathymetry using the NEMO-GCM at 1/192° spatial resolution. The use of the AGRIF tool with a two-way coupling has enabled to quantify the impact of a downscaling in this key area and on the downstream fate of the NC, along the GoL shelf. This study was based on the comparisons with high-resolution observations, such as HF radar surface currents, ADCP, glider and satellite data.

It is worth noting that the setup of a realistic and coastal configuration at 1/192° nested in another configuration at 1/64° is the first attempt with the NEMO-GCM at such high-resolution in the NWM Sea. The validation of the new high-resolution configuration has been achieved with an inter-comparison with the pre-existing regional configuration validated by Guihou (2013). The one-way coupling was first used in order to validate the nesting technique, and to calibrate the parametrization. The dynamic nesting between the two configurations is satisfying. Regarding the tracers, in order to take into account the small scales resolved by the VHRC, the parametrization of the turbulent vertical closure scheme has been adapted to the new resolution.

The first analysis focused on the simulation of the NC dynamics, evaluating the impact of the resolution on the structure, intensity and variability of the boundary current (i.e. the NC). Some specific improvements have been noticed by comparing the simulation with observations. The positioning and the width of the NC is enhanced by the increased resolution, with the boundary current closer to the coast and a correction is given to an unrealistic southwestward direction in the domain, when compared to the HF radar surface current measurements. However, when averaged over the total duration of the simulation, the differences do not seem very high in terms of EKE and current intensity. This is a very important result as it points out that the NC is correctly or at least satisfactorily resolved with a kilometer-order resolution.

Concerning the semi-enclosed bay circulation, the improvement of the zoom is significant. The downscaling allows a better channel representation and thus a better penetration of secondary NC branches in this bay. Indeed, all the dynamics generated in this area was not or barely present in the HRC. This improvement will be very useful for all the environmental applications (marine litter transport, oil drift, jellyfish stranding, etc) needing accurate simulation in coastal areas. However, even if the simulated mesoscale activity is almost always improved by the resolution in the domain covered by the VHRC, some observed meanders for instance are still missing (Fig. 4). To increase the simulation realism, the use of an even better bathymetry definition for the zoom should be considered in future work. Moreover, the use of higher resolution atmospheric forcings, like the MéteoFrance AROME model at 2.5 km, could allow to consider an enhanced wind variability in the area,

impacting the eddies and the NC meanders dynamics. Besides, a downscaling without a parametrization study is not sufficient to simulate all the small processes. The future works will then also focus on the study of the advective scheme used, the vertical mixing parametrization and maybe the use of another modelling code resolving the non-hydrostatic equations.

The transfer of these improvements on the simulated downstream fate of the NC has been studied, this being possible with the two-way coupling of the AGRIF tool. The hydrological downstream impact is positive in the intermediate layer but the surface layer remains too warm and salty. Although this impact is weak in average over all the simulated period, it is an encouraging result regarding the transfer of the zoom dynamics. At large scale, during March 2014, which is characterised by a strong mesoscale activity of the NC, a positive impact of the zoom is shown at its western side (i.e. downstream). This impact is directly linked to a corrected NC direction in the zoom compared to the HRC. Still, the spatial extension of this impact is limited. Indeed, from the middle of the GoL shelf both simulations become again very similar until the southern open boundary of the HRC. Concerning NC intrusions on the GoL shelf, a weak feedback of the upstream zoom is effective after a time delay of 2 months. As the major driving forces are the wind and the NC intrusions, the NC positioning closer to the coast of Marseille can improve the simulation of the GoL shelf circulation.

As shown in Ourmières et al. (2011), the downscaling from 1/16° to 1/64° can correct the NC positioning along the Var coast, by improving the bathymetry guidance. The slight improvement added with a further downscaling of factor 3 highlights that a kilometer-order resolution is enough to simulate the NC dynamics. However, the underestimation of the NC intensity, already present in the HRC simulations, is not improved by the increased resolution, as it seems to be too strongly conditioned by the HRC OBC forcings. The size of the zoomed domain, limited for numerical reasons, can also be discussed. The domain is about 80 km wide, and it is known that NC meander wavelength could reach 100 km (Conan and Millot 1995) in this area. An extension of the zoom along the NC path could therefore allow a more complete development of these instabilities solved at small scale, before they exit the zoom. Even though a better description of the canyon at the entrance of the bay could have a great impact on the secondary NC branch intrusion inside the bay, an eastward extension is hardly possible due to the presence of the east HRC open boundary: the downscaling between 1/12° (PSY2V4R4) and 1/192° (VHRC) would be too difficult to manage. In this sense, a westward extension of more than 20 km, until the eastern part of the Marseille bay, could be the only suitable solution for this limitation.

In conclusion, the lessons we can draw from this work are multiple. First, we have proved that the NC is well resolved by a kilometer-order configuration, including its temporal and spatial high-variability. The downscaling exercise, that has been done along the Var coast region, has shown that the slight improvement of the mesoscale activity was not enough for a realistic simulation of smaller scale dynamics. The closeness of the OBC strongly constrains the circulation in the domain of interest and unrealistic features may not be corrected by the downscaling.

An appropriate parametrization should be considered according to such high-resolution model, in particular the vertical mixing and the horizontal advection and diffusion schemes. Data assimilation of HF radar data may also improve the simulation by introducing or correcting mesoscale structures. Future work will consider these avenues of action.

Acknowledgments This study is a contribution to the MAREMED project, supported by LEFE-GMMC programme and to the CADOR project, financed by Toulon Provence Méditerranée. The calculations were performed using NEC-SX8 from GENCI-IDRIS resources (Grants 2015011707). Declerck A. PhD grants is supported by the French Ministry of Research. The authors acknowledge the MISTRALS/HyMeX, MERMeX and MOOSE database teams (ESPRI/IPSL and SEDOO/Observatoire Midi-Pyrénées) for their help in accessing the glider data and the Coriolis project and programmes that contribute to it (<http://www.coriolis.eu.org>) for having collected and made freely available the data. ADCP data are distributed by the French INSU within the SAVED project and SST product by the MyOcean project. The authors also wish to thank Mercator-Océan and Météo-France for providing numerical data and A. Petrenko for kindly providing the JULIO ADCP mooring data.

The authors wish to thank the two anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions that greatly helped to improve the manuscript.

References

- Albérola C, Millot C (2003) Circulation in the French Mediterranean coastal zone near Marseilles: the influence of wind and the Northern current. *Cont Shelf Res* 23(6):587–610
- Albérola C, Millot C, Font J (1995) On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean-sea. *Oceanol Acta* 18(2):163–192
- André G, Garreau P, Fraunie 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(27):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* (1978–2012) 97(C6):9531–9540
- Astraldi M, Gasparini GP, Manzella GR, Hopkins TS (1990) Temporal variability of currents in the Eastern Ligurian Sea. *J Geophys Res Oceans* (1978–2012) 95(C2):1515–1522
- 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
- Barrier N, Petrenko A, Ourmières Y (2016) Strong intrusions of the northern mediterranean current on the eastern gulf of lion: insights from in-situ observations and high resolution numerical modeling. *Ocean Dyn* 66(3):313–327
- Barth A, Alvera-Azcárate A, Rixen M, Beckers JM (2005) Two-way nested model of mesoscale circulation features in the Ligurian Sea. *Prog Oceanogr* 66(2):171–189
- Berné S, Carré D, Loubrieu B, Mazé JP, Morvan L, Normand A (2004) Le Golfe du Lion - Carte morpho-bathymétrique. Ifremer/Conseil Régional du Languedoc-Roussillon
- Bethoux JP, Prieur L, Nyffeler F (1982) The water circulation in the North-Western Mediterranean Sea, its relations with wind and atmospheric pressure. Elsevier Ocean Series 34:129–142
- Beuvier J, Brossier CL, Béranger K, Arsouze T, Bourdalle-Badie R, Delteil C, Drillet Y, Drobinski P, Ferry N, Lyard F et al (2012) MED12, oceanic component for the modeling of the regional Mediterranean Earth System. *Mercator Ocean Q News* 46:60–66
- 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(7):1363–1388
- 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(1–2):1–16
- Chanut J (2003) Paramétrisation de la restratification après convection profonde en mer du Labrador. PhD thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble
- Chanut J, Barnier B, Large W, Debreu L, Penduff T, Molines JM, Mathiot P (2008) Mesoscale eddies in the Labrador Sea and their contribution to convection and restratification. *J Phys Oceanogr* 38(8):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
- Courant R, Friedrichs K, Lewy H (1967) On the partial difference equations of mathematical physics. *IBM J Res Dev* 11(2):215–234
- Debreu L, Voulard C, Blayo E (2008) AGRIF: adaptive grid refinement in Fortran. *Comput Geosci* 34(1):8–13
- Debreu L, Marchesiello P, Penven P, Cambon G (2012) Two-way nesting in split-explicit ocean models: algorithms, implementation and validation. *Ocean Model* 49:1–21
- Durrieu de Madron X, Radakovitch O, Heussner S, Loyer-Pilot MD, Monaco A (1999) Role of the climatological and current variability on shelf-slope exchanges of particulate matter: evidence from the Rhone continental margin (NW Mediterranean). *Deep-Sea Res I Oceanogr Res Pap* 46(9):1513–1538
- Flexas MM, de Madron XD, Garcia MA, Canals M, Arnau P (2002) Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March-May 1997). *J Marine Sys* 33:197–214
- Guilhou K (2013) Étude de la dynamique du Courant Nord au large de Toulon, à l'aide de modèle, observations in-situ et données satellites. PhD thesis, Université de Toulon
- Guilhou K, Marmain J, Ourmières Y, Molcard A, Zakardjian B, Forget P (2013) A case study of the mesoscale dynamics in the north-western mediterranean sea: a combined data-model approach. *Ocean Dyn* 63(7):793–808
- Gurgel K, Antonischki G, Essen HH, Schlick T (1999) Wellen Radar (WERA): a new ground-wave HF radar for ocean remote sensing. *Coast Eng* 37(3):219–234
- Juza M, Mourre B, Lellouche JM, Tonani M, Tintore J (2015) From basin to sub-basin scale assessment and intercomparison of numerical simulations in the Western Mediterranean Sea. *J Marine Sys* 149:36–49

- Lapouyade A, Durrieu de Madron X (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
- Lipa B, Nyden B, Ullman D, Terrill E (2006) SeaSonde radial velocities: derivation and internal consistency. *IEEE J Ocean Eng* 31(4):850–861
- Lopez-Garcia M, Millot C, Font J, Garcia-Ladona E (1994) Surface circulation variability in the Balearic Basin. *J Geophys Res* 99:3285–3296
- Madec G (2008) NEMO ocean engine. Online access: <http://www.nemo-ocean.eu>
- Medimap Group (2005) Morpho-bathymetry of the Mediterranean Sea. CIESM/Ifremer Edition, 2 maps at 1/2000000
- Millot C (1987) Circulation in the western Mediterranean-sea. *Oceanol Acta* 10(2):143–149
- Millot C (1990) The gulf of Lions' hydrodynamic. *Cont Shelf Res* 10(9):885–894
- Millot C (1999) Circulation in the western Mediterranean Sea. *J Marine Sys* 20(1):423–442
- Molcard A, Poulain P, Forget P, Griffa A, Barbin Y, Gaggelli J, Maistre JD, Rixen M (2009) Comparison between VHF radar observations and data from drifter clusters in the Gulf of La Spezia (Mediterranean Sea). *J Marine Sys* 78:579–589
- Ourmières Y, Blankart JM, Berline L, Brasseur P, Verron J (2006) Incremental analysis update implementation into a sequential ocean data assimilation system. *J Atmos Ocean Technol* 23(12):1729–1744
- Ourmières Y, Zakardjian B, Béranger K, Langlais C (2011) Assessment of a NEMO-based downscaling experiment for the North-Western Mediterranean region: impacts on the Northern Current and comparison with ADCP data and altimetry products. *Ocean Model* 39(3):386–404
- Pairaud I, Gatti J, Bensoussan N, Verney R, Garreau P (2011) Hydrology and circulation in a coastal area off Marseille: validation of a nested 3D model with observations. *J Marine Sys* 88(1):20–23
- Petrenko A (2003) Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanol Acta* 26(4):323–338
- Rouillet G, Madec G (2000) Salt conservation, free surface, and varying levels: a new formulation for ocean general circulation models. *J Geophys Res Oceans* (1978–2012) 105(C10):23,927–23,942
- Rubio A, Taillardier 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. *J Marine Sys* 78:S63–S78
- Sammari C, Millot C, Prieur L (1995) Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-Sea Res I Oceanogr Res Pap* 42(6):893–917
- Taupier-Letage I, Millot C (1986) General hydrodynamic features in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment. *Oceanol Acta* 9(2):119–132
- Tréguier AM, Barnier B, De Miranda AP, Molines JM, Grima N, Imbard M, Madec G, Messager C, Reynaud T, Michel S (2001) An eddy-permitting model of the Atlantic circulation: evaluating open boundary conditions (paper 2000jc000376). *J Geophys Res-All Series* 106(10; SECT 3):22,115–22,129

Annexe C

Outils de pré-processing développés.

Lors de ces travaux, des outils de *pre-processing* ont été développés afin de créer les différents fichiers nécessaire à l'exécution de NEMO : forçages océaniques (appliqués aux frontières ouvertes) et atmosphériques (appliqués en surface) et les champs nécessaire à l'initialisation d'une simulation. De nombreux scripts codés en *shell* et avec MatLab permettaient déjà de créer tout ces fichiers mais avec de nombreuses étapes et aucun d'eux n'étaient versatiles.

Tout ces fichiers doivent être sous le format NetCDF (`~.nc`) et respecter une nomenclature et organisation des variables propre au code NEMO.

Pourtant essentielle aux simulations, aucun outil n'est dédié dans NEMO à cette étape préalable.

C.1 Génération de forçages océaniques et conditions initiales

La configuration GLAZUR64 étant emboîtée *offline*, il est nécessaire de fournir des OBC qui sont dans ce cas issues de la configuration PSY2V4R4 de Mercator-Océan.

À chaque frontière, ici au nombre de deux, et pour chaque jour, des champs 2D thermo-dynamiques (T, S, u et v) doivent être prescrit. Ces forçages sont réalisés à partir de sorties quotidiennes d'un modèle à plus grande emprise spatiale qui sont interpolées sur la grille de la configuration emboîtée. L'interpolation est réalisée à l'aide de la fonction *griddata* du logiciel MatLab.

La génération de forçages océaniques a été automatisée, permettant de créer des fichiers mensuels ou annuels au format attendu par NEMO. De plus, il est possible de varier les paramètres de la configuration source ainsi que de celle de sortie.

Des conditions initiales (CI) issues d'un modèle océanique, composées de champs 3D de température et salinité, permettent de débuter une simulation avec un état proche de celui imposé aux frontières ouvertes océaniques mais également atmosphériques. L'utilisation de telles CI permet de réduire considérablement le temps nécessaire à la réalisation du *spin up*.

Comme pour les OBC, GLAZUR64 est initialisé à partir de champs thermohalins issus de PSY2V4R4 et NIDOR192 utilise les champs issus de GLAZUR64. La génération de CI consiste à l'interpolation 3D sur la totalité du domaine des champs T et S, interpolation qui est également réalisée à l'aide de la fonction *griddata*.

C.2 Génération de forçages atmosphériques

Une base de données regroupant différentes configurations de modèle atmosphérique de MétéoFrance (ALADIN, Arpège, AROME) a été créée à partir de l'année 2006. Des fichiers quotidiens, issus de MétéoFrance, sont récupérés via FTP au format GRIB (`~.grb`) pour les 8 variables

d'intérêt (la température et l'humidité spécifique à 2 m au dessus du niveau de la mer, la SST¹, les flux solaire et thermique, les précipitations et les deux composantes du vent). Un premier test est effectué sur la présence et la qualité du fichier (variable enregistrée, nombre et ordre des pas de temps) car de fréquentes erreurs ont été répertoriées.

Par la suite, l'utilisation du logiciel CDO² permet de convertir les .grb en .nc. Une étape supplémentaire est mise en place pour les précipitations, les flux thermique et solaire qui sont des variables cumulées à une fréquence de 3h, et non des moyennes sur 3h, dans les modèles atmosphériques utilisées. Il est alors nécessaire de "dé-cumuler"³ ces variables afin de fournir à NEMO des valeurs moyennes à une fréquence de 3h comme pour les autres champs prescrits. L'interpolation des forçages atmosphériques étant réalisée *online* dans nos configurations, le processus de traitement prend fin à cette étape.

1. La SST est récupérée du modèle atmosphérique dans le but de la retirer au flux thermique total qui prend en compte le rayonnement thermique de la terre. Ce choix permet une homogénéité des structures, contrairement à une soustraction effectuée avec la SST issue du modèle océanique. Une variable flux thermique "entrant" est alors créée et prescrite en forçage dans NEMO.

2. Documentation du logiciel CDO disponible à <https://code.zmaw.de/projects/cdo>

3. Le "dé-cumule" est effectué en soustrayant à la valeur du temps t , la valeur de $t - 1$

Annexe D

Couche éponge pour le domaine AGRIF

L'utilisation du schéma UBS, qui est hyper-diffusif (section 7.2), pour l'advection du moment et des traceurs dans la configuration optimum de NIDOR192 a entraîné la désactivation d'une diffusion horizontale supplémentaire. Dans la simulation de référence, comme pour la configuration GLAZUR64, l'utilisation des schémas TVD et EEN pour l'advection des traceurs et du moment respectivement (section 7.2), cette diffusion se faisait à l'aide d'un bilaplacien (Eq.2.30). L'absence de cette diffusion fait apparaître des instabilités dynamiques aux frontières de NIDOR192. Ces instabilités sont sur la composante de la vitesse normale à la frontière, avec une discontinuité au deuxième point de calcul à l'intérieur du domaine (figure D.1).

La solution triviale pour gérer les problèmes aux frontières ouvertes des configurations emboîtées est l'activation d'une couche éponge. Cette option est codée dans NEMO-AGRIF, dans la routine *agrif_opa_sponge.F90*, avec un coefficient de viscosité adaptable dans la *namelist*.

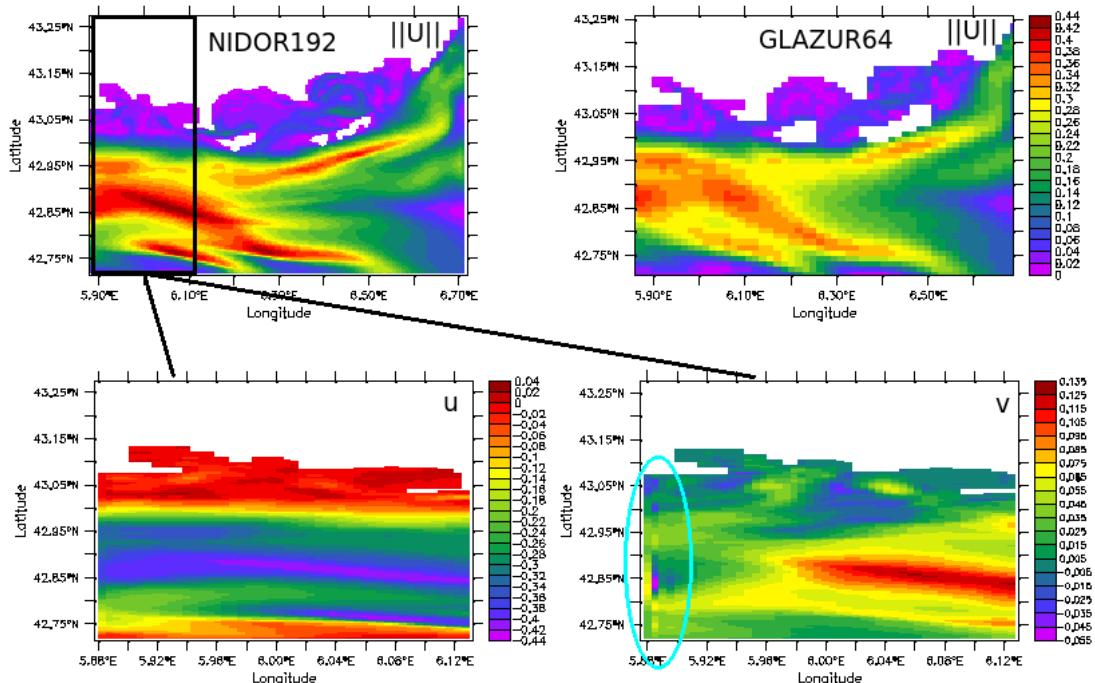


FIGURE D.1 – **Haut :** Courant moyen sur une journée en surface dans NIDOR192 et dans GLAZUR64 (haut). **Bas :** Moyenne quotidienne à la même date de chaque composante horizontale du courant de surface zoomée sur la frontière Ouest de NIDOR192 (gauche : u ; droite : v).

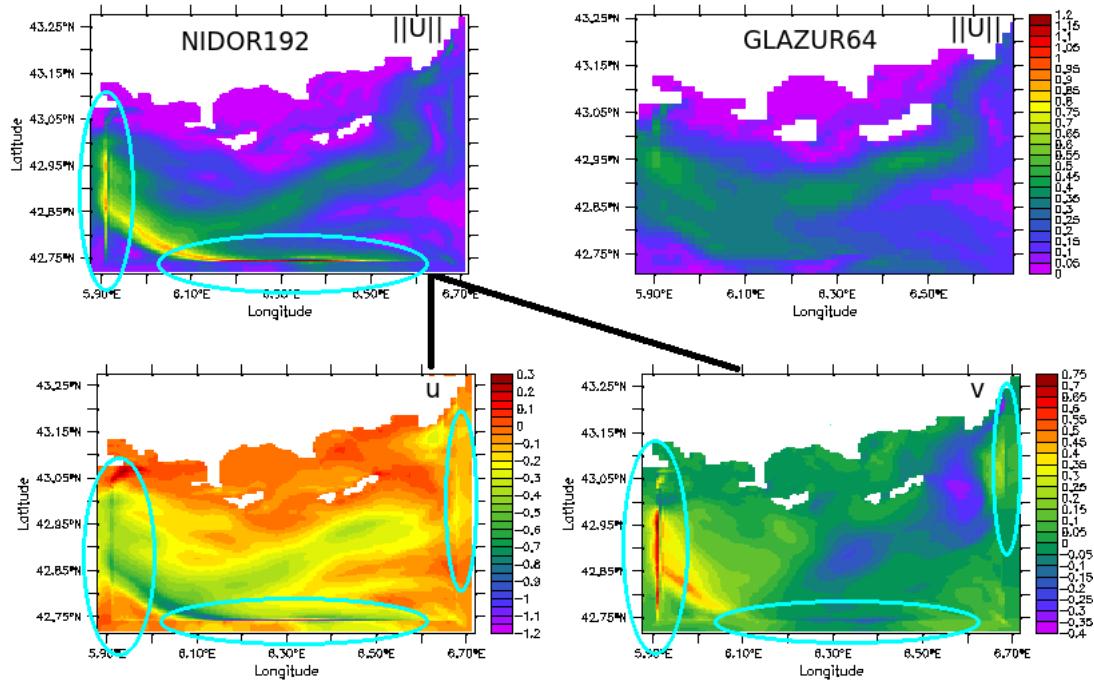


FIGURE D.2 – **Haut** : Courant moyen sur une journée en surface dans NIDOR192 avec une couche éponge et dans GLAZUR64. **Bas** : Moyenne quotidienne à la même date de chaque composante horizontale du courant de surface zoomée sur la frontière Ouest de NIDOR192 avec couche éponge (gauche : u ; droite : v).

D.1 Couche éponge disponible dans NEMO-AGRIFF

La couche éponge disponible dans le code consiste à appliquer une viscosité décroissante de la frontière vers l'intérieur du domaine zoomé (la viscosité maximum se retrouve donc au point de calcul le plus proche de la configuration parent). Les résultats obtenus dans NIDOR192 lors de l'activation de cette couche éponge ne sont pourtant pas cohérents avec ce gradient de viscosité (figure D.2).

En effet, considérant une largeur de couche éponge de 8 mailles qui correspond à l'équivalent de deux mailles de la grille parent auxquelles deux autres mailles enfant sont rajoutées (largeur par défaut), la solution de NIDOR192 est dégradée avec la couche éponge. Le courant semble ne pas "s'évacuer" du domaine, particulièrement aux frontières Sud et Ouest qui sont identifiées comme majoritairement sortantes. Toutefois, au sein de la couche éponge le courant simulé est concordant avec celui de la configuration extérieure (cf haut fig. D.2).

Divers tests ont été effectués en faisant varier la valeur maximum de la viscosité dans la couche éponge, allant de 100 à $800 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, sans qu'il n'y ait d'amélioration des résultats. La valeur de $100 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ étant faible, la simulation est proche de celle sans couche éponge, donc les instabilités aux frontières perdurent.

Cette couche éponge ne convenant pas à la configuration NIDOR192, une autre couche éponge a été codée à la place de celle existante.

D.2 Couche éponge codée pour NIDOR192

La présence d'une diffusion horizontale à l'aide d'un bilaplacien a permis d'éviter l'apparition d'instabilités aux frontières entre autre dans la configuration NIDOR192 de référence. Suivant cette procédure, une zone tampon aux frontières avec un bilaplacien a été activée.

D.2.1 Code numérique

Le développement effectué consiste à rajouter dans la routine *dynldf_bilap.F90* des conditions d'application du bilaplacien seulement aux frontières de la configuration enfant. Par exemple pour la frontière Ouest du domaine NIDOR192, et en gardant une largeur d'application de 8 mailles, à chaque niveaux verticaux :

```

! Bilaplacian
! -----
IF( .NOT.Agrif_Root() ) THEN
!Ouest
IF( (nbondi == -1) .OR. (nbondi == 2) ) THEN
DO jj = 2, jpjm1
DO ji = 2, 8
ze2u = e2u(ji,jj) * fse3u(ji,jj,jk)
ze2v = elv(ji,jj) * fse3v(ji,jj,jk)
! horizontal biharmonic diffusive trends
zua = - ( zuf(ji ,jj,jk) - zuf(ji,jj-1,jk) ) / ze2u &
& + ( zut(ji+1,jj,jk) - zut(ji,jj ,jk) ) / elu(ji,jj)

zva = + ( zuf(ji,jj ,jk) - zuf(ji-1,jj,jk) ) / ze2v &
& + ( zut(ji,jj+1,jk) - zut(ji ,jj,jk) ) / e2v(ji,jj)
! add it to the general momentum trends
ua(ji,jj,jk) = ua(ji,jj,jk) + zua
va(ji,jj,jk) = va(ji,jj,jk) + zva
END DO
END DO
ENDIF
ENDIF

```

Il est nécessaire d'ajouter une condition sur l'application de la diffusion uniquement aux frontières pour le domaine enfant, car le domaine parent dans ce cas bénéficie de la diffusion sur la totalité du domaine.

Afin d'appliquer cette couche éponge, il faut activer dans la *namelist* le paramètre *ln_dynldf_bilap* et fixer une valeur du coefficient de diffusion utilisé à l'aide de la variable *rn_ahm_0_blp*.

D.2.2 Validation dans NIDOR192

D.2.2.1 Frontière Ouest

La frontière Ouest, qui est principalement une zone d'évacuation du CN, subie des instabilités sur la composante méridienne du courant. Le second point de la configuration présente des vitesses *v* excessivement élevées et dirigées vers le Nord (figure D.3), ce qui entraîne une circulation anti-cyclonique au Sud de la presqu'île de St Mandrier.

Avec l'activation de la couche éponge, une discontinuité plus faible est observée dans les 3 premières colonnes de la grille horizontale. Tout de même, la veine de courant modélisée dans le zoom reste positionnée plus au Nord que celle de GLAZUR64. Cela entraîne une inconsistance entre la dynamique simulée à la première maille du domaine, correspondant aux forçages de la frontière, et celle de l'intérieur du domaine. Les différences apportées par la couche éponge à cette frontière corrige la composante méridienne du courant au large de Toulon.

Aucune figure n'est montrée concernant la composante tangentielle à la frontière car celle-ci ne présente pas d'instabilité et est donc peu impactée par la couche éponge.

D.2.2.2 Frontière Sud

De même qu'à la frontière Ouest, la frontière Sud est une frontière d'évacuation du courant, particulièrement dans le coin Sud-Ouest du domaine.

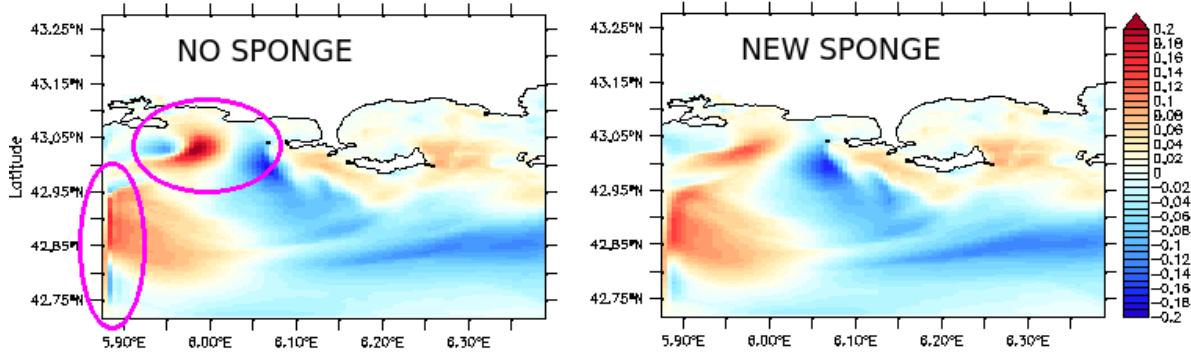


FIGURE D.3 – Composante méridienne du courant à la frontière Ouest (surface). Gauche : sans couche éponge, Droite : avec la nouvelle couche éponge.

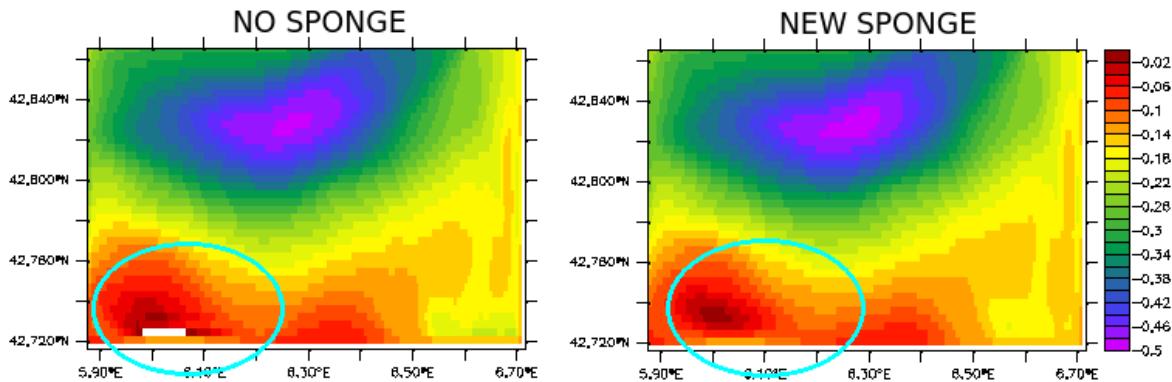


FIGURE D.4 – Composante zonale du courant à la frontière Sud (surface). Gauche : sans couche éponge, Droite : avec la nouvelle couche éponge.

Comme il est visible sur une moyenne journalière (figure D.4), une vitesse dirigée vers l'Est (valeurs hors de la palette de couleur choisie car négatives) est modélisée dans la configuration sans la couche éponge au deuxième point de calcul, alors que tout les points autour ont une vitesse dirigée vers l'Ouest. L'application de la couche éponge permet de diffuser cette discontinuité. Bien que l'impact de la couche éponge à la frontière Sud reste plus faible que celui observé à la frontière Ouest, il est non négligeable lorsque le CN sort du domaine par le Sud.

D.2.2.3 Frontière Est

Bien que la frontière Est soit une frontière où la majorité de la dynamique est "entrante", des instabilités y sont également présentes.

L'ajout d'une diffusion à la frontière Est, ralentit la veine du CN à l'entrée du domaine, ce qui se répercute ensuite sur la totalité du domaine (figure D.5). La valeur du coefficient de diffusion est trop importante dans ce cas, il est nécessaire de trouver une valeur compromis : suffisamment élevée pour lisser les instabilités mais ne ralentissant pas excessivement la veine du CN dès son entrée dans le domaine.

D.2.3 Ajustement de la diffusion dans la couche éponge

Dans un but de minimiser l'impact de la couche éponge sur notre dynamique, il a été décidé de faire des tests d'optimisation sur la valeur limite à partir de laquelle les instabilités ne sont

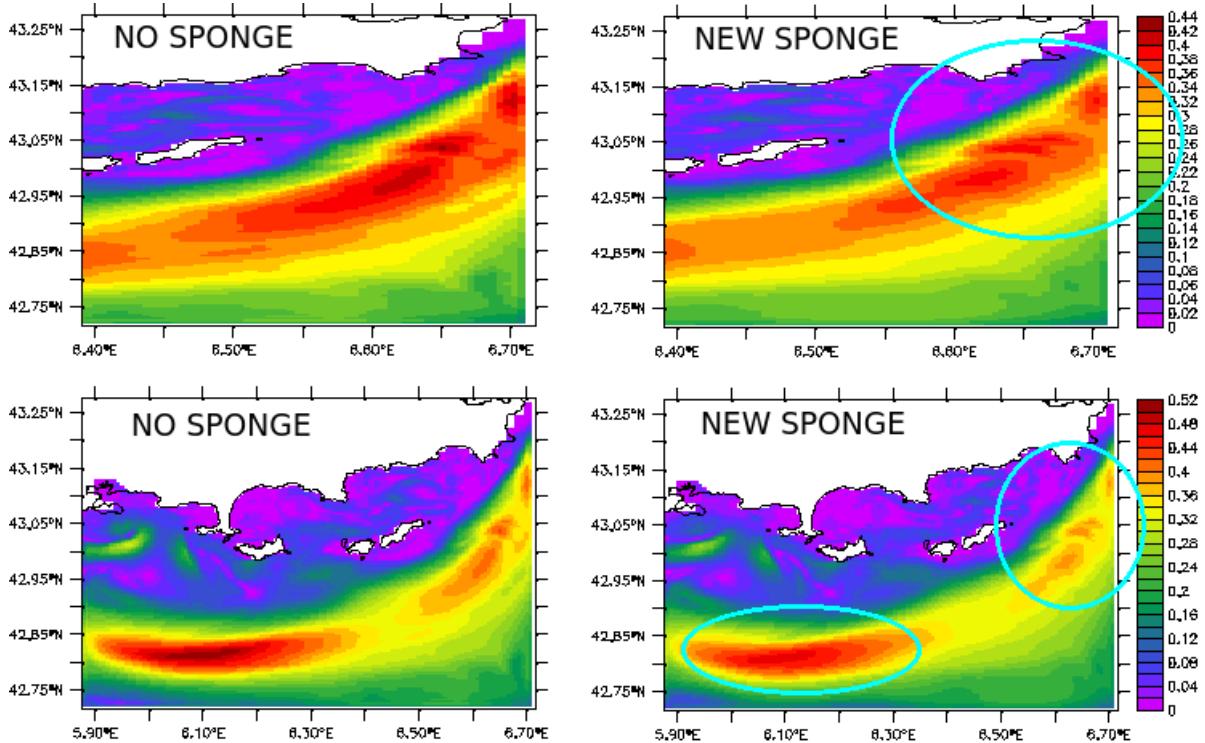


FIGURE D.5 – Courant de surface à la frontière Est (Haut) et pour le reste du domaine (Bas). Gauche : sans couche éponge, Droite : avec la nouvelle couche éponge.

plus présentes.

Tout les résultats présentés ci-dessus ont été menés avec une couche éponge dont la valeur du coefficient appliquée au bilaplacien est $-4.0 \times 10^6 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$. Cette valeur correspond à celle utilisée pour garantir la stabilité numérique du zoom avec l'ancien schéma d'advection et permet de diffuser les instabilités aux frontières Ouest et Sud mais entraîne un ralentissement de la dynamique entrante à l'Est.

Le coefficient de viscosité du bilaplacien a donc été réduit à -4.0×10^5 et $-4.0 \times 10^4 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$. Les résultats présentés en figure D.6 sur le courant à la frontière Ouest montre qu'il est nécessaire d'avoir au minimum une valeur de $-4.0 \times 10^5 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$ pour éviter les instabilités.

Il semble que $-4 \times 10^6 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$ soit trop fort pour la frontière Est (cf figure D.7), alors que $-4 \times 10^5 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$ permet d'avoir une vitesse de surface du CN semblable à celle sans couche éponge.

La comparaison des courants à l'intérieur du domaine, présentée en figure D.8, confirme les précédents résultats : minimum $-4.0 \times 10^5 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$ pour ne pas avoir d'instabilités, et maximum $-4.0 \times 10^5 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$ si on ne veut pas ralentir la dynamique, et donc perdre les avantages du schéma UBS.

D.2.4 Connexion avec le domaine extérieur

Il persiste une interaction possible de la couche éponge à la frontière Ouest à examiner : y a t-il un ralentissement trop important de la veine du courant avant sa sortie du zoom ? Cela pourrait impacter toute la solution de GLAZUR64 lorsque le mode 2-WAY est activé.

Avec l'application de la couche éponge sur toutes les frontières ouvertes et en utilisant la valeur optimisée pour le coefficient du bilaplacien, le courant de surface et celui intégré entre 0 et 50m de profondeur ne sont pas ralenti à la frontière Ouest (figure D.9) et un gain d'énergie est visible à l'intérieur du zoom, comme attendu avec l'utilisation du schéma UBS.

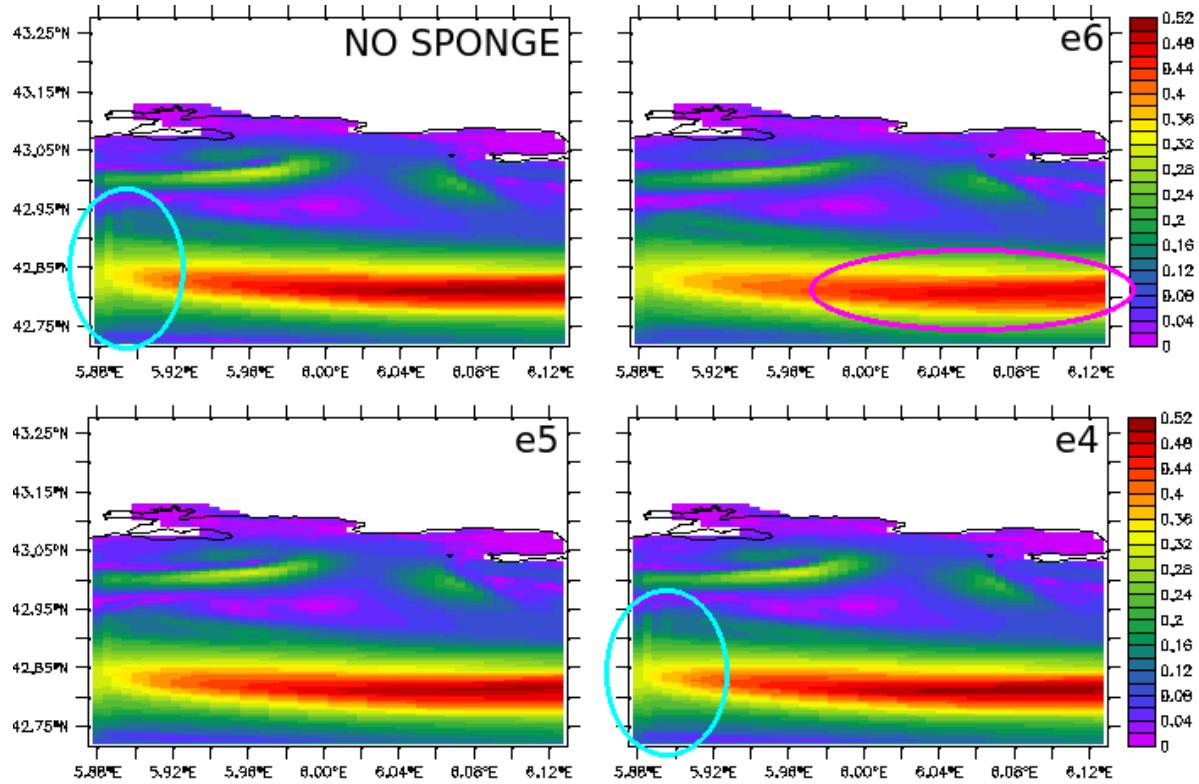


FIGURE D.6 – Courant de surface proche de la frontière Ouest de NIDOR. Gauche : $A_{hm} = -4\text{e}^6 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$
Milieu : $A_{hm} = -4\text{e}^5 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$; Droite : $A_{hm} = -4\text{e}^4 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$

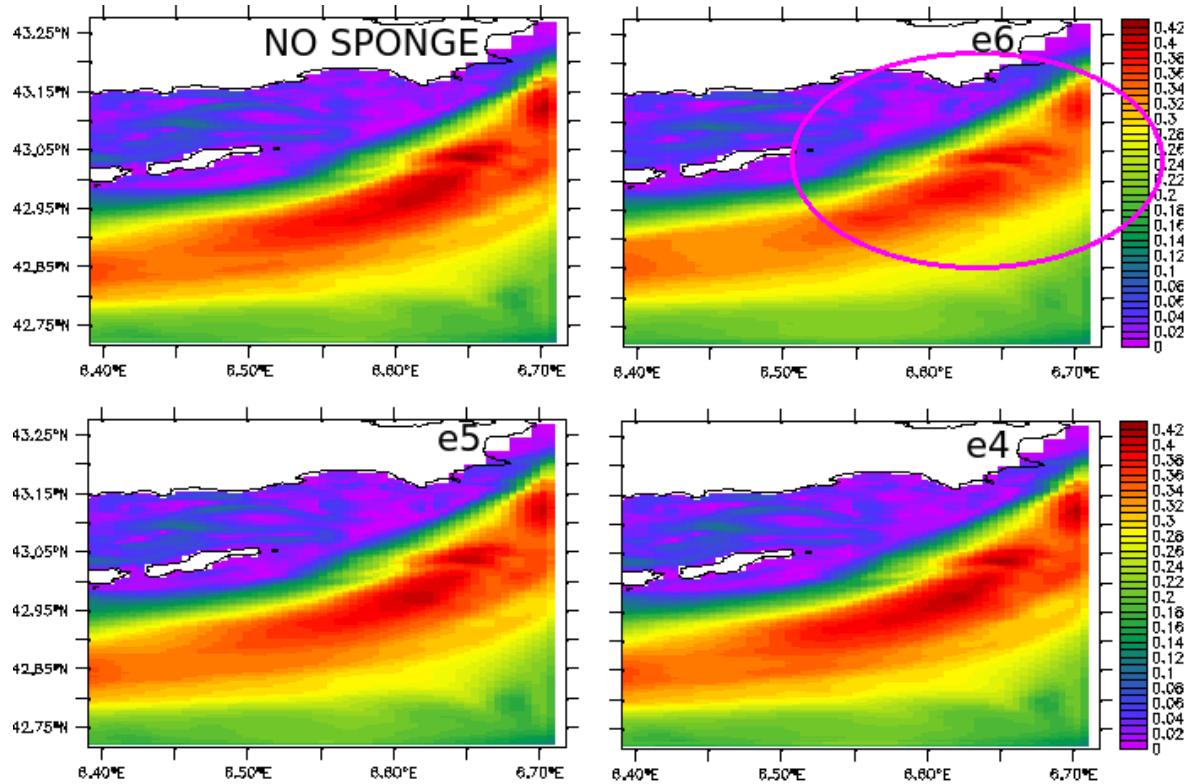


FIGURE D.7 – Courant de surface proche de la frontière Est de NIDOR. Gauche : $A_{hm} = -4\text{e}^6 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$
Milieu : $A_{hm} = -4\text{e}^5 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$; Droite : $A_{hm} = -4\text{e}^4 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$

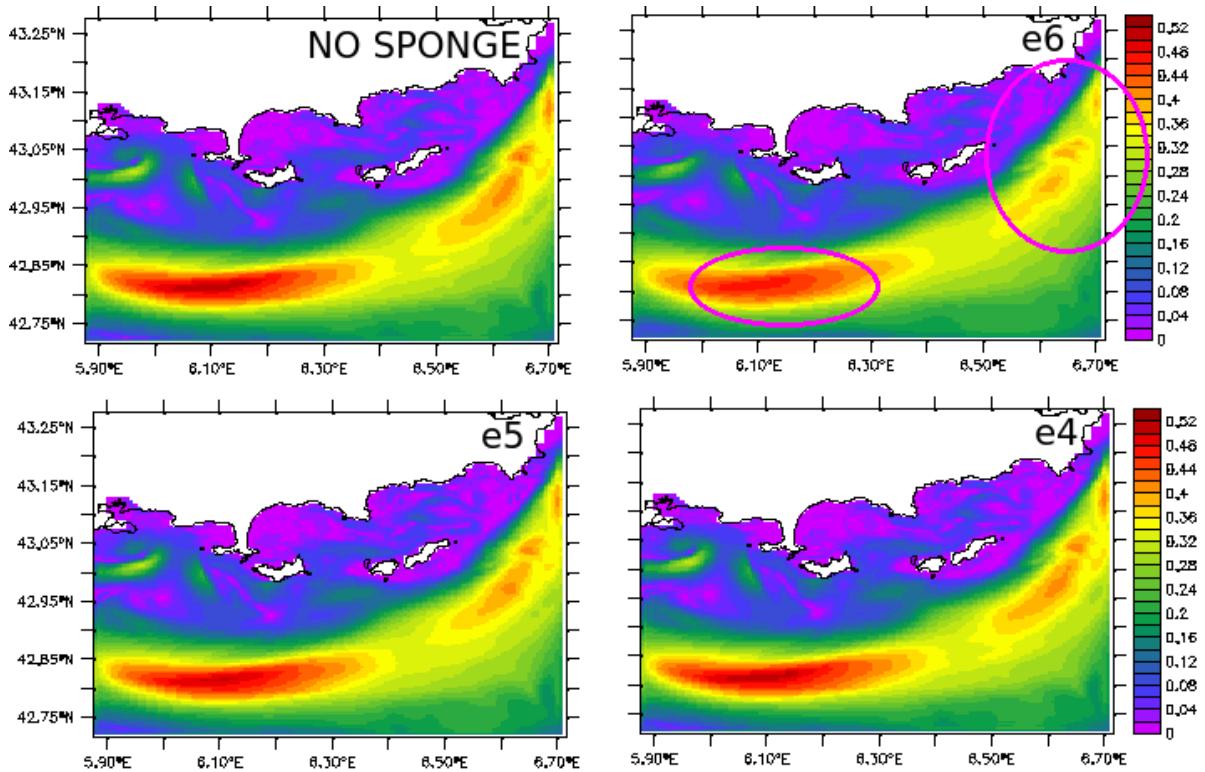


FIGURE D.8 – Courant de surface pour différentes valeurs de coefficient du bilaplaciens : Gauche : $A_{hm} = -4e^6 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$; Milieu : $A_{hm} = -4e^5 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$; Droite : $A_{hm} = -4e^4 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$

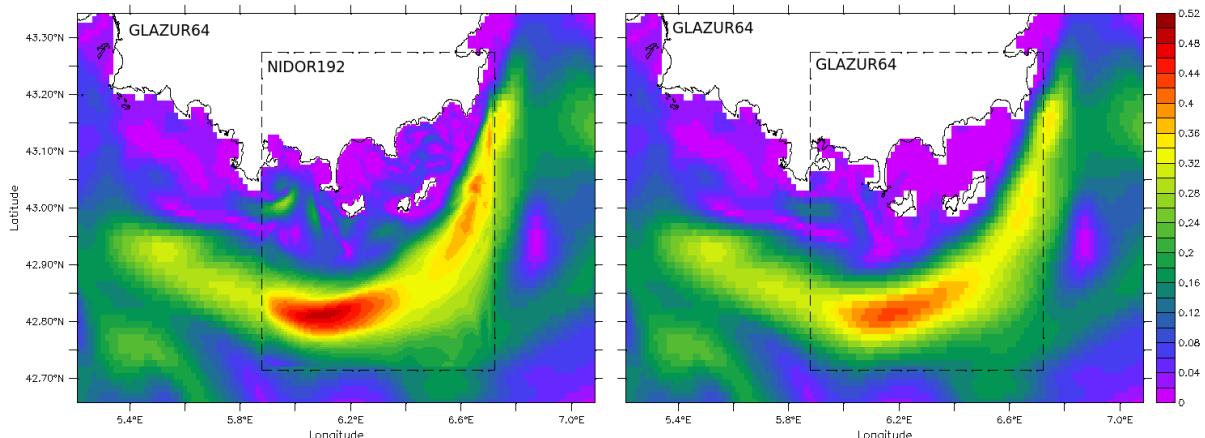


FIGURE D.9 – Intensité du courant en surface (Haut) et intégré entre 0 et 50m de profondeur (Bas), pour GLAZUR64 (gauche) et NIDOR superposé au champs GLAZUR64 (Droite).

D.3 Conclusion

L'utilisation du schéma UBS sans diffusion supplémentaire horizontale implique la nécessité d'utiliser une couche éponge dans la configuration NIDOR192. Les instabilités sur les vitesses normales aux frontières se propagent à l'intérieur du domaine, modifiant ainsi la circulation en amont de la frontière Ouest particulièrement.

La couche éponge telle qu'elle est codée dans NEMO-AGRIF n'a pu être utilisée dans les configurations étudiées, poussant au développement d'une autre couche éponge utilisant un excès de diffusion horizontale plutôt qu'une viscosité accrue. Cette nouvelle couche éponge diffusive permet de lisser les instabilités présentes aux frontières sortantes (i.e. Ouest et Sud), mais peut entraîner un ralentissement du CN lorsqu'elle est appliquée à la frontière entrante (i.e. Est). Il a été montré la sensibilité à la valeur du coefficient du bilaplacien utilisé pour la paramétrisation de la diffusion horizontale dans la couche éponge, un compromis entre absence d'instabilités et un impact réduit sur le CN est atteint pour une valeur $A_{hm} = -4.0 \times 10^5 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-1}$.

Approche numérique et expérimentale pour une meilleure description physique des processus de submésoscale : application à la mer Méditerranée nord-occidentale.

Résumé

L'objectif général de cette thèse est de contribuer à l'avancement de la connaissance de l'impact de l'activité à mésoscale du Courant Nord (CN) au large du Var sur sa circulation en aval et des interactions de ce courant de bord avec la dynamique côtière, particulièrement dans une baie semi-fermée peu profonde : la baie de Hyères. Ces travaux se sont appuyés sur deux configurations numériques réalistes à haute résolution basées sur le code NEMO et emboîtées avec AGRIF : une première de la façade méditerranéenne française à une résolution spatiale de 1,2 km et une seconde le long des côtes varoises à 400 m de résolution.

La comparaison des simulations obtenues avec des observations (radar HF, ADCP, glider, SST satellite) a permis de confirmer le réalisme des configurations, et de montrer l'apport d'une résolution de l'ordre de 400 m sur la dynamique dans une baie mais également sur le CN et son écoulement en aval.

Enfin, une étude de paramétrisation de l'advection horizontale et du mélange vertical a permis d'améliorer l'impact d'un *downscaling* dans la région d'étude, et particulièrement concernant la représentation de la circulation au sein de la baie semi-fermée.

Mot clés : Courant Nord, circulation côtière, NEMO, emboîtement AGRIF, couplage 2WAY

**Numerical and experimental approach for a better physical description of submesoscale processes :
a north-western Mediterranean Sea case.**

Abstract

The main objective of this work is to improve our knowledge on the impact of the Northern Current (NC) mesoscale activity off the Var coast on its downstream flow and on the links between this boundary current and the coastal dynamics, particularly in a semi-enclosed bay and shallow: the bay of Hyères. To do so, two numerical realistic configurations at high-resolution were used. Based on the NEMO code and nested with AGRIF, the first one covers the French Mediterranean coasts at 1,2 km and the second one covers the Var coasts with a spatial resolution of 400 m.

Simulations comparisons with ocean observations (HF radar, ADCP, glider, satellite SST) confirm the realism of the configurations, and show the contribution of a 400 m spatial resolution on the simulated dynamics in the bay but also on the NC and its downstream flow.

Finally, a parametrization study on the horizontal advection terms and vertical mixing provide an improvement of the impact of a downscaling in the studied area, and particularly for the simulated dynamics in the semi-enclosed bay.

Keywords : Northern Current, coastal circulation, NEMO, AGRIF nesting, 2WAY coupling