

ÉCOLE DOCTORALE 548 – Mer et Sciences
Institut Méditerranéen d'Océanologie

THÈSE

présentée par :

Julien MARMAIN

soutenue le : **16 Décembre 2013**

pour obtenir le grade de Docteur en Sciences de l'Univers

Spécialité: Océanographie

Circulation côtière en Méditerranée Nord Occidentale: courantométrie par radar HF et couplage avec un modèle numérique

THÈSE dirigée par :

Mme. Anne MOLCARD
M. Philippe FORGET

Professeur, UTLN
Directeur de Recherche, CNRS

Directrice
Co-directeur

JURY :

M. Pierre BRASSEUR
M. Alexei SENTCHEV
M. Jeffrey PADUAN
M. Alexander BARTH
M. Yann OURMIERES
Mme. Anne MOLCARD
M. Philippe FORGET

Directeur de Recherche, CNRS
Maître de Conférence, ULCO
Associate Professor, NPS Monterey CA
Chercheur Qualifié, FNRS
Maître de Conférence, UTLN
Professeur, UTLN
Directeur de Recherche, CNRS

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directrice
Co-directeur

*À mon frère, Guillaume
À mon beau-père, Yves
partis trop tôt...*

*À ma femme, Adélaïde
À mon fils, Lucas
toujours là...*

Faire face
(*Georges Guynemer*)

Remerciements

Effectuer une thèse n'a pas toujours été une évidence pour moi car j'avais de nombreux a priori : inaccessible, fastidieux, sans intérêt, ennuyeux. Pourtant, me diriger vers la recherche devint évident, quand en situation opérationnelle, observant le ciel et la mer du haut du pont 07 du Porte-avions Nucléaire Charles de Gaulle, certaines de mes questions restaient sans réponses. Mes supérieurs hiérarchiques de l'époque, en particulier Ludovic Pierredon et Stéphane Letirand, ont compris ma façon de penser. Je remercie les personnes qui m'ont aidé à quitter les drapeaux afin de reprendre mes études.

Le hasard m'a fait rencontrer Anne Molcard, ma directrice de thèse, qui après un premier stage de Master 1 à propos du fameux ADUSIMICO, m'a accordé la chance d'effectuer mon stage de Master 2 qui déboucha sur mes travaux de thèse au sein du LSEET qui depuis est devenu le MIO. Anne, pour cette opportunité que tu m'as offerte, pour la confiance, le soutien, l'encadrement que tu m'as apporté, pour les sorties en mer et pour tout ce que j'oublie, je souhaite te remercier chaleureusement et j'espère que la fin de cette thèse ne marquera pas le fin de notre collaboration. Ces dernières années m'ont également permis de travailler avec Philippe Forget, dont sa fonction de co-directeur de thèse aurait pu le laisser à un second plan de mes travaux mais qui pourtant m'a apporté un soutien sans faille, présent à toutes les étapes de mes travaux de thèse, m'épaulant dès mon arrivée au laboratoire, en m'enseignant patiemment et corrigeant encore mes fautes d'orthographe aujourd'hui ! Philippe, je vous remercie.

Je tiens ensuite à remercier les différents membres du jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail.

Bien que ce manuscrit porte mon nom sur sa première page, c'est en fait un travail d'équipe mené avec les nombreuses personnes qui m'ont entouré au sein du MIO, en facilitant mon travail, en échangeant des idées, en répondant à mes interrogations, ou tout simplement, en rendant la vie quotidienne plus agréable. Ces personnes sont nombreuses et j'en oublierai probablement si je voulais toutes les remercier. Alors, je remercie tous ceux qui ont contribué au succès de mon travail. Je pense en particulier à Karen qui m'a permis de me sentir moins seul face à mon écran et de gagner un temps précieux sur l'utilisation de GLAZUR64. Je pense aussi à Lucio, mon acolyte des campagnes TOSCA. Je remercie également Yann, mon collègue de bureau, pour ces remarques toujours pertinentes, et Bruno, pour ses suggestions riches et variées... Mais je n'ai pas encore eu le temps de tout faire ! Je tiens aussi à remercier l'équipe Radar, en particulier Yves, Céline et Joël, qui m'ont fait partager leur savoir sur cet instrument complexe, Didier et Camille toujours présents pour déboguer mon ordinateur, m'expliquer les secrets du ssh, de la compilation avec Fortran et Fabienne pour les ordres de missions impromptus. Je remercie

également mes compagnons de galère, Jérémy, Amandine, Ambre, Genna, Gwendoline, et les thésards que j'ai connu depuis mon arrivée au labo, Alexandra, Amandine, Sara, Elisa. Je tiens à remercier également toutes les personnes avec qui j'ai pu avoir des discussions, Léo, Sébastien, Stéphane, Frédéric, Samuel, Hubert, Jean-Luc, Quentin, Pascal...

J'aimerai également remercier les personnes extérieures au MIO avec qui j'ai pu collaborer, Alexander Barth, Alexei Sentchev, Alejandro Orfila et les différents partenaires du projet TOSCA.

Je tiens également à remercier ma famille qui a toujours soutenu mes projets et m'a donné les moyens de les réaliser, mes parents Guy et Martine, toujours présents ; mes petites sœurs, Justine et Sabrina et mon beau frère, Sandy ; ma belle famille, Monique, Clara, Eric, Jean-Charles, Julien, Vincent et Anne ; ma grand-mère, mes oncles et mes tantes, en particulier tata Brigitte qui m'a appris à compter (ou presque !) et aussi mes cousins et cousines. Parce qu'ils ne verront jamais que j'y suis parvenu, mais n'ont jamais douté que j'y arriverai, je tiens à remercier mon petit frère, Guillaume, et mon beau-père, Yves, qui ne m'ont pas quitté depuis qu'ils sont partis.

Deux personnes ont également beaucoup compter pour moi au long de ce parcours et j'aimerai les remercier de m'avoir supporter patiemment : la femme que j'aime, Adélaïde, qui a su m'épauler, me reconforter pendant ces trois années qui ont pu être difficiles à certains moments et qui est prête à me suivre là où les courants et le vent nous porteront ; mon fils, Lucas, qui du haut de ses six ans voit toujours son papa partir à l'école le matin pour ensuite lui raconter des histoires sur des choses qui le passionnent déjà.

Je remercie aussi tous mes amis qui ne m'ont pas vu beaucoup pendant ces trois ans, pour n'en citer que deux, tonton Greg qui finalement m'aura précédé de quelques jours pour la soutenance de ces travaux de thèse et mon petit lapin, Davy.

Ces travaux ont été effectués dans le cadre des projets TOSCA, ECCOP et GMMC. Bien que les données de radar HF soient le jeu d'observation central de cette thèse, j'ai également utilisé de nombreuses données d'observation ou de simulations numériques et je tiens à remercier les différents organismes me les ayant fournis : Mercator-Océan, Météo France, Coriolis, My Ocean. Les simulations numériques réalisées avec la configuration GLAZUR64 ont été réalisées à l'IDRIS.

Table des matières

Remerciements	vii
Introduction	3
I Observation et modélisation de la circulation côtière en Mer Méditerranée Nord Occidentale.	11
1 Le radar courantométrique : un moyen d’observation synoptique des courants de surface en zone côtière	13
1.1 Généralités sur les radars courantométriques	14
1.1.1 Principe de la mesure des courants par radar	14
1.1.2 Les différents systèmes de radar courantométrique	16
1.1.3 Liens entre le traitement des signaux mesurés par radar et la résolution des vitesses radiales	17
1.1.4 Principales applications des radars courantométriques	20
1.1.5 Répartition des radars courantométriques à travers le monde	21
1.1.6 Implication des radars courantométriques pour l’étude de la circulation le long des côtes françaises	23
1.2 Traitement et validation des courants de surface mesurés par radar HF au large des côtes varoises	25
1.2.1 Le système d’observation par radar HF sur les côtes varoises	25
1.2.2 Campagnes de mesure in situ au large des côtes varoises	30
1.2.3 Traitement des vitesses radiales : du contrôle qualité à la validation des vitesses vectorielles	31
1.3 Caractérisation des propriétés du courant de surface à partir des mesures d’une station radar unique (Marmain et al., 2011)	37
2 La modélisation numérique : un outil de simulation de la circulation côtière	51
2.1 Configurations régionales de la Mer Méditerranée Nord Occidentale	51
2.1.1 NEMO - GLAZUR64	52
2.1.2 ROMS - RGLAZUR12	53
2.2 Forçages	54
2.2.1 Forçages atmosphériques	54

2.2.2	Forçages océaniques	55
2.3	Validation des outils de simulation	55
2.3.1	Validation des courants de surface	55
2.3.2	Validation des températures de surface	60
2.3.3	Représentation des masses d'eau sur la verticale	64
2.3.4	Validation des simulations de vent sur les côtes varoises	66
II Caractéristiques de la circulation côtière sur les côtes varoises à partir des données de radar HF		71
3 Caractéristiques de la circulation côtière sur les côtes varoises à partir des données de radar HF		73
3.1	Phénomènes périodiques identifiés par l'analyse spectrale des données de la station radar de Peyras	73
3.1.1	Données	73
3.1.2	Correspondance des spectres de vitesses radiales et vectorielles	74
3.1.3	Identification de phénomènes périodiques à partir des séries longues de vitesse radiale issues du radar PEY.	79
3.1.4	Conclusion partielle	86
3.2	Variabilité du Courant Nord au large des côtes varoises à partir des vitesses de surface radar HF (2010-2012)	87
3.2.1	Méthodologies d'identification du CN	87
3.2.2	Variabilité des caractéristiques de la veine de CN	95
3.2.3	Conclusion partielle	99
3.3	Analyse d'un événement de méso-échelle (Guihou et al., 2013)	100
III Assimilation de vitesses de surface mesurées par radar HF		101
4 Généralités sur l'assimilation de données		103
4.1	Définitions des variables et des erreurs associées	103
4.2	Méthodes stochastiques d'assimilation de données	106
4.2.1	Estimation de l'état optimal : la méthode BLUE	106
4.2.2	Filtres de Kalman de rang plein	109
4.2.3	Filtres de Kalman de rang réduit	111
4.3	Autres méthodes d'assimilation de données	126
4.3.1	Méthodes variationnelles	126
4.3.2	Nudging	127
4.4	État de l'art de l'assimilation des vitesses de surfaces issues des radars courantométriques.	129
4.5	L'assimilation de données pour le contrôle des forçages	133
4.5.1	Contrôle du vent	133
4.5.2	Contrôle des OBC	133

4.6 Conclusion	134
5 Estimation optimale des forçages par assimilation de vitesses de surface mesurées par radar HF	137
5.1 Caractérisation de l'erreur du modèle avec les méthodes d'ensemble	137
5.1.1 Génération de l'ensemble	138
5.1.2 Analyse des erreurs du modèle	140
5.2 Assimilation de courants de surface mesurés par radar HF pour l'optimisation de forçages en Méditerranée Nord Occidentale (Marmain et al., en révision)	151
Conclusion	185
Bibliographie	191
Table des figures	211
Liste des tableaux	217
A Une étude de cas de la dynamique de méso-échelle en Méditerranée Nord Occidentale : une approche combinant observations et simulations numériques (Guihou et al., 2013)	221
B Estimateurs statistiques de l'Erreur et variabilité	239
C Data INterpolation using EOF	241
C.1 Description de la méthode	241
C.2 Implémentation de DINEOF sur la configuration PEY-POB	243
D Combinaison des vitesses radiales par la méthode des moindres carrés	251
E Généralités sur la formulation des conditions aux frontières ouvertes (OBC)	255
E.1 Les méthodes de relaxation	256
E.2 Les méthodes radiatives	256
E.3 Les imbrications "one-way" et "two-way"	259

Introduction

Le Courant Nord méditerranéen : la principale composante de la circulation côtière en Méditerranée Nord Occidentale

La zone de transition entre le continent et l'océan hauturier constitue l'océan côtier¹ dont la dynamique est conditionnée par les faibles profondeurs, la présence de la côte et est gouvernée par de nombreux forçages : la marée, le vent, les flux à l'interface air/mer (chaleur, précipitation/évaporation, bio-géochimique), les apports hydrologiques continentaux et le forçage de la circulation de grande échelle. L'impact de la topographie et des forçages est à l'origine de processus non linéaires associés à des échelles spatiales de l'ordre de 1 à 100 km et des échelles temporelles se répartissant de l'heure à l'année (Fig.1).

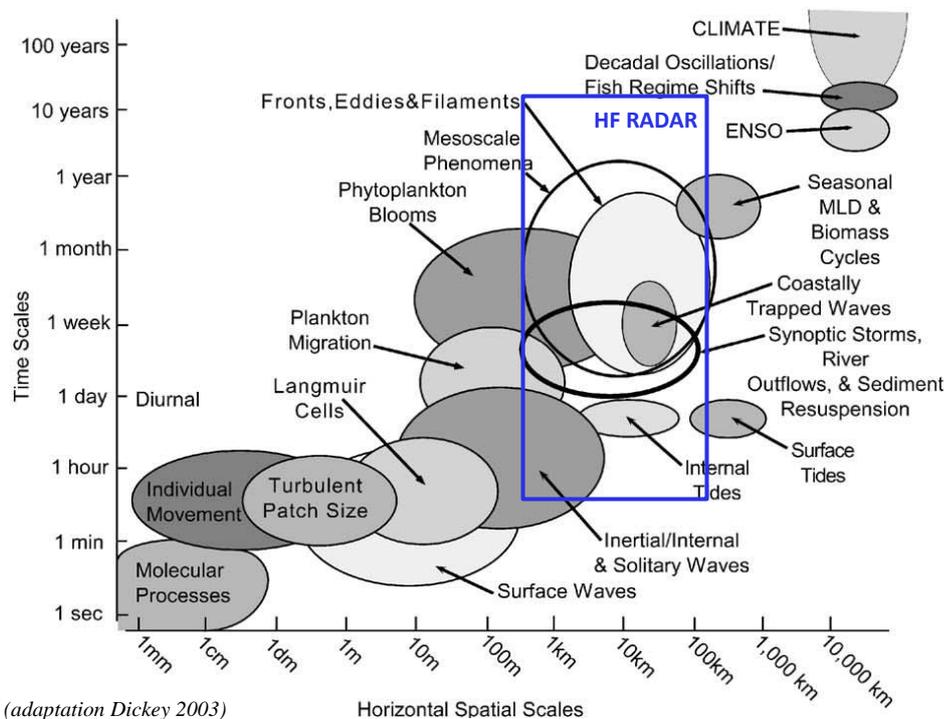


FIGURE 1 – Echelles résolues par les radars courantométriques. Adaptation du diagramme de Dickey (2003).

En Méditerranée Nord Occidentale, la principale composante de la circulation côtière est un courant côtier, appelé Courant Nord (CN) ou Courant Liguro-provençal, qui s'écoule en particulier le long de la façade maritime française, au large des côtes varoises (Fig. 2). Il représente la composante Nord de la circulation générale cyclonique dans le bassin Ouest méditerranéen qui a été décrite dans différentes études (e.g. Millot, 1999; Langlais, 2007; Schaeffer, 2010; Duchez, 2011; Guihou et al., 2013).

Cette circulation est soumise à un régime microtidal (e.g. Alberola et al., 1995b) et résulte principalement de forçages d'origine climatique. Le climat doux et humide est à l'origine d'une forte évaporation entraînant un déficit en eau qui n'est pas compensé par les précipitations et les

1. L'océan côtier est à distinguer de l'océan littoral qui constitue la zone directement en contact avec la surface continentale et qui présente les plus faibles profondeurs. L'eau et les sédiments y sont fortement affectés par le mouvement et le déferlement des vagues.

apports d'eau continentale, ce qui fait de la Méditerranée un bassin d'évaporation et de concentration en sel. L'équilibre se maintient par le détroit de Gibraltar où les eaux atlantiques entrent en surface, plus froides et dessalées, et où les eaux méditerranéennes sortent en profondeur, plus chaudes et plus salées permettant d'évacuer l'excès de sel. La circulation est également soumise à la force de Coriolis qui dévie les masses d'eau vers la droite les contraignant à s'écouler le long des côtes, formant ainsi une circulation cyclonique. Un schéma de la circulation générale dans le bassin méditerranéen peut être trouvé dans [Millot \(1999\)](#).

Les eaux de surface atlantiques modifiées (MAW²), situées jusqu'à 200 m de profondeur, caractérisent la couche de surface Nord méditerranéenne. Elles résultent de l'écoulement des eaux atlantiques le long des côtes du Maghreb qui, soumises à une forte activité de méso-échelle, se mélangent avec les eaux environnantes. Pendant leur circulation dans le bassin occidental, elles peuvent être fortement refroidies en hiver et former l'eau hivernale modifiée (WIW³).

Au niveau du canal de Sicile, deux branches de circulation se distinguent en surface. La première remonte le long des côtes italiennes, alors que la seconde s'écoule dans le bassin oriental en suivant les côtes tunisiennes. C'est dans ce dernier que se forment les eaux levantines intermédiaires (LIW⁴) qui résultent de la convection des eaux de surface refroidies par les vents hivernaux et qui atteignent une profondeur de stabilité comprise entre 200 et 800 m. La LIW s'écoule ensuite dans le bassin occidental par le canal de Sicile en restant à cette profondeur et suivent la même circulation que la MAW en surface. Toujours guidées par la bathymétrie, elles suivent les côtes italiennes. La MAW et une petite partie de la LIW franchissent le canal de Corse, formant le courant Est Corse (ECC⁵) alors que la majeure partie de la LIW contourne la Corse et la Sardaigne par le Sud formant le courant Ouest Corse (WCC⁶).

Les eaux profondes de la Méditerranée Ouest (WMDW⁷) sont formées dans le bassin Liguro-Provençal par convection. En hiver, des vents forts et secs, d'origine continentale, créent une évaporation importante et refroidissent significativement la couche de surface. Des eaux plus denses se forment à la surface et plongent jusqu'à atteindre leur équilibre (~ 800 m - fond).

L'ajustement géostrophique de ces différentes masses d'eau est responsable de la circulation cyclonique observée en Méditerranée Occidentale. En particulier le CN est un courant de densité généré par la circulation des différentes masses d'eaux méditerranéennes qui résulte de la rencontre des courants ECC et WCC en mer de Ligure. Il s'écoule le long des côtes italiennes, françaises et espagnoles jusqu'au niveau des îles Baléares où il se sépare en deux veines. La première continue vers le Sud en suivant les côtes espagnoles, alors que la seconde est déviée vers l'Est, au Nord des îles Baléares, pour fermer la boucle de circulation cyclonique de la Méditerranée Nord occidentale.

Depuis les années 1980, de nombreuses études ont permis de préciser les caractéristiques du CN. Cette veine de courant est définie différemment en fonction de la zone et des auteurs. En

2. Modified Atlantic Water

3. Western Intermediate Water

4. Levantine Intermediate Water

5. Eastern Corsican Current

6. Western Corsican Current

7. Western Mediterranean Deep Water

considérant des sections verticales, [Petrenko \(2003\)](#) définit le CN comme présentant des vitesses supérieures à 0.05 m/s sur le talus du golfe du Lion. Au large de Nice, [Alberola et al. \(1995a\)](#) utilisent un seuil de 0.1 m/s et [Niewiadomska \(2008\)](#) le définit par rapport à sa vitesse maximale. D'autres études montrent qu'il affecte toute la couche d'eau car il n'existe pas de cisaillement de vitesse entre les masses d'eaux le constituant ([Conan and Millot, 1995](#)). Le CN est aussi identifiable par sa signature thermique de surface, car il forme une langue d'eau plus chaude que les eaux du plateau ou du large, héritée du courant ECC ([Millot and Wald, 1980](#); [Crépon et al., 1982](#)).

Le CN présente une variabilité saisonnière marquée qui affecte notamment sa position, sa largeur, sa profondeur et son intensité. Elle est due à la variabilité des courants ECC et WCC qui font varier son transport de 1 à 2 Sv en fonction des saisons ([Béthoux et al., 1982](#); [Alberola et al., 1995a](#)), ce transport étant du même ordre de grandeur que les apports d'eau par le détroit de Gibraltar. L'action des forçages atmosphériques n'explique qu'une faible part de la variabilité du CN, principalement due aux forçages thermohalins ([Béthoux et al., 1982](#)). En été et en automne le CN est influencé par l'ECC et le WCC. Il est large d'environ 40 km, profond de 250 m et s'écoule avec des vitesses moyennes de l'ordre de 0.2 m/s (e.g. [Alberola et al., 1995a](#); [Conan and Millot, 1995](#); [Millot, 1999](#); [Petrenko, 2003](#)). En hiver l'augmentation du transport de l'ECC à travers le canal de Corse, trois fois plus important en cette saison, entraîne une accélération et un resserrement de la veine qui se rapproche des côtes ([Taupier-Letage and Millot, 1986](#); [La Violette, 1994](#)) et présente une largeur de 25 km et une profondeur de 450 m avec des vitesses pouvant atteindre 1 m/s ([Sammari et al., 1995](#); [Petrenko, 2003](#)). Cependant ce schéma saisonnier peut être fortement perturbé par des variations de forte amplitude associées à des phénomènes de méso-échelle dues aux conditions atmosphériques, aux apports fluviaux, à la formation d'eau profonde, à la propagation de méandres et à la formation de tourbillons.

Le CN est naturellement guidé par la bathymétrie et s'écoule le long des isobathes 1000 et 2000 m ([Conan and Millot, 1995](#); [Flexas et al., 2005](#)). Cependant les forçages atmosphériques et les nombreux canyons qui indentent le talus continental peuvent ainsi contribuer aux instabilités du CN. La variabilité importante qui en découle est surtout marquée en hiver, quand le CN est plus intense et plus près des côtes. L'influence de la bathymétrie accidentée y est plus forte et des instabilités peuvent alors se développer, générant des méandres d'amplitude 10-20 km et de longueur d'onde allant de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres, avec des vitesses de propagation de l'ordre de 10 km/jour et associés à des oscillations dans les bandes temporelles 2 à 6 jours et 10 à 20 jours. Ces méandres ont été observés en mer de Ligurie et au large de Nice ([Crépon et al., 1982](#); [Alberola et al., 1995b](#); [Sammari et al., 1995](#)) et le long du talus du golfe du Lion ([Flexas et al., 2002](#)). Récemment un méandre du CN a également été étudié au large des côtes varoises ([Guihou et al., 2013](#)).

Le renforcement des instabilités peut être à l'origine de la formation de tourbillons anticycloniques qui se détachent du CN et se propagent le long de celui-ci sur le plateau du golfe du Lion ([Flexas et al., 2002](#); [Petrenko, 2003](#); [Echevin et al., 2003](#); [Rubio et al., 2005](#)). La discontinuité topographique du plateau du golfe du Lion induit un changement de direction de la veine du CN qui peut entraîner des instabilités affectant la pénétration sur le plateau d'une partie de l'écoulement. Ces intrusions peuvent également être favorisées par le rotationnel du vent ([Petrenko](#)

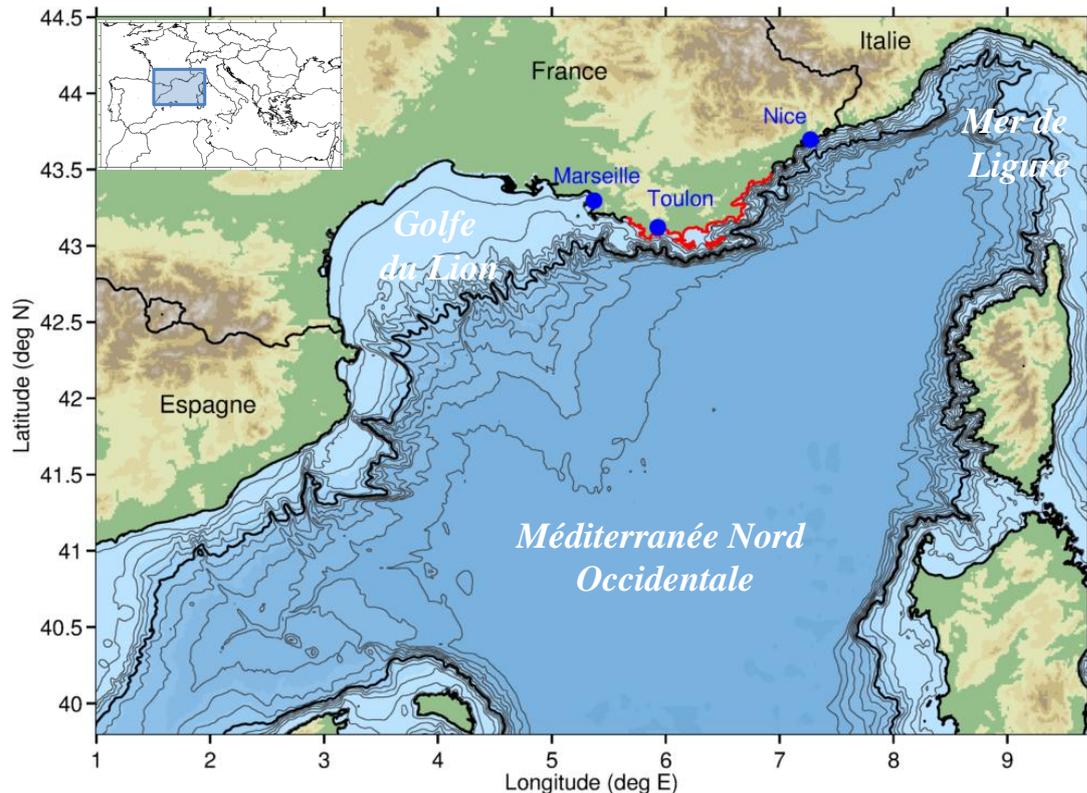


FIGURE 2 – Bathymétrie de la Méditerranée Nord Occidentale. Les isobathes 0, 50, 100, 250 puis jusqu'à 2500 m tous les 250 m sont montrées. Les isobathes 0 et 1000 m sont tracées en noir. La côte varoise est matérialisée en rouge.

et al., 2008; Schaeffer et al., 2011b).

Utilisation des radars HF pour une meilleure connaissance de la circulation côtière : application aux côtes varoises

Bien que le CN a été largement étudié au large de Nice (e.g. Alberola et al., 1995b; Sammari et al., 1995), de Marseille (e.g. Conan and Millot, 1995) et dans le golfe du Lion (e.g. Petrenko, 2003), la zone des côtes varoises qui constitue une zone de transition entre la mer de Ligurie et le golfe du Lion est encore mal connue. Les processus siégeant dans cette zone et leur connaissance lacunaire font des côtes varoises une zone d'étude importante pour la compréhension de la dynamique en Méditerranée.

Cette thèse est une contribution à la description des **principales caractéristiques de la circulation océanique côtière au large des côtes varoises**. Du fait que le principal instrument de mesure utilisé soit un système radar HF, ces caractéristiques intéressent en premier lieu la circulation de surface.

La circulation côtière est caractérisée par des processus de submésos- à méso-échelle (de l'ordre de 1 à 100 km et de 1 h à une année, e.g. Fig.1). Les moyens conventionnels d'observation in situ

(e.g. ligne de mouillage, sondage de température et salinité) ou par télédétection spatiale (e.g. altimétrie, température de surface) ne permettent pas de résoudre convenablement ces échelles. En effet, l'instrumentation in situ ne permet pas d'avoir à la fois un échantillonnage spatial et temporel à haute résolution et régulièrement espacé. Les instruments de télédétection spatiale présentent une période de répétition élevée (> 1 jour) avec des résolutions souvent mal adaptées à la bande côtière.

Les radars courantométriques, souvent appelés radars HF⁸ (HFR) surmontent les limitations des autres instruments, in situ et spatiaux, en permettant des mesures de vitesse de surface avec une résolution de l'ordre de 1 km, une portée pouvant dépasser les 100 km et une résolution temporelle horaire (Fig.1). Au moins deux stations radars HF distantes sont nécessaires pour obtenir une information vectorielle sur le courant de surface. L'utilisation du radar HF est en plein essor, en particulier en Méditerranée. Cette thèse a débuté avec l'installation d'une première station HFR sur les côtes varoises en mai 2010 qui a permis d'acquérir des données inédites sur une longue période mais a fonctionné seule jusqu'en Novembre 2011. Ce fonctionnement prolongé (~ 1.5 an) avec une seule station nous a poussé à **développer des méthodes permettant d'obtenir des informations sur la circulation à partir d'une station radar HF unique.**

Les informations fournies par les observations restent néanmoins partielles. La modélisation numérique, qui connaît un développement important depuis de la fin des années 1980 en Méditerranée, donne accès à des informations 4D sur l'état de l'océan complétant ainsi les observations. La description du milieu côtier nécessite des configurations dites régionales, définies sur un domaine réduit afin de limiter les coûts de calcul, mais avec des résolutions permettant de résoudre les échelles côtières.

L'utilisation de configurations régionales soulève différentes difficultés ayant une répercussion sur la précision de la solution calculée par le modèle. Mis à part les erreurs qui apparaissent généralement en modélisation dues, par exemple, à la bathymétrie, la discrétisation spatiale et temporelle ou la paramétrisation des phénomènes sous maille, les configurations régionales sont soumises à la qualité des forçages extérieurs permettant de prescrire les flux atmosphériques en surface et les conditions aux limites océaniques. Les forçages sont souvent donnés par des configurations de plus basse résolution ce qui peut poser des problèmes spécifiques. En particulier, pour les forçages océaniques, le problème de réduction d'échelle ("downscaling"), dû à l'imbrication ("nesting") du domaine régional dans le domaine de plus grande emprise, implique des interpolations sur les frontières entre ces modèles, ceux-ci pouvant avoir des dynamiques incompatibles (Auclair et al., 2001).

La qualité des forçages atmosphériques ou océaniques a également un impact important sur les simulations. En particulier, l'impact important du vent sur la circulation en zone côtière a été montré à plusieurs reprises (He et al., 2004; Barth et al., 2008b; Langlais et al., 2009a; Schaeffer et al., 2011a). Par ailleurs, le comportement d'un courant côtier et en particulier le CN, contraint par sa dynamique en amont, est influencé par la qualité des forçages aux frontières du domaine régional (Guihou, 2013).

8. En radio-océanographie, le terme HF qui désigne normalement la bande fréquentielle de 3-30 MHz désigne également une partie de la bande VHF (30-50 MHz) (e.g. Barrick, 1978).

Les forçages sont également entâchés d'erreurs et leur optimisation est alors une voie pertinente pour corriger les modèles. Dans cette thèse, nous explorons l'**optimisation les forçages de vent et aux frontières océaniques ouvertes d'un modèle régional aux équations primitives afin de corriger les simulations de courants de surface à partir des vitesses de surface mesurées par radars HF** dans la zone côtière située au large des côtes varoises.

L'assimilation des vitesses de surface pour la correction des forçages de modèles régionaux et leur imbrication dans des configurations de plus grande ampleur en sont encore à un stade exploratoire. De plus, l'assimilation de données radar HF en Méditerranée n'a pas encore fait l'objet de publication.

Les études menées lors de cette thèse ont été réalisées dans le cadre de différents projets. Le projet ECCOP⁹ ("Etude de la Circulation Côtière en zone Provençale") est un projet soutenu par LEFE/IDAO (2011-13). Il s'intéresse en particulier à la description des processus de méso-échelle et leur rôle dans la dynamique et la variabilité de la circulation dans la zone située devant les côtes varoises jusqu'à 100 km au large. Cette thèse contribue également au projet TOSCA¹⁰ ("Tracking Oil Spill and Coastal Awareness"), cofinancé par le Fond Européen de Développement Régional (FEDER) dans le cadre du Programme Med (2010-2013), qui a pour objectif d'améliorer la qualité et l'efficacité de la décision en cas d'accidents maritimes en Méditerranée, afin d'apporter une réponse efficace en cas de pollution d'hydrocarbures ou d'opérations de recherche et de sauvetage.

Cette thèse s'inscrit également dans d'autres activités nationales comme le GMMC¹¹ ou le chantier national MISTRALS¹².

Plan de thèse

Le principe de mesure des courants de surface avec les radars courantométriques et les spécificités du système radar HF des côtes varoises sont présentés dans la **première partie**. L'installation récente de ce système nous a conduit à valider les mesures de vitesses en vue de leur utilisation. Par ailleurs, la disponibilité d'une seule station radar HF sur une longue période a mené au développement de méthodes afin d'utiliser les vitesses provenant d'une station unique (Marmain et al., 2011). La description de la circulation est également réalisée à l'aide de modèles numériques qui sont présentés dans cette partie. Les champs simulés sont validés par la comparaison avec les observations radar HF d'une part, et avec des observations de températures de surface satellitales et des profils de température et salinité in situ d'autre part.

Dans la **seconde partie**, nous montrons que les vitesses radiales provenant d'une seule station peuvent être utilisées pour obtenir des informations sur la circulation de surface. Dans un premier temps, nous identifions les principaux phénomènes périodiques affectant la circulation de surface au large des côtes varoises. Puis les caractéristiques de position, largeur et vitesse de la veine du

9. <http://hfradar.univ-tln.fr/HFRADAR/squel.php?content=ProgrammesScientifiques.php>

10. <http://www.tosca-med.eu/>

11. Groupe Mission Mercator Coriolis

12. Mediterranean Integrated STudies at Regional And Local Scales

CN sont extraites. Cette partie utilise les données de vitesse mesurées sur la période mai 2010 - septembre 2012.

L'assimilation des données radar HF est traitée dans la **troisième partie**. Des généralités sur les méthodes d'assimilation de données sont présentées de manière préliminaire. Ensuite, une quantification de l'erreur sur les vitesses de surface d'une configuration de la Méditerranée Nord Occidentale due à des incertitudes sur les forçages de vent et aux frontières océaniques est réalisée. L'assimilation des vitesses radar HF est effectuée pour optimiser ces forçages afin de réduire les erreurs sur les courants de surface.

Première partie

Observation et modélisation de la circulation côtière en Mer Méditerranée Nord Occidentale.

Chapitre 1

Le radar courantométrique : un moyen d'observation synoptique des courants de surface en zone côtière

La zone côtière est le siège de phénomènes physiques ayant des échelles de variabilité spatiale et temporelle qu'il est difficile de résoudre avec des moyens conventionnels d'observation. Les instruments de mesure in situ (e.g. flotteurs de surface ou ARGO, ADCP, mouillage, glider) permettent d'obtenir une fréquence temporelle d'échantillonnage élevée mais ne peuvent pas être positionnés simultanément en tous points de l'océan. Les observations réalisées par télédétection satellitales, permettent d'obtenir une mesure quasi-instantanée à haute résolution spatiale des paramètres de surface de l'océan. Cependant elles présentent une trop basse résolution temporelle pour résoudre des phénomènes de méso-échelle. De plus la résolution de la plupart des capteurs embarqués actuels ne permet pas d'obtenir des informations fiables, en particulier dans la bande côtière¹.

Dans ce contexte, les radars courantométriques côtiers permettent d'apporter des informations là où les autres instruments n'en ont pas la capacité. Installés sur les côtes, ils permettent notamment d'effectuer des mesures des courants de surface en continu sur une zone étendue, avec des portées pouvant dépasser 100 km. Ils fournissent des observations ayant des résolutions spatiales relativement fines ($\mathcal{O}(100m - 1km)$) avec un échantillonnage temporel haute fréquence (jusqu'à une carte toutes les 20 minutes). Ces performances ont largement été exploitées afin de décrire des phénomènes allant de la submésos-échelle à l'échelle synoptique dans la zone côtière (récemment, Kaplan and Largier, 2006; Shay et al., 2007; Yoshikawa et al., 2007; Shadden et al., 2009; Parks et al., 2009; Molcard et al., 2009; Allou et al., 2010; Kim, 2010; Sentchev et al., 2011; Guihou et al., 2013).

L'objectif de ce chapitre n'est pas de décrire précisément la physique de la mesure d'un tel système, ni même le traitement des mesures. Nous nous placerons du point de vue d'un utilisateur ayant à sa disposition des mesures de courant fournies par différents sites. La première section

1. Notons cependant l'évolution actuelle de l'altimétrie pour l'étude du milieu côtier avec le lancement du satellite SARAL (<http://smc.cnes.fr/SARAL/Fr/>) en février 2013 qui embarque l'altimètre de haute précision Alti-Ka dédié à la mesure de la topographie de la surface des océans.

donnera les éléments clés pour la compréhension de la physique de la mesure afin de comprendre les limitations imposées par le système. Nous nous intéresserons également aux applications de ce type de système et à sa répartition géographique au niveau mondial. La deuxième section s'intéressera à l'observation par radar courantométrique sur la côte varoise et aux traitements des données de courants de surface issus des mesures. Dans la troisième section nous proposerons différentes méthodes pour tirer profit des données provenant d'une station unique.

1.1 Généralités sur les radars courantométriques

1.1.1 Principe de la mesure des courants par radar

La mesure du courant de surface à l'aide des radars courantométriques côtiers repose sur le principe de la diffraction de Bragg cohérente. Le principe de l'interaction entre les ondes électromagnétiques (EM) et les vagues a été montré expérimentalement par [Crombie \(1955\)](#) qui, le premier, a envisagé le radar HF comme un instrument de mesure du champ de vagues. L'étude des spectres Doppler, qui rendent compte du décalage fréquentiel entre les signaux émis et reçus par un HFR pendant la durée de la mesure, présentent des caractéristiques particulières (Fig.1.1). Ils consistent en deux pics d'énergie, disposés de part et d'autre de la fréquence porteuse f_0 de l'onde EM émise par le HFR, entourés d'un continuum ayant une énergie beaucoup plus faible. Crombie a montré que ces pics provenaient de deux sources distinctes se déplaçant à vitesse constante. Cette vitesse est calculée en utilisant la relation exprimant la vitesse de déplacement des sources v_B^0 en fonction du décalage Doppler f_B :

$$v_B^0 = \lambda \frac{f_B}{2} \quad (1.1)$$

où λ représente la longueur d'onde de l'onde EM émise. Soit la relation de dispersion des ondes de gravités en eaux profondes donnée par

$$v_B^0 = \sqrt{\frac{gL_B}{2\pi}} \quad (1.2)$$

où L_B représente la longueur d'onde du train de vague océanique et g l'accélération de la gravité. Connaissant f_B , [Crombie \(1955\)](#) a pu en déduire L_B en résolvant 1.1=1.2, tel que

$$L_B = \frac{\lambda}{2} \quad (1.3)$$

Ainsi, tous les trains de vague présents à la surface de la mer contribuent à la diffraction de l'onde EM émise par le radar, mais les trains de vague qui diffusent le maximum d'énergie dans la direction du radar sont ceux dont la longueur d'onde mesure la moitié de celle émise par le radar et se déplaçant vers lui (fréquence Doppler positive) ou en direction opposée (fréquence Doppler négative). Cet effet est connu comme la diffraction de Bragg. Par extension, nous parlerons de raies de Bragg, pour parler des deux pics créés par les vagues de Bragg.

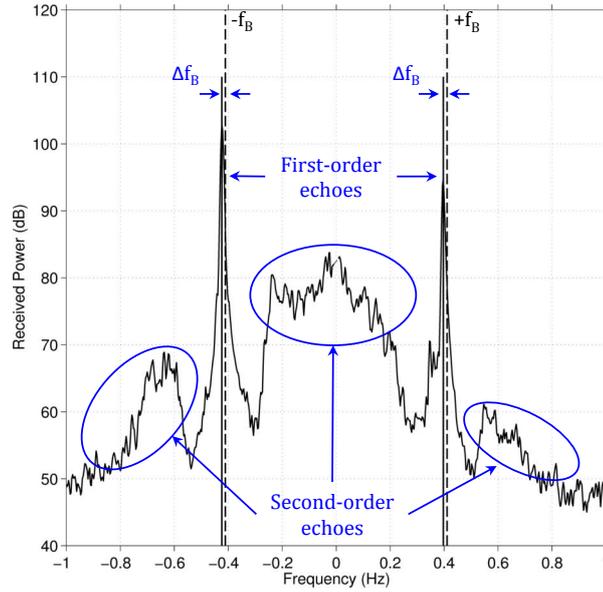


FIGURE 1.1 – Exemple de spectre Doppler d'un signal rétrodiffusé par la surface de la mer en direction du HFR. Les raies du premier ordre et les échos du second ordre sont visibles. Le décalage entre les fréquences de Bragg théoriques ($\pm f_B$) et mesurées est représenté par la quantité Δf_B .

La théorie de ce mécanisme a été développée dans différentes études (Rice, 1951; Barrick and Peake, 1967; Barrick, 1968, 1972). Il apparaît que le spectre de puissance Doppler consiste en deux raies discrètes, qualifiées d'échos du premier ordre, avec un décalage fréquentiel $f_B = \pm \sqrt{\frac{gf_0}{\pi c}}$ par rapport à la fréquence porteuse f_0 . Le continuum d'énergie, apparaissant sur le spectre, est associé à des phénomènes d'ordres supérieurs et sera qualifié de second ordre. Il a été prouvé expérimentalement que ces échos du second ordre sont principalement dus aux échos de mer plutôt qu'à du bruit dans le système de mesure (Barrick, 1978). Le second ordre n'est pas utilisé en courantométrie mais pourra se confondre avec les pics du premier ordre en cas de présence de houles longues ou d'états de mer importants.

L'observation de positions expérimentales des pics de Bragg montre que celles-ci sont décalées d'une fréquence Δf_B par rapport à f_B (Fig.1.1). Ce décalage est dû au transport des vagues par les courants sous-jacents (Stewart and Joy, 1974). Les radars permettent ainsi de mesurer la composante du courant dans la direction radiale, définie comme la direction de propagation des vagues de Bragg. Soit \mathbf{e}_r , un vecteur unitaire de cette direction radiale orienté vers le radar. Dans le cas monostatique, c'est à dire quand l'émetteur et le récepteur sont colocalisés, la direction radiale correspond également à la direction de visée du HFR qui représente les normales aux cercles dont le HFR est au centre. Dans le cas bistatique, c'est-à-dire quand l'émetteur et le récepteur sont distants, ces directions radiales correspondent aux directions normales aux ellipses qui représentent les lieux tels que la distance totale parcourue par l'onde EM entre l'émetteur et le récepteur, représentant les foyers de ces ellipses, soit constante².

La vitesse des vagues de Bragg dans la direction radiale v_B correspond alors à la somme de la vitesse de la vague de Bragg en l'absence de courant et de la vitesse du courant dans la direction

2. Nous noterons que le cas monostatique est un cas particulier du cas bistatique pour lequel les foyers sont colocalisés et les ellipses correspondent alors à des cercles.

radiale v_r :

$$v_B = v_B^0 + v_r \quad (1.4)$$

En utilisant la relation entre le décalage Doppler et la vitesse de déplacement, nous en déduisons

$$v_r = \lambda f_B \frac{\Delta}{2} \quad (1.5)$$

Une vitesse radiale positive indique que le courant est dirigé vers l'intérieur des ellipses.

Cette vitesse radiale, effectivement mesurée par le radar, correspond à la quantité définie par

$$v_r = 2k \int_{-\infty}^0 \mathbf{v}(z) \cdot \mathbf{e}_r \exp(2kz) dz \quad (1.6)$$

où \mathbf{v} représente le courant total et $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ est le nombre d'onde de l'onde EM émise par le radar (Stewart and Joy, 1974; Ha, 1979). Cette relation est établie, pour un profil vertical quelconque de vitesse, en se basant sur la théorie des vagues du premier ordre et les principales hypothèses formulées sont les suivantes :

- la hauteur des vagues est faible devant leur longueur d'onde ;
- la longueur d'onde des vagues est faible devant la profondeur (eaux profondes) ;
- la vitesse est constante sur un plan horizontal et à l'échelle de temps considérée ;
- la vitesse est faiblement cisailée sur la verticale.

Ainsi, la vitesse radiale effective dépend fortement du profil de courant. En considérant un profil linéaire, Stewart and Joy (1974) ont montré que la vitesse radiale effective correspond à la vitesse radiale à une profondeur $\mathcal{D}_R = \frac{\lambda}{8\pi}$. Alors la vitesse radiale effective correspond à la projection du courant total à cette profondeur sur la direction radiale et s'exprime par le produit scalaire

$$v_r = \mathbf{v}(z = \frac{\lambda}{8\pi}) \cdot \mathbf{e}_r \quad (1.7)$$

Cette valeur est souvent retenue dans les applications grâce à sa simplicité et parce qu'elle donne une bonne estimation de la vitesse radiale pour un profil monotone. Pour tenir compte de profils non monotones, certains auteurs considèrent que la vitesse radiale correspond à l'intégrale de la vitesse sur la couche de sub-surface comprise entre la profondeur $\frac{\lambda}{8\pi}$ et la surface (e.g. Ivonin et al., 2004).

Il faudra garder à l'esprit que ces valeurs sont obtenues en formulant des hypothèses qui pourront être trop restrictives, en particulier en cas de cisaillement important. Ce point fait toujours l'objet de travaux de recherche.

1.1.2 Les différents systèmes de radar courantométrique

Le développement des systèmes d'observation HFR n'a commencé que dans les années 1970 avec le développement aux Etats-unis par la NOAA³ du système CODAR⁴ (Barrick, 1977), un

3. National Oceanic and Atmospheric Administration

4. Coastal Ocean Dynamics Application Radar

système compact dont le SeaSonde (Paduan and Rosenfeld, 1996) est l'aboutissement commercial. Mais ce principe a été également été repris au Royaume-Uni avec l'OSCR⁵ (Prandle and Ryder, 1985) ou en Allemagne (Gurgel et al., 1986). D'autres systèmes ont également été développés comme le COSMER⁶ (Broche et al., 1987) en France principalement utilisé en VHF, le C-CORE (Ponsford et al., 2001) au Canada, le PISCES (Shearman and Moorhead, 1988) au Royaume-Uni, le WERA⁷ (Gurgel et al., 1999a) en Allemagne, le COSRAD⁸ (Heron, 1985) en Australie, l'OSMAR⁹ (Hou et al., 1997) en Chine et d'autres systèmes ont également été développés au Japon. Récemment, Fujii et al. (2013) ont présenté une revue des différents réseaux HFR en activité en Asie et en Océanie. Notons qu'aux Etats-Unis, l'Université de Hawaï développe un système de type WERA (<http://www.satlab.hawaii.edu/wiki/>) principalement destiné aux pays émergents grâce à son faible coût de construction.

L'utilisation des HFR embarqués à bord des navires a également été réalisée pour la mesure des courants de surface (Gurgel and Essen, 2000).

Ces systèmes se distinguent principalement par le type d'antennes de réception utilisé (quadripôle, antenne boucle ou réseau linéaire d'antennes), le type de signal émis (principalement "Continuous Wave" (CW), "Frequency Modulated Continuous Wave" (FMCW)) et les traitements effectués sur les signaux. Ces caractéristiques permettent notamment de définir les résolutions angulaires et radiales des vitesses mesurées par les radars. Gurgel et al. (1999b) effectue une étude présentant les limitations imposées par les traitements utilisés par ces systèmes radar.

Parmi ces systèmes, les radars commerciaux WERA et SeaSonde se distinguent particulièrement (Tab. 1.1). Grâce à son faible encombrement, le SeaSonde peut être déployé dans des endroits où l'espace disponible est limité et même avec un délai très court en cas d'accident maritime (Kjelaas and Whelan, 2011; Barrick et al., 2012). Le WERA présente un encombrement supérieur. Dans sa version standard, le réseau de réception est linéaire. Cependant des géométries non linéaires ont également été adoptées avec succès pour réduire l'emprunte au sol du réseau d'antenne de réception (e.g. Section 1.2). Les dispositions notablement différentes des antennes SeaSonde et WERA amènent à des traitements du signal différents, le SeaSonde faisant appel à un traitement en direction d'arrivée et le WERA typiquement (mais non exclusivement) à un traitement en formation de voie. Ces traitements sont expliqués de manière succincte en section 1.1.3. Une comparaison de ces deux systèmes est effectuée par Gurgel et al. (1999a) et Essen et al. (2000).

1.1.3 Liens entre le traitement des signaux mesurés par radar et la résolution des vitesses radiales

Les différents systèmes de HFR permettent d'obtenir des vitesses radiales, issues du traitement des signaux EM rétro-diffusés par une certaine surface de mer. Ces traitements définissent les résolutions spatiales de cette surface et la précision avec laquelle la vitesse radiale sera mesurée. Pour les applications océanographiques, il est essentiel de comprendre les caractéristiques des

5. Ocean Surface Current Radar

6. Courants Océaniques de Surface Mesurés par Radar

7. Wellen Radar

8. Coastal ocean Radar

9. Ocean State Monitoring and Analyzing Radar

vitesses radiales. Intéressons nous alors aux résolutions qui dérivent des traitements appliqués.

Résolution azimutale

Le traitement angulaire est nécessaire pour identifier la zone de la surface de mer qui rétro-diffuse l'information, vu que l'onde reçue par le réseau de réception provient de toutes les directions. Deux méthodes sont utilisées.

Le traitement par direction d'arrivé ("Direction Finding" DF, e.g. [Barrick and Evans, 1979](#)), par exemple avec l'algorithme MUSIC ("MUltiple SIgnal Characterization", [Schmidt, 1986](#)), permet de déterminer les directions de provenance des échos en comparant les phases et les amplitudes des ondes reçues par les différents monopoles du réseau de réception. Le DF permet de rendre les systèmes compacts car il peut être utilisé avec des réseaux de petite taille, typiquement 4 monopoles disposés en carré, dont la diagonale est au plus égale à $\lambda/2$ pour les CODAR, dont l'évolution SeaSonde n'utilise plus que des antennes boucles orthogonales pour la réception. Ce traitement est également applicable sur des réseaux avec un plus grand nombre de monopoles, comme avec les WERA.

La formation de voie ("Beam Forming" BF) s'appuie sur la théorie des antennes. Des pondérations adaptées sont appliquées sur les signaux reçus par chaque antenne de façon à former un lobe directionnel qui permet de sélectionner au mieux les signaux provenant d'une direction donnée. L'augmentation du nombre d'antennes permet d'améliorer la résolution angulaire. Les réseaux d'antennes sont souvent des réseaux linéaires dont les antennes sont séparées d'une demi longueur d'onde de l'onde émise. Ainsi l'espace au sol devient vite important ce qui limite leur installation en milieu côtier.

Des comparaisons entre les algorithmes BF et DF, basées sur l'utilisation de WERA et de CODAR/Seasonde, ont été réalisées dans différentes études (e.g. [Gurgel et al., 1997, 1999b](#); [Essen et al., 2000](#); [Sentchev et al., 2011](#)). Le principale avantage du DF est qu'il peut utiliser un réseau de réception faiblement étendu (typiquement avec un diamètre $\leq \lambda/2$ pour éviter les ambiguïtés) mais n'est approprié que pour la mesure des courants. Le BF nécessite un réseau de réception disposé linéairement et plus étendu (typiquement 8λ), mais permet également la mesure du spectre des vagues de surface. Pour un même réseau de réception, l'utilisation du DF permet d'obtenir une meilleur description des structures de petites échelles, mais présente un plus grand nombre de fausse alarmes.

Par ailleurs, la connaissance du diagramme de rayonnement des antennes, qui dépend du réseau et de l'environnement EM, est primordiale de manière à pouvoir identifier avec précision les directions d'où proviennent les signaux rétro-diffusés.

Résolution radiale

Le traitement radial (ou en distance) est défini par le type de signal émis. Ils peuvent être de type pulsé à fréquence continue (CW, Continuous Wave) comme pour le SeaSonde. La résolution radiale ΔR , tenant compte du trajet aller/retour, est alors liée à la durée de l'impulsion τ par la relation

$$\Delta R = \frac{c\tau}{2} \quad (1.8)$$

avec c la célérité de la lumière dans le vide. La durée des impulsions permet d'obtenir la portée non ambiguë du radar, ΔR .

Les signaux émis peuvent également être des chirps modulés en fréquence émis en continu (FMCW, Frequency Modulated Continuous Wave). C'est le cas du WERA. La fréquence du signal émis augmente linéairement tout au long de l'émission. La résolution radiale est alors liée à la largeur de bande B du signal émis par la relation

$$\Delta R = \frac{c}{2B} \quad (1.9)$$

Notons que ces résolutions radiales sont des résolutions théoriques. Les résolutions effectives sont dégradées par rapport à leur valeur théorique.

Résolution des vitesses radiales

La résolution de la vitesse radiale mesurée dépend directement de la résolution fréquentielle Doppler qui est inversement proportionnelle à la durée de la mesure ΔT , aussi appelée vacation. Ainsi, dans le cas d'un signal de type FMCW, $\Delta T = N_{chirp} \times \Delta t$, où Δt est la durée d'un chirp et N_{chirp} le nombre de chirps émis pendant la vacation. Cependant, afin d'augmenter le rapport signal à bruit lors des traitements fréquentiels, ΔT est découpé en N_{vac} sous parties. En procédant ainsi, nous admettons que le phénomène observé est stationnaire sur la durée de la vacation. La résolution fréquentielle est alors multipliée par N_{vac} . La résolution de la fréquence Doppler brute est donnée par

$$\delta f_d = \frac{N_{vac}}{\Delta T} = \frac{N_{vac}}{N_{chirp} \times \Delta t} \quad (1.10)$$

Nous en déduisons la résolution de la vitesse radiale en utilisant la relation qui lie la fréquence Doppler à la vitesse de déplacement :

$$\delta v_r = \frac{\lambda}{2} \delta f_d \quad (1.11)$$

Ainsi, la résolution de la vitesse radiale dépend uniquement de la longueur d'onde du radar et de la durée de la mesure.

Ces résolutions sont des résolutions minimales, qui pourront augmenter en fonction de la stratégie de traitement de signal adoptée (fenêtre de pondération, chevauchement temporel des échantillons...).

À noter

La précision de la vitesse obtenue à partir de l'Eq.1.11 repose sur des considérations élémentaires de durée du signal. Il existe aussi d'autres sources d'incertitude, plus ou moins bien quantifiées, dues par exemple aux différentes échelles présentes dans la surface participant à la rétrodiffusion, aux interactions vagues-courants ou à la profondeur effective du courant. La validation des mesures des courants de surface sur le terrain n'est pas évidente compte tenu du fait que ces courants représentent en réalité une quantité intégrée sur une certaine surface et une certaine couche. Différentes méthodes ont été utilisées pour quantifier l'erreur sur la mesure comme la comparaison avec des trajectoires de flotteurs de surface (e.g. [Ohlmann et al., 2006](#);

Shadden et al., 2009; Kuang et al., 2012) ou avec des ADCP (e.g. Graber et al., 1997; Nadai et al., 1997, 1999; Teague et al., 2001; Le Boyer et al., 2009).

1.1.4 Principales applications des radars courantométriques

La principale application de la radio-océanographie par HFR est la mesure du courant de surface dans la bande côtière permettant d'effectuer des mesures en continu sur une zone étendue. En fonction de la bande de fréquence utilisée (VHF ou HF), les portées s'étendent de 20 km à plus de 100 km avec des résolutions spatiales relativement fines ($\mathcal{O}(100m - 1km)$) avec un échantillonnage temporel haute fréquence (jusqu'à une carte toutes les 20 minutes).

De nombreux processus océaniques, présents en zone côtière, répartis sur une large gamme de fréquences spatiales et temporelles (submésos-échelle à synoptique), peuvent alors être étudiés à partir des radars. Nous pouvons citer en particulier :

- l'analyse des signaux de marée (e.g. Broche et al., 1986b; Prandle, 1991; Kaplan et al., 2005; Sentchev et al., 2011) ;
- l'analyse ou la détection de processus de méso-échelle comme des fronts, des méandres (Guihou et al., 2013) ou des tourbillons (Allou et al., 2010; Kim, 2010; Nencioli et al., 2010; Marmain et al., 2011; Schaeffer et al., 2011b) ;
- l'étude de la propagation d'onde en milieu côtier comme des ondes d'inertie (Rubio et al., 2011) ;
- l'estimation de la variation de la hauteur de la surface de la mer (Marmorino et al., 2004) ;
- l'étude de la divergence et du rotationnel du courant de surface (Kim et al., 2007) ;
- la variabilité à différentes échelles des courants côtiers (Kim et al., 2011) ;
- la quantification des échanges côte-large ;
- les panâches des rivières (Forget et al., 1990; Broche et al., 1998) ;
- les courants induits par le vent (Broche et al., 1983, 1986a) ;
- le transport lagrangien de surface (Molcard et al., 2009; Shadden et al., 2009; Haza et al., 2010; Uttieri et al., 2011) ;
- l'extraction des paramètres de l'état de mer (Forget, 1985; Lipa and Barrick, 1986).

L'assimilation de ces données dans les modèles connaît également un essor important depuis ces dernières années (c.f. chap. 4). Elles peuvent également être utilisées, comme données indépendantes, pour la validation des résultats de simulations numériques

- de modèle de circulation (e.g. Guihou et al., 2013; Schaeffer et al., 2011b) ;
- d'assimilation de données (Li et al., 2008),
- de marée (Broche et al., 1986b; Davies et al., 2001)
- de vagues (Wyatt et al., 2003).

Les mesures radars peuvent également être utilisées conjointement avec des mesures in situ, permettant d'obtenir une description plus complète de l'état de l'océan. De ce point de vue, cette thèse est associée aux travaux de Guihou et al. (2013), qui étudie un méandre du CN en utilisant des données de HFR, des données de télédétection satellitale, des mesures in situ et des simulations numériques. Elle est également associée aux travaux de Bellomo et al. (2013), qui étudie la situation hydrologique et dynamique dans le CN en se basant sur les données de HFR et des données mesurées par CTD (Conductivity-Temperature-Depth) et gliders. La correction de

champs de vitesse eulériens issues des HFR ou de simulations numériques à partir des trajectoires de flotteurs de surface avec l’algorithme LAVA (LAgrangian Variational Analysis) fait également l’objet de travaux en cours (Berta et al., 2013).

Les mesures par HFR ont également des applications opérationnelles comme la détection d’inondation, de tsunami (Barrick and Evans, 1979; Lipa et al., 2006, 2011; Gurgel et al., 2011), mais aussi la prédictibilité lagrangienne (Yaremchuk et al., 2013) ou les prévisions à court terme des courants de surface côtiers (Zelenke, 2005; Frolov et al., 2012; Barrick et al., 2012) appliquée aux opérations de recherche et sauvetage (search and rescue) ou au transport et au devenir d’objets flottants à la surface de la mer comme les polluants (Abascal et al., 2009, www.tosca-med.eu) ou les icebergs (Haykin et al., 1994).

D’autres applications utilisant les HFR sont également possibles, liées à l’environnement marin (transport biologique, gestion de la pêche, surveillance de la qualité des eaux), à l’activité anthropique en mer (gestion des ports, industries, plate-formes en mer, énergies renouvelables), à l’extraction du champ de vent de surface (Shen et al., 2012), à la détection de cible de surface (Grosdidier, 2010; Roarty et al., 2011) et également toutes les autres applications atmosphériques possibles qui ne seront pas détaillées dans ce document.

1.1.5 Répartition des radars courantométriques à travers le monde

Les applications des HFR sont nombreuses et ont lieu dans différents endroits du monde. Il est intéressant de s’intéresser à la répartition des HFR dans le monde. L’initiative récente GeoGlobalHFradar¹⁰ a permis d’obtenir, de la part des pays y participant, des informations sur la localisation et le type de radar installé. Un récapitulatif est donné dans le tableau 1.1. Bien qu’encore incomplet par rapport aux différents systèmes installés connus (e.g. radar de l’université de Hawaï, WERA de Grèce, SeaSonde de Malte, OSMAR de Chine ...), le tableau montre que l’observation par HFR est très inégalement répartie, principalement située le long des côtes des Etats-Unis, de la Corée du Sud, du Japon, de Taïwan et de l’Espagne. Nous constatons également que le nombre de HFR de type SeaSonde CODAR est largement supérieur au nombre de HFR de type WERA en opération.

Toujours en se basant sur cette base de données, la répartition géographique des HFR des pays méditerranéens est représentée sur la Fig.1.2. Nous constatons que le bassin occidental de la Mer Méditerranée a fait l’objet d’un effort d’observation plus important que le bassin oriental. Pour compléter cette carte nous pouvons évoquer l’installation des HFR maltais dans le cadre du projet CALYPSO¹¹ permettant d’obtenir des mesures de courant de surface dans le canal de Malte, et des HFR grecques permettant de mesurer les courants de surface à l’entrée du détroit des Dardanelles.

Notons également que les HFR sont souvent installés pour des campagnes ponctuelles (e.g. Molcard et al., 2009, MREA2007, 15 jours de mesure).

10. <https://siomail.ucsd.edu/mailman/listinfo/geo.global.hfradar>

11. <http://oceania.research.um.edu.mt/cms/calypsoweb/index.php?lang=en>

TABLE 1.1 – Inventaire des radars en fonctionnement à l'échelle globale réalisé par l'initiative GeoGlobalHFradar. Mis à jour en juin 2013.

Pays	CODAR	WERA
Australie	4	8
Brésil	2	0
Chine	4	0
Corée du Sud	23	2
Emirats Arabe Unis	2	0
Espagne	16	0
Etats-Unis	115	10
France	0	4
Inde	10	0
Indonésie	2	0
Irlande	2	0
Israël	2	0
Italie	3	0
Japon	22	0
Jordanie	1	0
Mexique	1	0
Norvège	2	0
Portugal	2	0
Russie	1	0
Taiwan	15	0
Thaïland	6	0
Vietnam	3	0

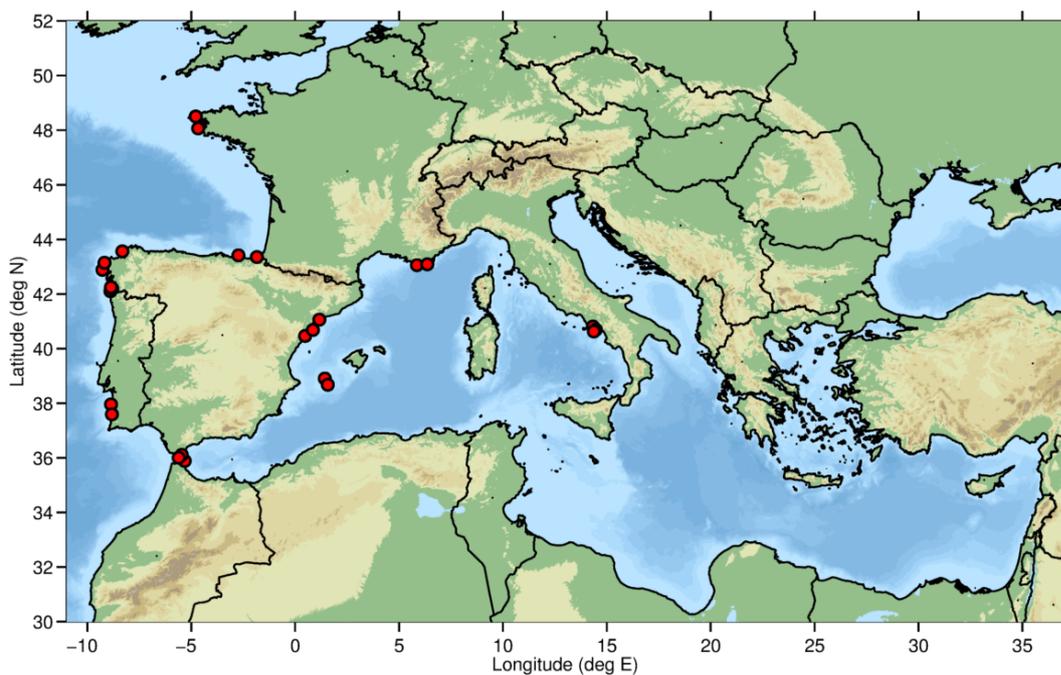


FIGURE 1.2 – Position des stations HFR en Méditerranée référencées dans la base de données GeoGlobalHFradar (points rouges). Mis à jour en juin 2013.

1.1.6 Implication des radars courantométriques pour l'étude de la circulation le long des côtes françaises

Le LSEET (Laboratoire de Sondage Electromagnétique de l'Environnement Terrestre), intégré au MIO (Institut Méditerranéen d'Océanologie) depuis 2012, a été précurseur en France dans le développement, l'installation et l'utilisation des systèmes radars courantométriques depuis la fin des années 1970 et plus récemment leur maintien en conditions opérationnelles.

L'espace côtier disponible en France est réduit par la présence de côtes escarpées et du fait d'une densité de population élevée, ce qui est notamment le cas sur la côte d'Azur. Par ailleurs, pour limiter les coûts, les systèmes d'observation ont souvent été mis en place pour des durées limitées associées à des campagnes de mesures dans le cadre de projets scientifiques. Les campagnes de mesure par radar HF/VHF menées par le LSEET/MIO ainsi que les programmes associés sont résumés dans le tableau 1.2 et un historique pourra être trouvé sur le site <http://hfradar.univ-tln.fr/HFRADAR/squel.php?content=Historique.php>.

En France, l'utilisation des HFR a pris un nouvel essor depuis une dizaine d'années. Actuellement, deux systèmes sont opérationnels. Un système est installé en mer d'Iroise dans le cadre du projet VIGICOTE¹² piloté par le SHOM¹³. Il permet, en plus des observations de courant de surface en Mer d'Iroise, d'établir des cartes de vent de surface, de hauteurs significatives des vagues, et donnent également le spectre directionnel des vagues pour une cellule de mesure¹⁴.

Un second système, installé sur les côtes varoises, est décrit en section 1.2. Un autre système est prévu d'être installé prochainement sur la côte d'Azur et pourra compléter le réseau MOOSE¹⁵ visant à mettre en place un système d'observation de la Méditerranée Nord Occidentale.

12. http://www.shom.fr/fr_page/fr_act_oceano/vagues/VIGICOTE/

13. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

14. http://www.previmer.org/observations/courants/radar_hf_iroise

15. www.moose-network.fr

TABLE 1.2 – Campagnes de mesure par radar HF/VHF menées par le LSEET/MIO ainsi que les programmes associés. Mise à jour de "Radar activities in ocean-atmosphere at LSEET, 2008"

Place	Date	Programme	RADAR
Mer du Nord	Automne 1979	MARSEN (International)	1 HF
Baie de Hyères	1976-79		1 HF
Camargue	Mars 1981		1 HF
Camargue	Nov. 1981		2 HF
Baie de Seine	Sept.-Oct. 1982	GRECO Manche (National)	2 HF
Etang de Berre, La Ciotat	Fev.-Mars 1985		1 VHF
Rhône	Jan. 1989	FRONTAL (National)	1 VHF
Rhône	1991	EROS 2000 (UE)	1 VHF COSMER
Rhône	Nov. 1994	MEDDELT (UE)	2 VHF COSMER
Baie de Hyères	Nov. 1997		2 VHF COSMER
Rhône	Fev. 2000		1 VHF COSMER
Baie de Toulon	Juin 2002		2 VHF COSMER
Golfe Normand Breton	Fév.-Mars 2003	EPEL-GNB (National)	2 VHF COSMER
Pas-de-Calais	Mai-juin 2003	PNEC Phaeosystis (National)	2 VHF COSMER
Golfe du Lion	Mai 2005 - Fév. 2007	PATOM, PNEC, ECOLO (National)	2 HF WERA
Golfe de La Spezia	Juin 2007	MREA/LASIE	2 VHF WERA
Côtes Provençales	depuis mai 2010	ECCOP, TOSCA, MOOSE	1 HF mono-statique 1 HF bi-statique WERA

1.2 Traitement et validation des courants de surface mesurés par radar HF au large des côtes varoises

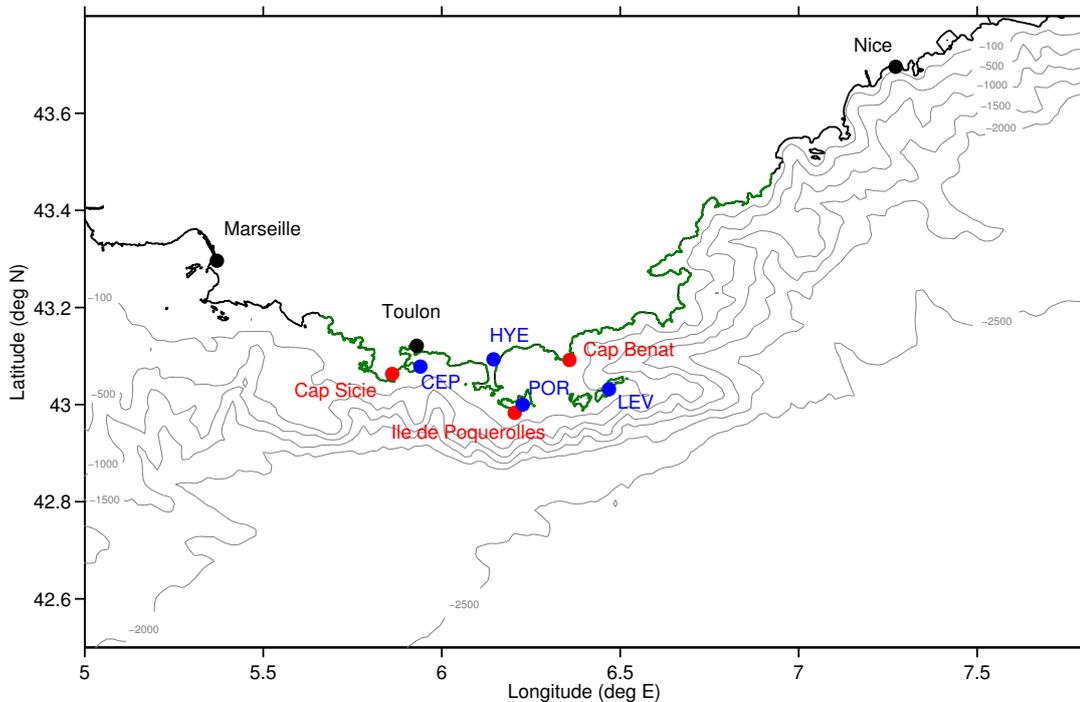


FIGURE 1.3 – Description de la zone des côtes varoises. Les sites où sont installés les radars sont en rouge. Les stations météorologiques sont en bleu. Les villes sont en noir. Les côtes varoises sont tracées en vert. Les isobathes -100, -500, -1000, -2000 et -2500 m sont représentées en gris.

1.2.1 Le système d’observation par radar HF sur les côtes varoises

L’installation de ce système a commencé en mai 2010 avec l’équipement de la station monostatique située au fort Peyras sur le cap Sicié (Fig.1.3, 1.5(a)), dénommée PEY dans la suite. Il s’agit d’un radar WERA consistant en un réseau d’émission à deux antennes et un réseau de réception à 8 antennes disposées en quinconce pour pallier au manque de place disponible pour l’installation d’un tel réseau. Notons que la proximité des réseaux d’émission et de réception (~ 100 m) et l’environnement électromagnétique défavorable (présence de masses métalliques importantes, interférences) ont obligé à un effort important pour le traitement des signaux de manière à disposer de cartes de vitesses radiales exploitables. Grâce à la disponibilité d’un site proche, le réseau d’émission a pu être éloigné du réseau de réception en mars 2013 de façon à réduire les couplages entre antennes. La distance entre les deux réseaux, de l’ordre de 500 m, permet de considérer ce système comme monostatique. Cette station a fonctionné seule pendant près d’un an et demi, nous conduisant à développer des méthodes pour exploiter ces données, par nature incomplète pour décrire totalement le courant de surface (section 1.3, Marmain et al., 2011, et chap. 3.1-3.2).

L’évolution de la couverture spatiale sur la période du 21 mai 2010 au 30 juin 2013 est montrée sur la Fig.1.4 (haut) et représente la proportion à chaque instant des points disponibles

par rapport au nombre total de points à l'intérieur d'une zone prédéterminée, représentée sur la Fig.1.5(a). Ce masque, construit arbitrairement, permet d'éliminer les zones où la présence de données aberrantes est connue (e.g. terre ou zone à faible couverture). Les fluctuations de la couverture sont dues à une forte sensibilité du système à la vitesse du vent, causée par des couplages EM complexes. Le taux de couverture diminue quand la vitesse du vent augmente (non montré), conduisant à une mauvaise observation du courant de surface par épisode de vent fort. La distribution spatiale de la couverture temporelle, calculée sur la même période, montre que la zone côtière située jusqu'à 50 km de PEY est couverte par les observations radar plus de 50% du temps.

Le second système a été installé en novembre 2011. Il s'agit d'un système bistatique dont le réseau d'émission est celui de PEY et le réseau de réception est un système WERA de 8 antennes linéaires installé au sémaphore du cap Bénat (Fig.1.5(b)). Ce système est dénommé BEN dans la suite. Les couvertures spatiale et temporelle sont montrées sur les Fig.1.4 (milieu) et 1.5(b), respectivement. Bien qu'à cause du masque représenté par les îles d'Or qui ne permet d'observer les vitesses de surface qu'à travers la passe située entre l'île de Porquerolles et l'île de Port Cros, la zone de couverture à 50% s'étend à plus de 50 km au Sud et les couvertures spatiales sont le plus souvent supérieures à 60% de l'étendue du masque.

Les vitesses radiales mesurées par PEY et BEN ont fait l'objet d'une combinaison pour l'obtention de carte de courants vectoriels de surface (Cf. section 1.2.3.2). La géométrie du système PEY/BEN est représentée sur la Fig.1.6(a). Dans l'annexe D nous expliquons comment des erreurs sur les vitesses vectorielles peuvent être amplifiées à cause de la dilution de précision géométrique (GDOP) dépendant de l'angle entre les directions radiales. Généralement, il est considéré que les vitesses vectorielles situées dans des zones où les angles entre les radiales sont compris entre 30° et 150°, ou de manière équivalente où la GDOP est inférieure à 2.5, contiennent des erreurs acceptables. La surface grise de la Fig. 1.6(a) représente cette zone. La zone où les vitesses vectorielles peuvent être calculées apparaît relativement faible par rapport aux zones de couverture des vitesses radiales. Elle s'étend sur une surface de moins de 30×30 km, limitant l'observation du CN.

L'installation d'un réseau d'émission sur l'île de Porquerolles au mois de mai 2012 a permis d'améliorer nettement la zone de couverture vectorielle. Ce réseau d'émission, constitué d'une antenne, couplé au réseau de réception du cap Bénat constitue un système bistatique qui sera dénommé POB (Porquerolles-Bénat) par la suite (Fig.1.5(c)). Les cartes de couvertures spatiales et temporelles pour la période du 24 mai 2012 au 30 juin 2013 sont présentées sur les Fig.1.4(bas) et 1.5(c). Bien que le masquage des îles soit toujours présent, l'extension spatiale de la couverture est nettement améliorée par rapport à BEN. Les couvertures sont supérieures à 50% jusqu'à 60 km de l'île de Porquerolles et de 20 à 50 % derrière les îles

Ainsi la configuration PEY/POB qui fonctionne avec un mode innovant de synchronisation par GPS, permet de mesurer des vitesses radiales qui après combinaison permettent d'obtenir des cartes de courants vectoriels de surface sur une zone d'environ 50×50 km, bien plus étendue que dans la configuration PEY/BEN (Fig.1.6(b)).

Les principales étapes des installations sont récapitulées dans le Tab.1.3 et permettent d'expliquer l'absence de données sur la Fig.1.4. Notons qu'une autre configuration constitué d'un

réseau d'émission situé au fort de Brégançon (~ 2 km à l'Ouest du cap Bénat) couplé aux réseaux de réception du fort Peyras (BTP) et du cap Bénat (BTB) a été testée mais non retenue, les mesures étant de moins bonne qualité.

TABLE 1.3 – Principales étapes de l'installation des réseaux d'émission (TX) et de réception (RX) des radars HF sur la côte varoise. Mis à jour en juin 2013.

Date	Description
21/05/2010	Installation TX/RX PEY
21/05/2010 - 15/11/2011	PEY seul
15/11/2011	Installation RX BEN
15/11/2011 - 23/05/2012	PEY + BEN
30/11/2011 - 06/12/2011	Test TX Brégançon-RX BEN (BTB)
02/12/2011 - 06/12/2011	Test TX Brégançon-RX PEY (BTP)
24/05/2012	Installation TX Porquerolles
24/05/2012 - aujourd'hui	PEY + POB
04/10/2012 - 21/11/2012	coupure PEY pour entretien
13/03/2013	Déplacement TX PEY à Amphitria

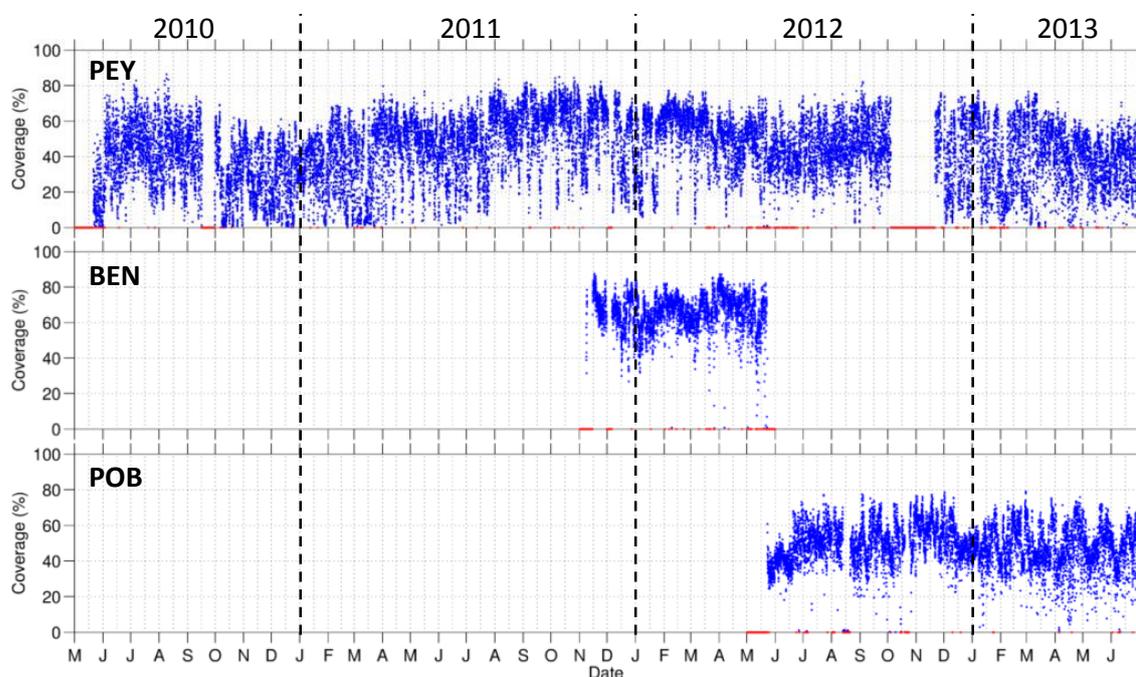


FIGURE 1.4 – Évolution temporelle des couvertures spatiales pour les stations PEY (haut), BEN (milieu) et POB (bas). Les points bleus indiquent les valeurs de couverture à un instant donné. Les points rouges représentent des couvertures nulles.

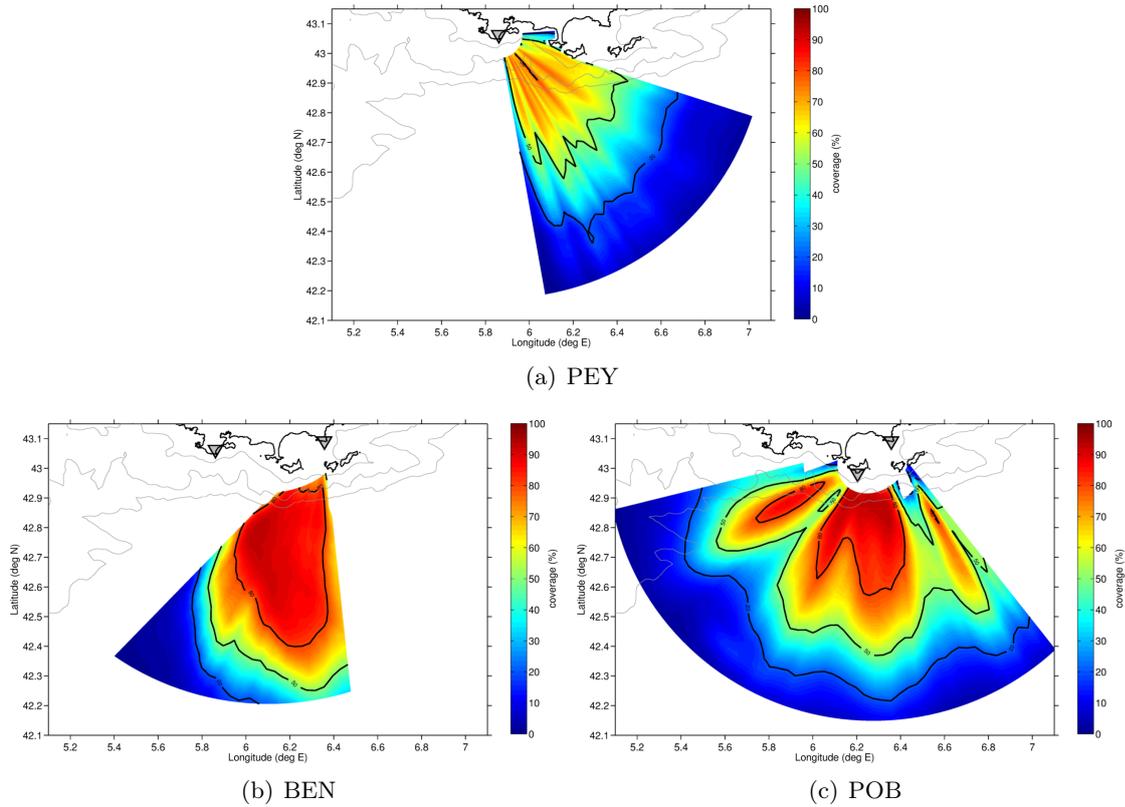


FIGURE 1.5 – Cartes de couverture temporelle de la vitesse radiale avec masquage des zones présentant des solutions manifestement aberrantes. Les isobathes -100, -1000 et -2000 m sont également indiquées par les lignes grises. Les stations HFR sont représentées par les triangles gris.

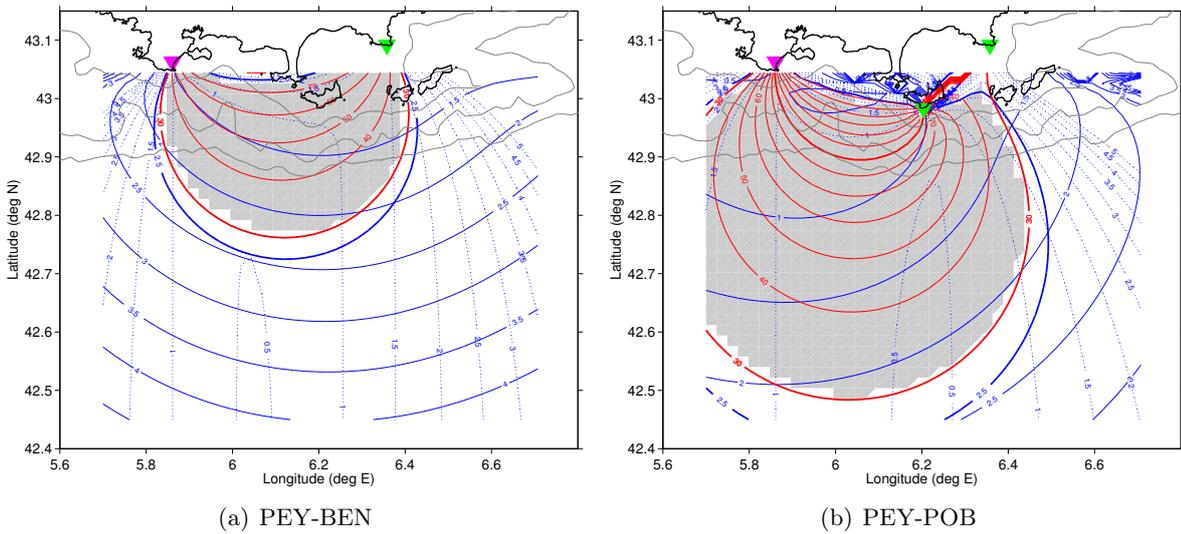


FIGURE 1.6 – Informations géométriques des configurations (a) PEY-BEN et (b) PEY-POB. Dilution de précision géométrique (GDOP, bleu) pour les composantes U (traits pleins) et V (traits pointillés) du courants. Les valeurs de GDOP montrées vont de 0 à 5 par pas de 0.5. L'isoline de GDOP 2.5 résultante de U et V est tracé en bleu gras. Les angles entre les directions radiales compris entre 30° et 150° (par pas de 10°) sont également montrés (rouge). Les isolignes 30° et 90° sont indiquées en rouge gras. Les zones grises représentent la zone telle que la GDOP est inférieure à 2.5 et l'angle entre les radiales est compris entre 30° et 150°. La position du système PEY est représenté par un triangle magenta. Les systèmes BEN et POB sont représentés par des triangles vert. Les isobathes -100, -1000 et -2000 m sont également indiquées par les lignes grises.

Ces radars sont des WERA fonctionnant à 16.15 MHz émettant en continu des chirps modulés en fréquence avec une largeur de bande de 50 kHz. Nous pouvons en déduire la résolution radiale et la précision sur la mesure des vitesses en utilisant les Eq.1.9-1.11. Les différentes valeurs caractéristiques du système sont récapitulées dans le Tab.1.4. Du fait de la disposition des antennes de réception particulièrement irrégulière (très éloignée de la disposition linéaire) imposée par le site du fort Peyras, un traitement azimutal DF s'est imposé. Basée sur l'algorithme MUSIC, il permet d'obtenir une discrétisation azimutale arbitraire de 2° , soit 0.35 km (2.8 km) à une distance de 10 km (80 km) du radar. Récemment, [Sentchev et al. \(2011\)](#) ont comparé les cartes provenant d'un traitement par formation de voie (BF) et d'un traitement par direction d'arrivée (DF) en mer d'Iroise et constatent, tout en retrouvant les mêmes schémas de vitesse, que ceux-ci sont étalés le long de la direction azimutale dans le cas du BF conduisant à une moins bonne représentation du champ de vitesse de surface.

Les cartes vectorielles de courant issues de ce système sont disponibles sur le site <http://hfradar.univ-tln.fr> et alimentent le réseau MOOSE.

Ce travail de thèse a débuté avec l'acquisition des premières mesures de vitesses radiales de PEY et nous avons naturellement utilisé des données provenant de traitements qui ont bénéficié d'améliorations au fil du temps. En particulier, le travail présenté dans ce manuscrit s'appuie sur deux jeux de données. Le premier, dénommé v944, issu d'un traitement routinier appliqué jusqu'en juin 2013, sera utilisé dans le chapitre 3. Le second, dénommé v945, est issu d'un nouveau traitement appliqué à l'ensemble des données lors d'un retraitement effectué en août-septembre 2013. Il sera utilisé dans les autres chapitres. La principale différence avec le traitement v944 est de bénéficier d'une nouvelle prise en compte du diagramme de rayonnement des antennes réel permettant de mieux localiser les sources de courant lors de l'utilisation de l'algorithme MUSIC.

TABLE 1.4 – *Caractéristiques des radars HF de la côte varoise.*

Paramètre	Valeur
Fréquence centrale du radar, f_0	16.15 MHz
Longueur d'onde du radar, λ	18.58 m
Longueur d'onde de la vague de Bragg, L_B	9.29 m
Largeur de bande, B	50 kHz
Résolution radiale brute, ΔR	3000 m
Discrétisation azimutale, $\Delta\theta$	2°
Durée de la vacation, ΔT	17.8 min
Nombre de chirps émis, N_{chirp}	4096
Durée d'un chirp, δt	0.26s
N_{vac}	4
Résolution de la fréquence Doppler, δf_d	3.8×10^{-3} Hz
Résolution de vitesse, δv_r	3.5×10^{-2} m/s
Profondeur effective, \mathcal{D}_R	0.74 m

1.2.2 Campagnes de mesure in situ au large des côtes varoises

Ce travail de thèse a également été associé à des campagnes en mer, auxquelles j'ai pris part, qui ont permis d'obtenir les données in situ qui seront utilisées par la suite pour valider les mesures de vitesses effectuées par les HFR ou les simulations numériques.

En particulier, dans le cadre du projet TOSCA, deux campagnes ont été menées au large de Toulon à bord du N/R Urania¹⁶. La première campagne c'est déroulée du 10 au 15 décembre 2011 et a permis le déploiement de 14 flotteurs lagrangiens de surface de type CODE (Davis, 1985) de 1 m de hauteur permettant de mesurer le courant intégré sur une couche de surface de cette épaisseur. Des mesures hydrologiques ont été réalisées en collectant 28 profils de température et salinité (Fig. 1.7) mesurés par CTD de type Seabird 911. Deux gliders et un waveglider ont également été utilisés. Le travail de Bellomo et al. (2013) décrit les conditions hydrologiques et dynamiques rencontrées pendant cette période. La deuxième campagne TOSCA s'est déroulée du 4 au 8 août 2012 et a permis d'obtenir 27 profils de température et salinité mesurés par CTD et de déployer 20 flotteurs lagrangiens de type CODE (Fig. 1.7).

La campagne pédagogique PHYOCE2011 a été réalisée à bord du N/R Thetys II¹⁷, du 30 mars au 3 avril 2011 au large de Toulon pour étudier le Courant Nord. Des mesures de température et salinité ont été effectués par CTD. Les courants ont également pu être mesurés grâce à l'ADCP de coque. Des flotteurs lagrangiens de type Albatros¹⁸ ont été déployés. Guihou et al. (2013) analysent ces données conjointement aux vitesses radiales de la station PEY, aux données de télédétection satellitales (SST, Chlorophylle-a) et aux simulations numériques, et décrivent et étudient un méandre du CN.

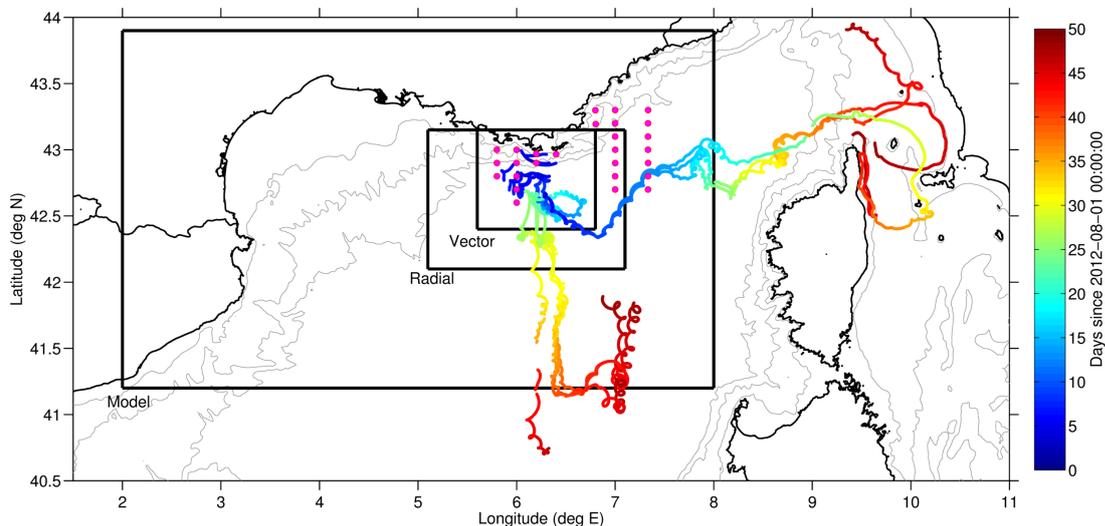


FIGURE 1.7 – Données in situ utilisées. Trajectoires des flotteurs lagrangiens déployés lors de la campagne TOSCA d'août 2012 (le temps, en jours écoulés depuis le 01/08/2012 à 00h, est montré par l'échelle de couleur). Les positions des stations CTD réalisées lors de la campagne TOSCA du 10 au 15 décembre 2011 sont indiquées en magenta. Les domaines des vitesses vectorielles (Vector), radiales (Radial) et des modèles régionaux, GLAZUR64 et RGLAZUR12, utilisés dans la suite (Model) sont indiqués par les boîtes noires. Les isobathes -100, -1000 et -2000 m sont tracées en gris.

16. CNR, <http://www.cnr.it/sitocnr/UP0/gestione/infoce/navi/UPOnavi.html>

17. INSU, <http://www.dt.insu.cnrs.fr/flottille/tethys.php>

18. <http://www.albatrosmt.com/index.php/en/products/drifters/drifting-bouy.html>

1.2.3 Traitement des vitesses radiales : du contrôle qualité à la validation des vitesses vectorielles

Les seules vitesses radiales sont difficilement exploitables pour les applications océanographiques et doivent être combinées pour obtenir un courant vectoriel défini par ses composantes zonales et méridiennes. Une étape préliminaire de contrôle qualité des données consiste à ôter les fausses alarmes des champs de vitesse radiale, représenter soit par des données aberrantes (terre, faible couverture), soit à des mauvaises détections lors des traitements. Afin de compléter les champs de vitesse radiale, des interpolations sont également envisagées.

Pour valider les différentes étapes de traitement, nous avons choisi de comparer les vitesses dérivées des traitements pour la configuration PEY/POB avec les vitesses déduites des flotteurs lagrangiens déployés pendant la campagne TOSCA d'août 2012 (Fig.1.7) qui permet de disposer d'un nombre significatif de mesures pour des validations statistiques. La position des flotteurs est relevée par GPS toutes les 15 minutes. Ces positions sont ensuite interpolées linéairement sur une grille temporelle de résolution 1 h. Les vitesses cartésiennes des flotteurs, représentées par les vitesses zonales et méridiennes, sont alors calculées en considérant les positions entre les temps t et $t+1h$ de manière consistante avec les mesures effectuées par les radars. Les vitesses radiales des flotteurs seront obtenues en projetant les vitesses cartésiennes sur les directions radiales des RADAR. Ces vitesses radiales (vectorielles) déduites des flotteurs sont ensuite comparées aux vitesses radiales (vectorielles) fournies par le radar au point de grille radar le plus proche.

1.2.3.1 Traitement des vitesses radiales

Les traitements azimutaux par DF fournissent des champs de vitesse radiale incomplets et bruités. Les données manquantes peuvent être dus au fait qu'aucune solution n'a été identifiée par MUSIC. Le bruit est pour une large part dû à l'algorithme DF du fait que les vitesses estimées pour un angle particulier peuvent en fait provenir d'un autre azimut. [Barrick and Lipa \(1996, 1997\)](#) ont montré que ces erreurs peuvent provenir de la complexité des vagues et des conditions de courant. Le bruit peut également provenir d'interférences ou de la signature de bateaux. Il est alors important de pré-traiter les données de vitesses radiales pour éviter de prendre en compte des informations erronées sur la vitesse du courant.

Dans la suite nous cherchons à diminuer le bruit en éliminant les fausses alarmes, puis à compléter les champs.

Traitement des fausses alarmes

Dans la suite, nous dénommerons L0 les données originales et L1 les données ayant subi une identification et un retrait des fausses alarmes.

Le premier moyen d'ôter des fausses alarmes est de masquer les zones dont on sait a priori qu'elles ne donneront aucune information utile (e.g. la terre, les îles) ou que ces informations sont erronées (e.g. certaines directions sont contaminées par le couplage entre les réseaux d'émission et de réception). Après une étude statistique des cartes de vitesse radiale, les zones où le taux de couverture temporelle est trop faible seront également écartées.

Si ce premier traitement permet d'améliorer en grande partie les cartes de vitesses radiales, il peut subsister des fausses alarmes noyées dans des données correctes. Des méthodes de traitement statistique de fausse alarme peuvent être trouvées dans la littérature (e.g., [Kim et al., 2007](#)). Une méthode naturelle consiste à étudier les histogrammes des gradients temporels et spatiaux de vitesses radiales. En effet, vu que les valeurs aberrantes sont très différentes des valeurs voisines, de forts gradients vont apparaître. Il est alors possible d'éliminer une grande partie des fausses alarmes en fixant des seuils de gradients temporel et spatial acceptables, au-dessus desquels les valeurs seront écartées. Ces seuils peuvent être fixés de différentes manières, basées sur :

- l'expérience de l'opérateur ;
- les histogrammes temporels et spatiaux calculés sur toute la série de données ;
- les histogrammes spatiaux calculés par temps ;
- les histogrammes temporels calculés par pixel ;

Il peut également subsister des points isolés, qui seront repérés puis écartés des données.

A titre d'exemple nous présentons sur les [Fig.1.9\(a\)-1.9\(b\)](#) le résultat du nettoyage des cartes de vitesses radiales L1 de PEY pour une date particulière choisie pendant la campagne TOSCA du mois d'août 2012. Sur la période traitée, les seuils de gradients de vitesse radiale spatiale et temporelle retenus sont respectivement $0.16 \text{ m.s}^{-1}.\text{km}^{-1}$ et $0.36 \text{ m.s}^{-1}.\text{h}^{-1}$. Dans cette étude nous choisissons d'effectuer un traitement basé sur des séries temporelles mensuelles qui permet de tenir compte de la variabilité temporelle des gradients de vitesse radiale ¹⁹.

La validation des vitesses radiales L1 est faite en les comparant aux vitesses des flotteurs disponibles au cours du mois d'août 2012 ([Fig.1.8](#)). Des paramètres statistiques des différences sont calculés ([Annexe B](#)). Il apparaît un très bon accord des vitesses radiales de PEY et POB avec les vitesses des flotteurs avec des coefficients de corrélation supérieurs à 0.9. Les RMSE de l'ordre de 0.06 m/s et correspondent à la résolution effective des vitesses radiales. En terme de biais, nous constatons qu'il est négligeable pour la station POB ($4 \times 10^{-3}\text{m/s}$) et de l'ordre de 0.01 m/s pour PEY, ce qui reste faible par rapport aux autres erreurs.

Notons que le désaccord entre les vitesses peut également être interprété comme la différence entre les courants effectivement mesurés par les deux instruments. En effet, les flotteurs permettent de mesurer la vitesse intégrée sur une couche d'une épaisseur d'un mètre intégrée le long de leur trajectoire, alors que le radar mesure la vitesse à une profondeur effective de 0.74 m intégrée sur la surface définie par les discrétisations radiale et azimutale.

19. Nous avons observé que les valeurs des seuils retenues restent proches quelque soit la saison et varient d'environ $0.01 \text{ m.s}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ou $0.01 \text{ m.s}^{-1}.\text{km}^{-1}$.

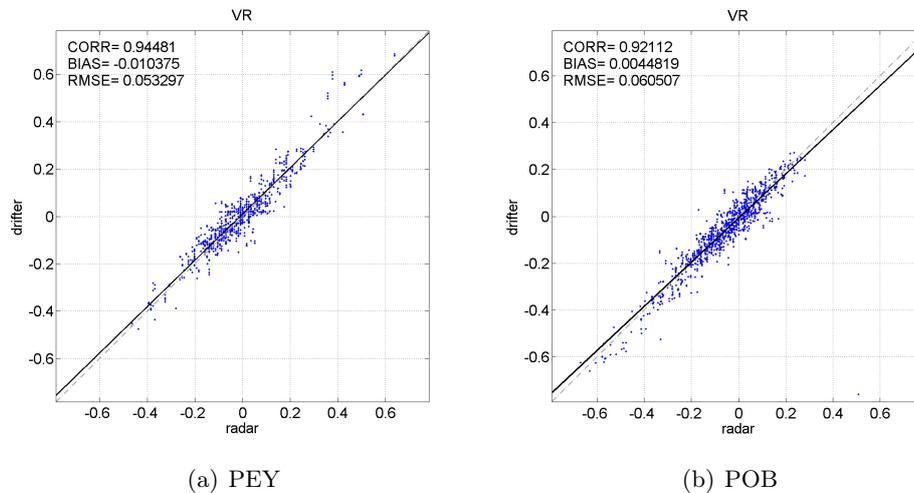


FIGURE 1.8 – Comparaisons des vitesses radiales L1 de PEY et POB avec les vitesses issues des flotteurs lagrangiens sur la période du mois d'août 2012.

Remplissage des cartes

Pour compléter les champs de vitesses radiales, une manière simple est d'estimer les valeurs manquantes à partir des valeurs voisines. La solution utilisée consiste à réaliser, à chaque instant, une régression bi-linéaire entre toutes les données disponibles autour du point manquant. Le résultat de cette interpolation est dénommée L2LinReg dans la suite. Un exemple de l'utilisation de cette méthode est donné sur la Fig.1.9(c) où le champ de vitesses radiales de PEY est rempli en appliquant cette régression linéaire sur la dimension spatiale.

La validation des vitesses radiales L2LinReg est effectuée en les comparant aux vitesses des flotteurs sur le mois d'août 2012 sur la Fig.1.10. Les données L1 ne sont pas prises en compte pour cette comparaison. Nous constatons que l'interpolation ne dégrade pas l'écart avec les vitesses des flotteurs et que les RMSE, biais et corrélations sont similaires à ceux obtenus avec les vitesses radiales L1.

Cette méthode peut également être implémentée sur la dimension temporelle. Elle trouve des limitations quand trop de données sont manquantes. Grâce à sa simplicité d'implémentation, nous l'utiliserons dans les applications des chapitres 3.1-3.2. Cependant, cette méthode ne permet pas (raisonnablement) d'obtenir une couverture spatiale constante, nécessaire dans certaines applications (e.g. décomposition en "Empirical Orthogonal Functions"). Ainsi, d'autres méthodes d'interpolation pourraient être utilisées. Dans ce cadre nous avons envisagé l'utilisation de la méthode DINEOF (Beckers and Rixen, 2003; Alvera-Azcárate et al., 2005), dont une application sur nos jeux de données est présentée en Annexe C.

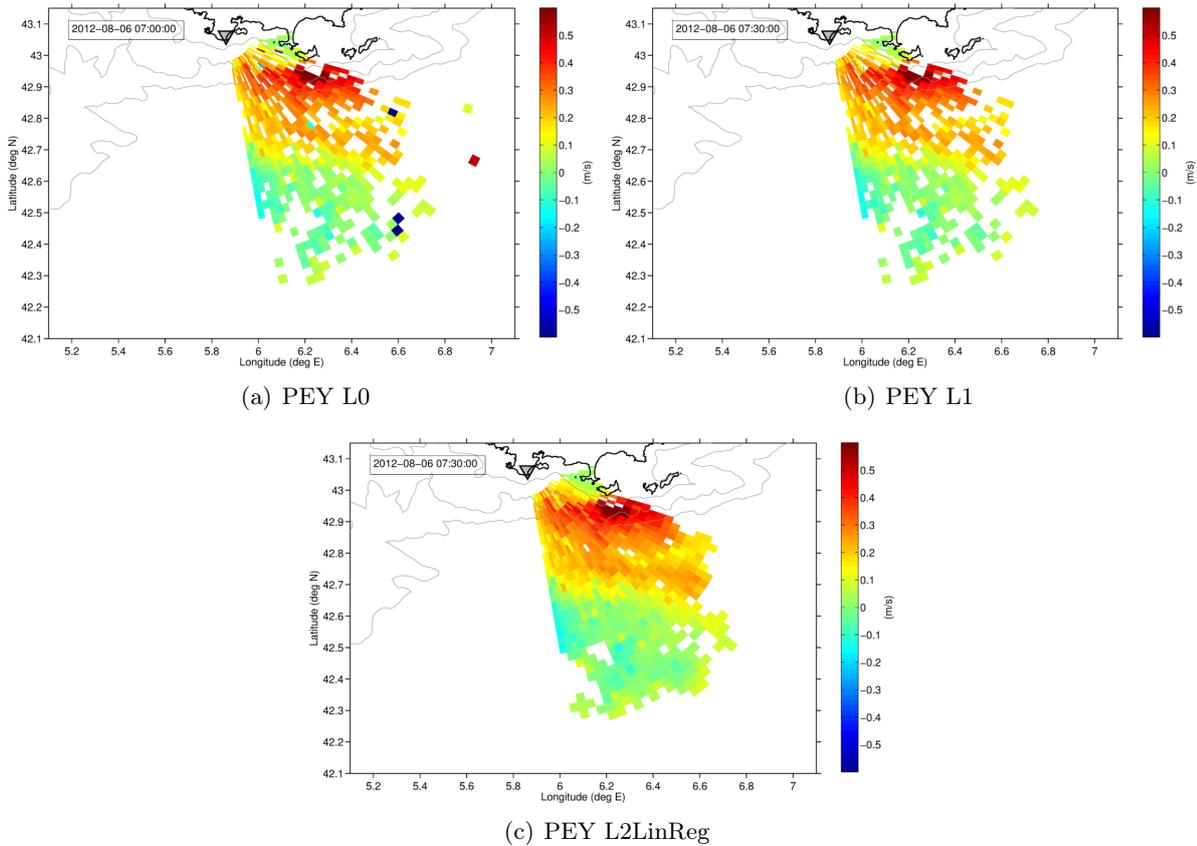


FIGURE 1.9 – Comparaisons des données L0, L1 et L2LinReg pour la station de PEY.

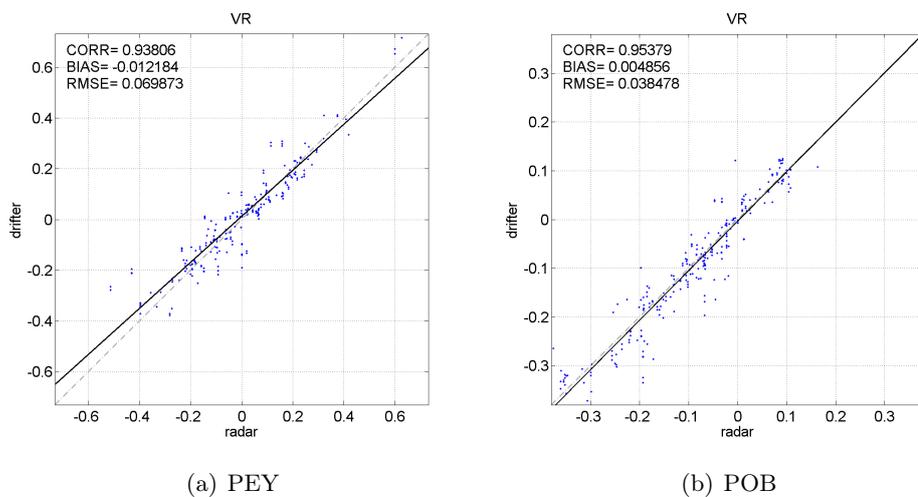


FIGURE 1.10 – Comparaison des vitesses radiales L2LinReg de PEY et POB avec les vitesses issues des flotteurs lagrangiens sur la période du mois d'août 2012. Les données L1 ne sont pas prises en compte.

1.2.3.2 Traitement des vitesses vectorielles

Les vitesses vectorielles cartésiennes sont le plus souvent utilisées pour les applications océanographiques. Elles sont obtenues à partir de la combinaison vectorielle des composantes radiales. Une méthode simple consiste à combiner, en chaque point d'une grille cartésienne prescrite, les vitesses radiales disponibles en utilisant une minimisation, au sens des moindres carrés, entre les vitesses radiales et le champ vectoriel. Cette méthode est expliquée en annexe D qui présente le problème de la combinaison et les différentes erreurs introduites.

Cependant, les champs de vitesse radiale sont souvent incomplets et par conséquent les champs de courant vectoriel obtenus par cette méthode sont lacunaires. Cet aspect est limitant pour le calcul de trajectoires lagrangiennes (Kaplan and Largier, 2006) ou l'identification de structures cohérentes de surface (Lekien et al., 2005).

Pour obtenir une couverture constante du champ vectoriel, des méthodes n'utilisant que les observations ont été développées. La méthode "Open-boundary Modal Analysis" (OMA, Lekien et al., 2004; Kaplan and Lekien, 2007) est une extension de la méthode "Normal Mode Analysis" (NMA) qui a été appliquée pour la première fois à des données radar par Lipphardt et al. (2000). Elle est basée sur la représentation d'un courant de surface à divergence et rotationnel nuls, ce qui permet de le décrire à l'aide d'une fonction de courant et d'un potentiel. Des conditions aux frontières sont également considérées permettant de tenir compte des frontières fermées (une condition de glissement libre est appliquée sur les côtes) et ouvertes. Une décomposition en vecteurs propres de la fonction de courant et du potentiel permet de sélectionner les modes caractéristiques de la circulation à reconstruire.

D'autres méthodes basées sur l'interpolation optimal permettent également de calculer le champs de courant vectoriel en se basant sur des covariances d'erreurs déduites des observations (Kim et al., 2007) ou paramétrées (Kim et al., 2008). Cependant des erreurs importantes peuvent être identifiées en présence de trous étendus en utilisant ces méthodes.

Une méthode variationnelle a également été développée (2DVAR, Yaremchuk and Sentchev, 2009, 2011), basée sur la minimisation d'une fonction de coût représentée par la différence entre les courants observés et les courants vrais et régularisée par la pénalisation de la divergence et du rotationnel du champ de courant de surface. Cette méthode a été utilisée pour des études de circulation (e.g. Sentchev et al., 2011) et de prédictibilité lagrangienne (Yaremchuk et al., 2013). Cette méthode est en cours d'implémentation sur la configuration PEY/POB (non montré).

L'assimilation des mesures de HFR (c.f. Section 4.4) permet également d'obtenir un champ vectoriel à partir des champs de vitesse radiale en combinant les contraintes dynamiques d'un modèle hydrodynamique avec les séries spatio-temporelles d'observation HFR pour obtenir la "meilleure" estimation du courant de surface. Cependant, cette approche est limitée pour des applications en temps réel car elle nécessite de connaître des paramètres qui ne peuvent pas être déterminés précisément a priori.

Dans la suite, les vitesses vectorielles sont obtenues en utilisant une méthode d'interpolation locale des vitesses radiales (Annexe D). Cette technique est couramment utilisée pour calculer le courant vectoriel de surface à partir des vitesses radiales mesurées par différents sites. Elle est assez immédiate et ne nécessite aucune hypothèse sur le champ à reconstruire.

Cette méthode est appliquée pour reconstruire les courants vectoriels de surface sur une grille cartésienne discrétisée avec un pas de 2 km et en utilisant les vitesses radiales L1 de la configuration PEY/POB. L'extension de cette grille est choisie en se basant sur la géométrie des radiales de la configuration PEY/POB. La zone où la GDOP est inférieure à 2.5 et l'angle entre les radiales compris entre 30° et 150° est utilisée (Fig.1.6(b)). Chaque composante de la vitesse vectorielle est construite en utilisant toutes les vitesses radiales disponibles dans un rayon $d_0=3$ km autour du point considéré de la grille cartésienne. Les vitesses radiales sont ensuite pondérées de manière exponentielle en fonction de la distance qui les sépare du point de calcul.

La Fig.1.11 présente le résultat de cette combinaison pour la date considérée sur la Fig. 1.9.

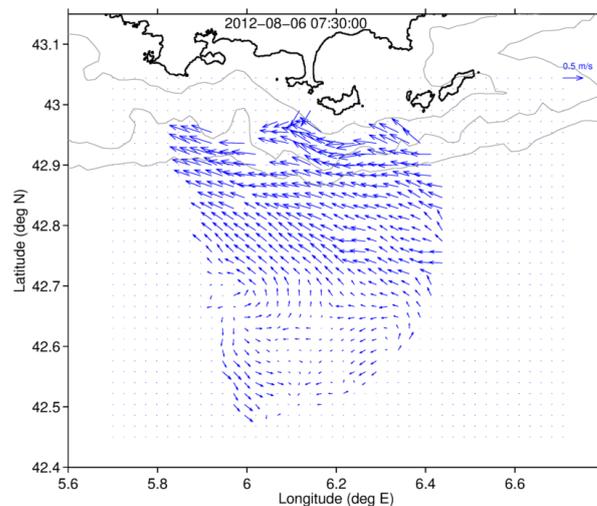


FIGURE 1.11 – Courant vectoriel de surface obtenu avec une interpolation locale et $d_0 = 3$ km

La validation des vitesses vectorielles est également réalisée par comparaison avec les vitesses des flotteurs lagrangiens au mois d'août 2012 (Fig. 1.12). Les RMSE, biais et corrélation sont similaires à ceux qui avaient été obtenus dans le cas de la comparaison effectuée avec les vitesses radiales L1 (Fig. 1.8). Notons cependant que la différence avec les vitesses de flotteurs est plus réduite dans le cas de la composante méridienne.

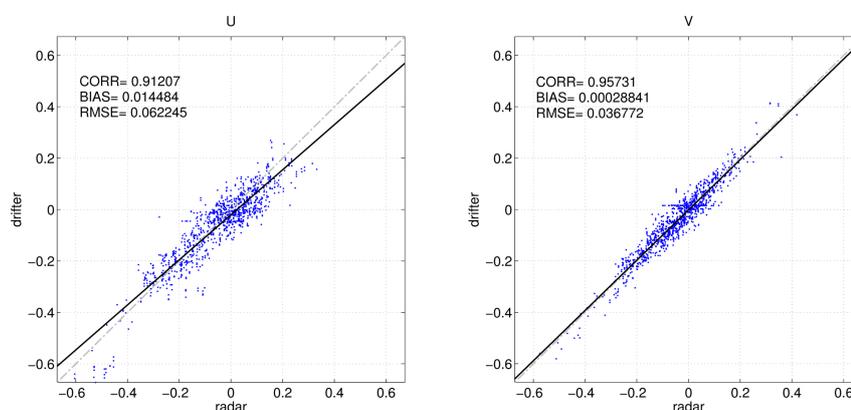


FIGURE 1.12 – Comparaison des vitesses vectorielles zonales (U) et méridiennes (V), issues de la combinaison des radiales L1 de la configuration PEY/POB, avec les vitesses issues de flotteurs lagrangiens sur la période du mois d'août 2012.

1.3 Caractérisation des propriétés du courant de surface à partir des mesures d'une station radar unique ([Marmain et al., 2011](#))

La première station installée sur les côtes provençales a fonctionné seule pendant près d'une année et demi. Il s'est alors posé la question de tirer profit des données de vitesses radiales provenant d'une station unique. Dans ce cas, la seule information dont on dispose est la projection du courant de surface sur les directions radiales, ce qui permet d'obtenir deux informations : l'intensité de la vitesse du courant dans les directions radiales et le sens du courant par rapport au radar.

L'étude "Characterization of ocean surface current properties from single site HF/VHF radar" ([Marmain et al., 2011](#)) publiée dans Ocean Dynamics traite le problème sous deux aspects. Dans un premier temps, le courant vectoriel de surface est reconstruit à partir des données de vitesses radiales provenant d'une seule station en utilisant l'équation de conservation de la masse et en faisant des hypothèses sur la divergence du courant de surface. Dans un deuxième temps nous cherchons à identifier des structures de méso-échelle de type tourbillonnaire en remarquant certaines propriétés sur les dérivés radiales et orthoradiales des vitesses radiales.

Characterization of ocean surface current properties from single site HF/VHF radar

Julien Marmain · Philippe Forget · Anne Molcard

Received: 7 January 2011 / Accepted: 17 June 2011 / Published online: 10 July 2011
© Springer-Verlag 2011

Abstract Surface current mapping from HF/VHF coastal radars traditionally requires at least two distant sites. Vector velocities are estimated by combining the radial velocity components measured by the radars. In many circumstances (e.g., failures, interferences, logistics constraints), such a combination is not possible by lack of data from one station. Two methods are evaluated to get information on surface circulation from a single site radar: the Vectorial Reconstruction Method (VRM) for current vector mapping and the Vortex Identification Method (VIM) for detecting eddy-like structures. The VRM assumes a non-divergent horizontal surface current, and the VIM analyzes radial velocities and their radial and orthoradial gradients. These two methods are tested on modeled and measured data sets in the Northwestern Mediterranean Sea where both high-resolution ocean circulation model and radar campaigns are available. The VRM performance is strongly limited by the divergence-free hypothesis which was not satisfied in our real data. The VIM succeeded in detection of vortex in the Gulf of Lions and from an operating single site radar located on the Provence coasts in summer.

Keywords HF/VHF coastal radar · Single site radar · Stream function · Coastal eddies

Responsible Editor: Michel Rixen

This article is part of the Topical Collection on *Maritime Rapid Environmental Assessment*

J. Marmain (✉) · P. Forget · A. Molcard
Laboratoire de Sondages Electromagnétique de l'Environnement
Terrestre (LSEET), UMR6017, CNRS/USTV,
Université du Sud Toulon Var,
BP 20132, 83957 La Garde Cedex, France
e-mail: julien.marmain@univ-tln.fr

1 Introduction

Coastal radar observations are relatively new data and have developed drastically in the last decade. This remote sensing technique has a large potential to describe surface current allowing high spatial and temporal resolution maps with broad spatial coverage (recently, Kaplan and Largier 2006; Shay et al. 2007; Yoshikawa et al. 2007; Shadden et al. 2009; Parks et al. 2009; Sentchev et al. 2009; Molcard et al. 2009; Allou et al. 2010; Kim 2010). The HF radar's range (12–30 MHz) can be as large as 100 km with a radial resolution of a few kilometers. Very High-Frequency (VHF) radars (30–50 MHz) are also used for higher radial resolution (up to 200 m) with a lower range (<20 km).

Current measurements are obtained from the Doppler shift of the first-order Bragg-resonant echoes originally described by Crombie (1955). The Bragg scattering designates the backscatter of electromagnetic waves from the ocean surface waves whose wavelength is half the wavelength of the radio wave. The current velocity component in the look direction of the radar is derived from the difference between the actual and the theoretical Bragg Doppler frequencies. The physics of current measurement by radar was first investigated by Stewart and Joy (1974). From the ensemble of the reflected radio waves during the measurement time window (usually 10–15 min) and from the Doppler spectrum of the resulting signal, the current velocity component along the radial direction can be measured. The drawbacks of the technique lie in the hardware cost, the frequency licenses, and the site finding, especially when the considered coast is irregular and steep or close to touristic and crowded regions.

As the current vector field results from the combination of radial current maps, at least two distant radars are needed. Different methods of combination exist. Leise

(1984) develops a vectorial method for a dual-site radar based on the direct combination of the radial velocities linearly interpolated on a prescribed grid. Lipa and Barrick (1983) describe an algorithm based on the least squares technique. Liu et al. (2007) developed an algorithm based on a non-divergent surface flow. Normal Mode Analysis (Lipphardt et al. 2000), Open Boundary Mode Analysis (Lekien et al. 2004; Kaplan and Lekien 2007), and variational interpolation (2dVar; Yaremchuk and Sentchev 2009) are more recent techniques producing smooth 2D current fields.

The present study addresses the use of a single radar station for specifying surface circulation. This question arises when only one radar of a two-site network is available, e.g., because of a temporary failure of one radar or prior to the complete dual system installation. Reconstruction from a single site radar was attempted several years ago by Frisch and Leise (1981) using the equation of continuity and May et al. (1989) using the spaced antenna technique. More recently, OMA (Kaplan and Lekien 2007) and 2dVar (Yaremchuk and Sentchev 2009) techniques were also used for current field reconstruction in such a case.

We investigate here two complementary methods for extracting information from a single site radar. The first method uses the continuity equation and assumes that surface current is non-divergent. The second one is free of physical assumption and consists in identifying eddy-like current features from the analysis of the radial velocity patterns and its associated gradients. To evaluate these methods, several data sets have been used, all acquired in the Northwestern Mediterranean (NWM) with a Wellen Radar (WERA) (Gurgel et al. 1999) system, in the framework of national and international projects with specific scientific objectives. Besides, the methods have been evaluated using synthetic radial current data generated from the high-resolution ocean model Nucleus for European Models of the Ocean (NEMO) (Madec 2008).

The paper is organized as follows. Section 2.1 presents the two methods. Section 2.2 gives a description of the studied regions and the available experimental and modeled data. Section 3 presents applications to synthetic radial data sets from the NEMO model. Finally, Sect. 4 applies these methods to experimental data sets.

2 Methods and data

2.1 Reconstruction and identification methods

Two methods are evaluated to exploit the measurements from a single radar. The Vector Reconstruction Method (VRM) aims at calculating the horizontal current vector field. The Vortex Identification Method (VIM) consists

in identifying eddy-like structures within the current field.

2.1.1 Vector reconstruction method

The VRM is based on the fundamental assumption that the divergence of the horizontal surface current is zero or at least negligible in such a way that:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

where u and v are the two velocity components in the x (east) and y (north) directions, respectively (Frisch and Leise 1981; Lipa and Barrick 1983; Liu et al. 2007). For radar measurements, surface current refers to a depth of approximately $\lambda/8\pi$, where λ is the radio wavelength, being typically equal to 0.75 m at 16 MHz and 0.27 m at 45 MHz (Stewart and Joy 1974). Considering the 3D incompressibility of sea water, Eq. 1 means that the vertical gradient of the vertical velocity is negligible at the surface.

Equation 1 writes in polar coordinates:

$$\frac{\partial(rV_r)}{\partial r} + \frac{\partial V_\theta}{\partial \theta} = 0 \quad (2)$$

with $V_r \equiv u \cos \theta + v \sin \theta$ and V_θ the radial and orthoradial velocity components at distance r , respectively. When the radar is located in $r=0$, r and θ are the range and the azimuth of the radial velocity V_r (x, y) measured by the radar.

Introducing the stream function Ψ , we have

$$V_r = -\frac{1}{r} \left(\frac{\partial \Psi(r, \theta)}{\partial \theta} \right)_r \quad \text{and} \quad V_\theta = \left(\frac{\partial \Psi(r, \theta)}{\partial r} \right)_\theta \quad (3)$$

The spatial differential of Ψ is

$$d\Psi = \left(\frac{\partial \Psi}{\partial r} \right)_\theta dr + \left(\frac{\partial \Psi}{\partial \theta} \right)_r d\theta = V_\theta dr - rV_r d\theta \quad (4)$$

which writes for a constant radar range

$$d\Psi = -rV_r d\theta \quad (5)$$

Equation 5 is a partial differential equation whose characteristic curves are circles centered around the radar location. Integration along each characteristic curve gives:

$$\Psi(r, \theta) = -r \int V_r d\theta + K \quad (6)$$

with K a constant of integration. It is then possible to compute the stream function from the radial component everywhere within the radar coverage, assuming Ψ is known at least at one point along every characteristic curve. Equation 6 was numerically solved using a first-order forward scheme. The computation is more accurate

using polar than cartesian coordinates, because the radar measurements are naturally provided in the polar form.

To obtain the current components on a predefined cartesian grid, Ψ was first linearly interpolated at each grid point and then used to calculate u and v by:

$$u = -\left(\frac{\partial\Psi}{\partial y}\right)_x \text{ and } v = \left(\frac{\partial\Psi}{\partial x}\right)_y \tag{7}$$

The cartesian grid can be any grid, e.g., the numerical model grid or the current vector maps grid of the experimental data (Sect. 2.2). Equation 7 is solved using a centered difference method.

In general, the constant K is not known. In practice, it is often possible to install a radar station in such a way that one edge of the coverage cone lies over an extended part of the land. It is reasonable to assume that the stream function, and therefore K , is constant in this region. In the absence of a continental coastline, another favorable situation is the presence of an island sufficiently extended along the range direction within the observation cone. In this case, Eq. 6 can be solved along the characteristic curves on each side of the island (where K can be assumed constant). When the radial extension of ground zones is too small compared to radar range resolution, typically 3 km in HF or 500 m in VHF, then Eq. 7 cannot be solved accurately. Similarly, the VRM process stops when the characteristic curves used for the reconstruction cross a small island resulting in shadowing effects on the reconstructed current field.

2.1.2 Vortex structure identification method from the radial velocity

This section shows the possibility of eddy-like structure identification from the radial velocity field and its radial and orthoradial derivatives. An idealized symmetrical vortex model (Martin et al. 2001) is used, defined by

$$V_{\theta}(r) = V_0 \frac{r}{r_0} \exp\left(\frac{1}{2}\left(1 - \frac{r^2}{r_0^2}\right)\right) \tag{8}$$

r_0 is the radius of the vortex, and V_0 is the maximum velocity occurring at $r=r_0$. In the example shown in Fig. 1, the vortex is cyclonic with $r_0=5$ km and $V_0=0.5$ ms⁻¹. The theoretical radar is located at (20, 0).

In Fig. 1a, the current field is superimposed to the radial velocity: V_r is positive-red (negative-blue) towards (away from) the radar, and the vortex appears as a dipole. Opposite values of V_r are distributed on both sides of the V_r zero line.

V_r first derivatives are sketched and analyzed on Fig. 1b and c. For the radial derivative RD = $\frac{\partial V_r}{\partial r}$ (Fig. 1b), the vortex appears as a specific quadripole pattern with positive and negative lobes depending on the current rotation. The

zero line of V_r corresponds to a zero line of RD. The other zero line of RD indicates local extrema of the radial velocity. In addition, the lobes closer to the radar are less extended than the distant ones.

Finally, the orthoradial derivative of V_r , OD = $\frac{1}{r} \frac{\partial V_r}{\partial \theta}$, maps into a tripole (Fig. 1c). Zero lines of OD correspond to local extrema of the radial velocity.

This analysis shows that a symmetrical mesoscale vortex gives well-characterized signatures on the radial velocity maps and its radial and orthoradial derivatives. In theory, it may be possible to estimate the center of the vortex, its polarization (cyclonic or anti-cyclonic), its diameter, and its maximum current intensity from these signatures. However, the model is very basic and quite unrealistic. Hence, we can expect that accuracy of these estimates will be restricted by the likely deviations of real ocean structures from the model in terms of circular symmetry, current intensities, etc.... Moreover, the use of the VIM requires an ocean structure entirely embedded in the radar coverage.

In case of reasonable agreement of a real structure with the model, the accuracy of the estimates may be improved by a least-squares method fitting the measured radial currents to the model. However, focus here is more on the detection problem, i.e., to identify the presence of a vortex from radar measurements, than on the accurate determination of vortex characteristics. Improving the vortex feature accuracy is beyond the point of this study, so model parameters inversions have not been further studied.

The VIM method is based on an a priori expertise performed on the current fields from either experimental data or model simulations (Sect. 2.2). The training consists in detecting patterns by eye, similar to those sketched in Fig. 1, on realistic current fields. This practice will allow the expert to apply the VIM to single radar data when total current field is not available.

The method performance and the confidence in the vortex detection are assessed through quality indices (r_{V_r} , r_{RD} , r_{OD}) applied to the V_r , RD, and OD maps, respectively. The index value is 0 (no detection), 1 (medium detection), or 2 (good detection) depending on the similarity between the observed and the theoretical patterns (Fig. 1). The greater the sum (S) of the indices, the better the confidence.

2.2 Data sets

2.2.1 Regions of study

The NWM basin (Fig. 2) is characterized by both a complex coastline and topography. The general circulation includes the Northern Current (NC), which is part of the cyclonic surface circulation, and a strong seasonal signal and mesoscale activity, such as gyres and fronts, mainly driven by the intense and highly variable wind regime

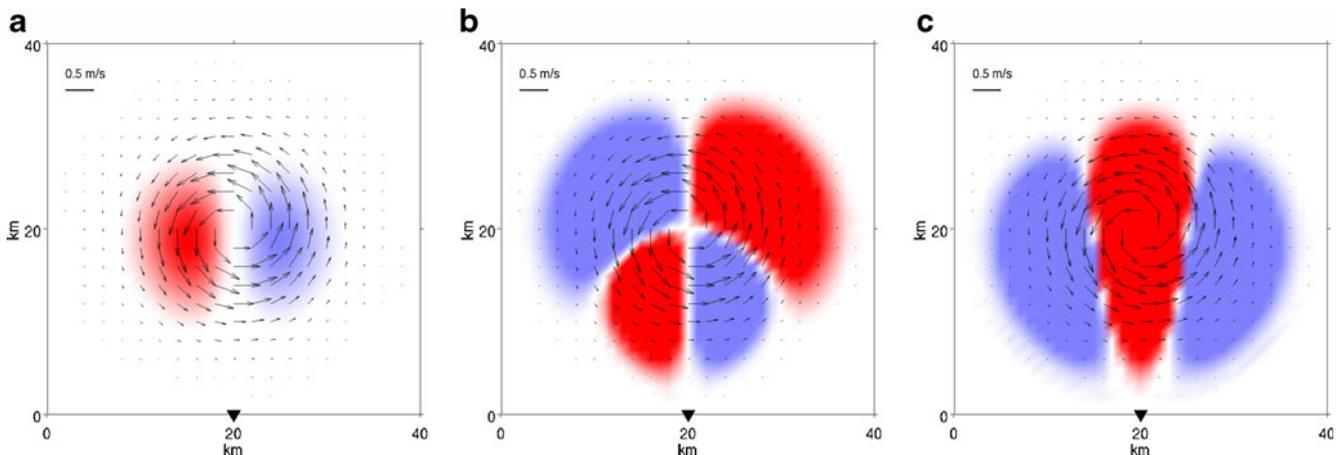


Fig. 1 Idealized symmetric vortex. *Colored patterns* correspond to **a** radial velocity field V_r , **b** radial derivative RD, and **c** orthoradial derivative OD of V_r . Radar is located at $x=20$ km and $y=0$ km (*black triangle*)

(Millot 1999; Sammari et al. 1995; Estournel et al. 2003; Petrenko et al. 2005; Flexas et al. 2002).

Four regions have been chosen in the NWM to evaluate the performance of the VRM and the VIM methods. Two of them have been surveyed during previous radar campaigns, one is currently instrumented with a single radar, and the other one is a planned future experiment.

The first region of study is the eastern part of the Gulf of Lions (Fig. 2, region 1). It was covered by a coastal radar during the Echanges côte-large dans le golfe du lion (ECOLO) campaign from June 2005 to January 2007 to study the NC intrusions on the gulf shelf. The great amount and the quality of surface current observations reveal interesting features, such as the NC meandering and variability, inertial circulation, and specific anti-cyclonic eddies (Allou et al. 2010; Schaeffer et al. 2011).

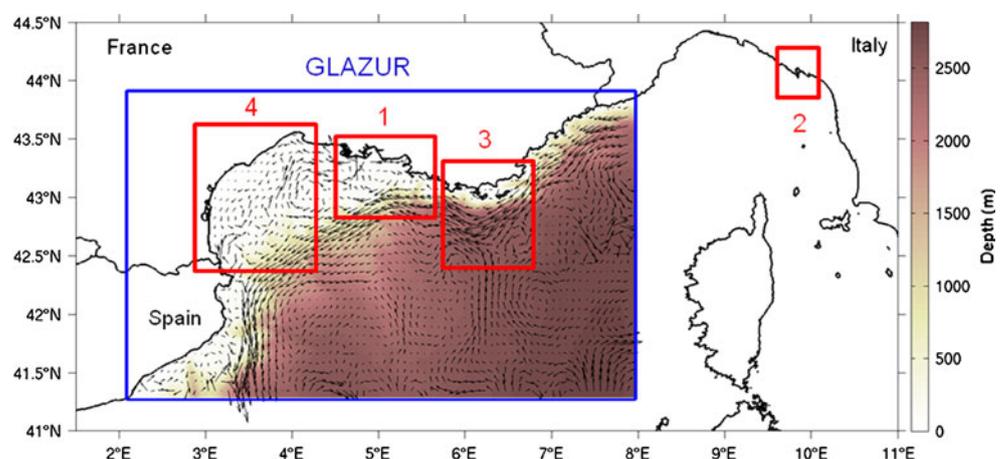
In the framework of the international program Maritime Rapid Environmental Assessment 2007 (MREA07) (Rixen et al. 2009), a 2-week experiment (June 2007) of continuous monitoring of the Gulf of La Spezia in the Ligurian Sea was carried out for dispersion studies

(Molcard et al. 2009; Haza et al. 2010). An innovative concept of the experiment was the use of VHF WERA radars in quasi-operational mode. Current data from this small-scale basin (Fig. 2, region 2) will be considered.

The third region extends along the Provence coasts (Fig. 2, region 3). In the framework of national and international programs, a two-site radar system is planned for specific circulation studies in this region (Etude de la circulation côtière en zone provençale, ECCOP experiment). The local circulation, which is poorly documented, is mainly under the influence of the NC, controlled by a complex topography and wind regimes. The actual setting consists of a unique radar system recently installed (May 2010). The second site is expected to be operating by the end of 2011.

The experimental data sets used here are from the ECOLO, MREA, and ECCOP campaigns. High azimuthal resolution was achieved using a MUSIC processing method (Schmidt 1986; Lipa et al. 2006). For ECOLO and MREA, radial components were combined to map surface current vectors on a prescribed cartesian grid. Characteristics of the

Fig. 2 Zone of study. Regions 1, 2, 3, 4 (*red rectangles*) refer to ECOLO, MREA, ECCOP, and WGOL experiments in the text. The *blue rectangle* is the GLAZUR64 model domain. *Shaded color* represents the bathymetry used in GLAZUR64. *Black arrows* represent a particular surface current output from GLAZUR64, illustrating the significant mesoscale activity. Vectors are plotted every five grid points



radial and cartesian grids are given in Table 1 along with the relevant technical information. Detailed information on the implementation, the processing, and the available data can be found in Molcard et al. (2009) (MREA) and Forget et al. (2008), Allou et al. (2010), and Schaeffer et al. (2011) (ECOLO).

An additional region in the western part of the Gulf of Lions (WGOL, Fig. 2, region 4) will be considered to test the VRM method. This site, for which no radar data are currently available, is under investigation for future radar campaigns in the framework of national programs. In particular, the ongoing LATEX project (Hu et al. 2009, 2010) focuses on a specific submesoscale eddy recurrently observed by satellite images and appearing in numerical models. Radar observations will complement traditional in situ measurements to track this eddy and its evolution.

2.2.2 Model

A synthetic data set computed by a numerical model facilitates the assessment by producing smoothed and continuous current fields. The model used here, called GLAZUR64, is a recent configuration of the ocean general circulation model Nucleus for European Models of the Ocean (NEMO, Madec 2008). GLAZUR64 was developed to study the circulation in the NWM basin at high resolution (Ourmières et al. 2011). This NEMO configuration is an extension of a former version which was developed for the Gulf of Lions (Langlais et al. 2009) and covers the NWM from the Spanish coasts to the western part of the Ligurian Sea (Fig. 2). The vertical grid consists of 130 z levels with spacing varying from 1 m in the first 35 m to 30 m near the bottom in the Abyssal Plain (2,665 m). The horizontal resolution is 1/64° (about 1.25 by 1.25 km). Radiative conditions are used at the ocean open boundaries, and the boundary data are provided by MED16, a NEMO configuration with a horizontal resolution of 1/16° and 43 vertical z levels (Béranger et al. 2010). Atmospheric forcing is provided by the REMO model (Jacob et al. 2001)

Table 1 Radar and data characteristics

	ECOLO	MREA	ECCOP
Central frequency (MHz)	16.15	45.25	16.15
Measurement depth ($\lambda/8\pi$) (m)	0.74	0.26	0.74
Range sampling (m)	3,000	300	3,000
Azimuthal resolution (°)	5	5	5
Radial accuracy δV_r ($m s^{-1}$)	0.021	0.015	0.021
Mesh size (m)	5,000	250	–

Mesh size is that of the current vector grid. δV_r is the intrinsic accuracy of radial measurements, i.e., the velocity corresponding to the inverse of the sample duration

with a horizontal resolution of 1/6°, a vertical resolution of 24 layers up to 10 hPa, and a time resolution of 1 h. GLAZUR64 uses the bulk forcing approach to provide surface fluxes (Large and Yeager 2004). We use here numerical simulations for year 2001 as atmospheric forcing, and data for validation are available for this period. The model data set consists of fields of the ocean circulation averaged to 2 days for the considered year.

To be more realistic, a random noise was added to take into account the limited integration time, which involves a finite Doppler frequency resolution and then a finite velocity resolution, δV_r . Noise was uniformly distributed over an interval of 0.02 ms^{-1} , which corresponds to an integration time of 10 min at a 16-MHz radar frequency. It should be noted that δV_r is a minimum estimate of the measurement error since there are other sources of noise in the radar current measurements such as the velocity variability within a radar cell and the statistical noise in the radar spectral data (Lipa 2003).

2.2.3 Experiments

To evaluate the VRM and the VIM, the regions described in Sect. 2.2.1 have been chosen because either radar or modeled data are available. Note that both data sets are not available simultaneously and that the regions are not all suitable for the application of both techniques. However, the goal here is to assess the methods according to the most suitable region for each of them and not to compare them.

Table 2 summarizes the experiments. The available radar data sets (regions 1–3 of Fig. 2) allow the testing of our methods when applied on different geographic locations and real dynamics. Surface currents of GLAZUR64 are used to generate synthetic radial components over regions 3 and 4.

Region 1 was chosen to test the VIM technique because radar-derived surface circulation evidenced a strong eddy activity. Since the radar coverage cones do not intersect the coastline, this data set is not adapted to the VRM technique. Current maps from the MREA campaign in region 2 did not evidence any well-pronounced eddy, so the VIM would be useless, and only the VRM is tested. In region 3, both model (year 2001) and radar data (year 2010) are used for VIM tests. The VRM is not applied due to the presence of small islands, leading to possible shadowing effects.

Table 2 Summary of the method used (VIM or VRM) in each region (Fig. 2) based on radar or modeled data

Region	1	2	3	4
Radar	VIM	VRM	VIM	–
Model	–	–	VIM	VRM

Moreover, surface current ground truth to evaluate the performance of the reconstruction method is not available. In region 4, only model data are available, and the VRM is tested. This region was chosen because of its smooth and continuous coastlines allowing a radar implementation which is well adapted to the method. The VIM could also have been used, but concerning the assessment of the method, it would not bring much to the results obtained in regions 1 and 3.

3 Application to modeled data

In this section, the VRM and the VIM techniques are evaluated in realistic environment as provided by GLAZUR64 simulations. From the simulated current field, considered as the ground truth, the radial components are computed by vector projection of the current on radial directions, as if they were directly observed by radars.

3.1 Vectorial Reconstruction Method in the Gulf of Lions

The VRM was applied to synthetic radar data produced by the model in region 4. The results obtained for the particular date of Fig. 3 are commented. The circulation shows a well-identified current along the coastline and two cyclonic eddies located at $E3.60^{\circ}$ – $N42.70^{\circ}$ and $E3.95^{\circ}$ – $N43.05^{\circ}$ (Fig. 3a). The surface current divergence (SCD) is superimposed on the modeled current. The SCD depicts a rather high spatial variability, observed throughout the year and corresponding to upwelling (positive sign) or downwelling (negative sign)

areas. The SCD values range from $-1.10^{-4} \text{ s}^{-1}$ to 1.10^{-4} s^{-1} . A strong upwelling activity has been already reported in this region (Hua and Thomasset 1983; Millot 1990).

Figure 3c shows the norm of the vector speed difference, VSD, between the VRM ($u_{\text{VRM}}, v_{\text{VRM}}$) and the original (u, v) current fields according to:

$$\text{VSD} = \sqrt{(u - u_{\text{VRM}})^2 + (v - v_{\text{VRM}})^2} \quad (9)$$

Reconstructed currents were computed from radial components affected by instrumental noise. Characteristic curves (Eq. 5) start from the coastline south of the radar. The VSD map displays an inhomogeneous and circular distribution. The instrumental noise is responsible for the quite pronounced differences between the adjacent characteristic curves, as seen on VSD maps corresponding to radial currents with and without additional noise (not shown). VSD values are low at the beginning of the characteristic curves, where SCD is generally low, and then vary along them with the divergence field.

The VSD value at a given position is found to be less dependent on the local SCD than on the cumulative sum of divergences (SCD_{cum}) from the beginning of the characteristic curves. There is a clear correlation between VSD and the absolute value of SCD_{cum} as illustrated in Fig. 4a (successive negative and positive SCD_{cum}) and Fig. 4b (negative SCD_{cum}). This goes further into the results of Frisch and Leise (1981) who observed a linear increase with distance along characteristic curves of the error due to the SCD. The instrumental noise has a low influence on such correlation properties.

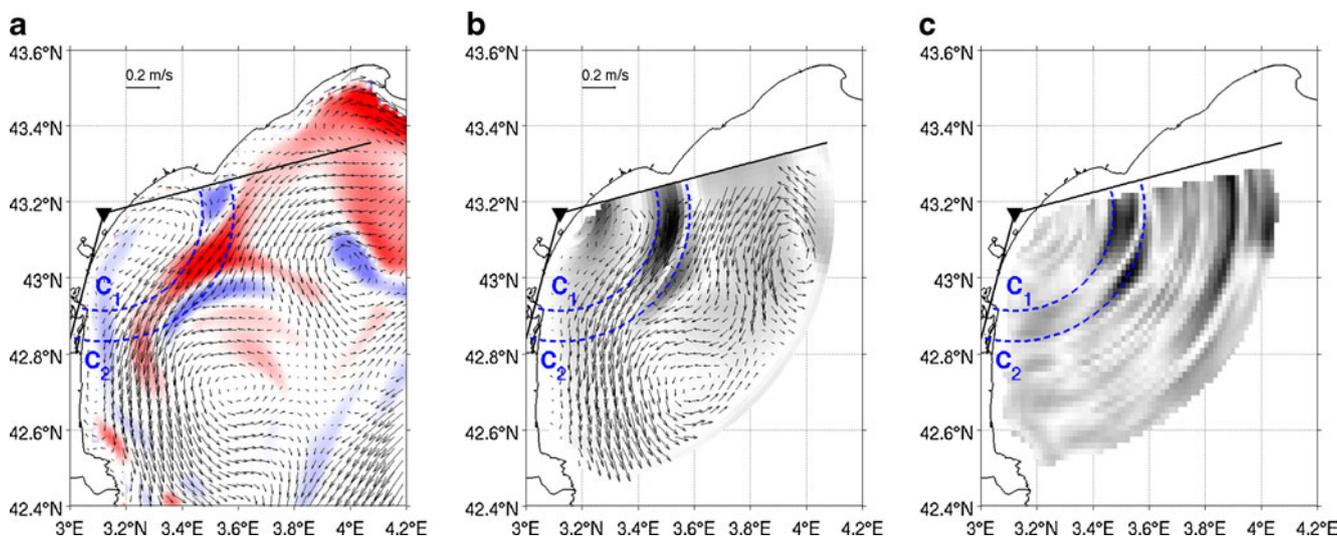


Fig. 3 Application of VRM on September 5, 2001. **a** Original surface current field (arrows) and divergence (color). Color bar from $-5.10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (blue) to 5.10^{-6} s^{-1} (red). **b** Reconstructed (VRM) current (arrows) and cumulative sum of SCD (gray scale from 0 to 2.10^{-5} s^{-1}). **c** Norm of VSD between reconstructed and original

fields. Gray scale from 0 ms^{-1} (white) to 0.1 ms^{-1} (black). Blue lines are characteristic curves for radar ranges 30 km (C1) and 46.5 km (C2). The cone in black is the theoretical radar coverage, and the black triangle is the radar location

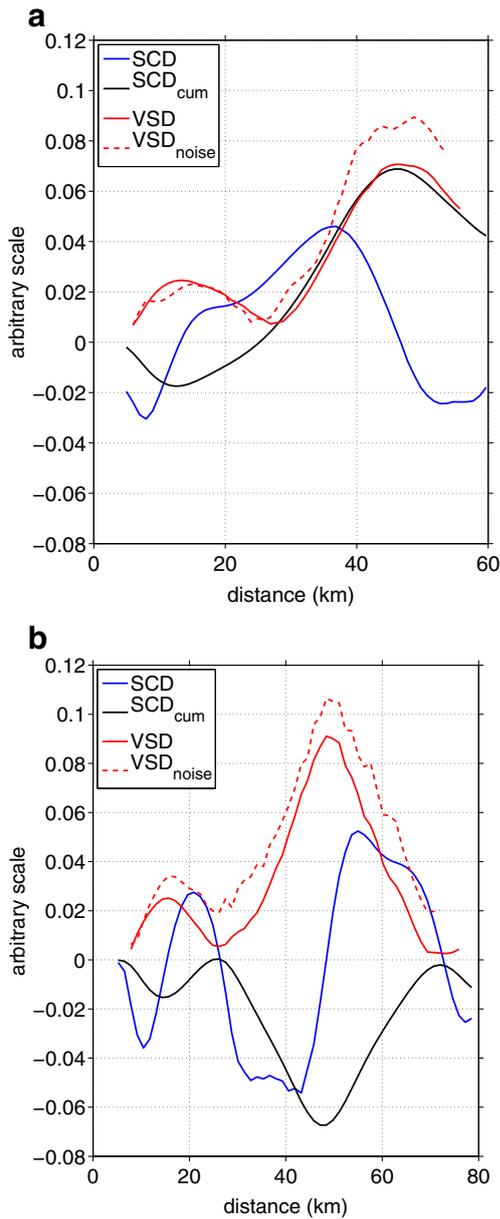


Fig. 4 Variation with distance along characteristic curve **a** C1 and **b** C2 of Fig. 3 of $SCD \times 10^4$ (per second), $SCD_{cum} \times 10^3$ (per second), and VSD (meters per second) with (dashed line) and without noise (solid line)

The reconstructed VRM current (Fig. 3b) reproduces quite well the coastal flow and the two eddies, in particular the center positions. Agreement is the most satisfactory in zones presenting the lowest SCD_{cum} values, e.g., south of 42.8° N.

These results are representative of what was obtained at other dates and are similar for a broad range of surface circulation patterns observed throughout the year. An important result is that, although reconstructed currents generally present realistic features, they can significantly differ from the original currents due to

divergence effects. If no a priori information is available on the divergence properties, the method may be unsafe for vector field reconstruction. In practice, the VRM method should successfully work over areas of very low divergence. Selection of such zones could be done a priori from a statistical analysis of model circulation data to attribute confidence indices for VRM application. The model can only be used to check the applicability of VRM, if it is able to give realistic results on up- and downwelling, i.e., the divergence of the circulation.

3.2 Vortex identification method along the Provence coasts

The actual single radar implementation in region 3 should approximately enable the coverage shown in Fig. 5. The radar coverage intercepts the coast at the northern border, which is adapted for VRM use. However, the region includes many islands more or less extended which may introduce important discontinuities in the vector reconstruction (Sect. 2.1.1). On the other hand, the simulation analysis revealed a significant mesoscale activity resulting in recurrent eddies over the year. Therefore, the VIM was preferred for this region.

Current vector maps in Fig. 5 show typical circulation features, such as the NC flowing from northeast to west, and vortices on its southern boundary. Note the bending of the NC south off the Porquerolles island (43.04° N– 6.13° E) due to a steering bathymetric effect. The NC is present all over the year with a seasonal variability in terms of width, position, and current magnitude as described by both observations (Millot 1999; Petrenko 2003) and numerical results (André et al. 2005).

The statistical analysis of the GLAZUR64 2001 simulations gives an eddy occurrence of 30% (82 eddies over the 181 model outputs) with a very high seasonal variability (88% occurrence from November to April). Most eddies are observed in the southern part of the area where the depth is greater than 2,500 m (95%) and are cyclonic (89%). They are generally close to circular (mean eccentricity, 0.6) with a mean radius of 12 km (r_0 in Eq. 8). A similar mesoscale activity was reported in the Gulf of Lions (Flexas et al. 2002; Allou et al. 2010; Schaeffer et al. 2011).

The VIM results are illustrated in Fig. 5 depicting the spatial distribution of V_r and its derivatives RD and OD. Two vortices are detected in Fig. 5 with these distributions. The first one (V1) is circular and matches the idealized vortex model (Eq. 8) except for the circular homogeneity of the current intensity. Its signatures on radial currents and its derivatives feature the expected characteristic dipole (Fig. 5a), quadrupole (Fig. 5b), and tripole (Fig. 5c) structures, including associated zero lines.

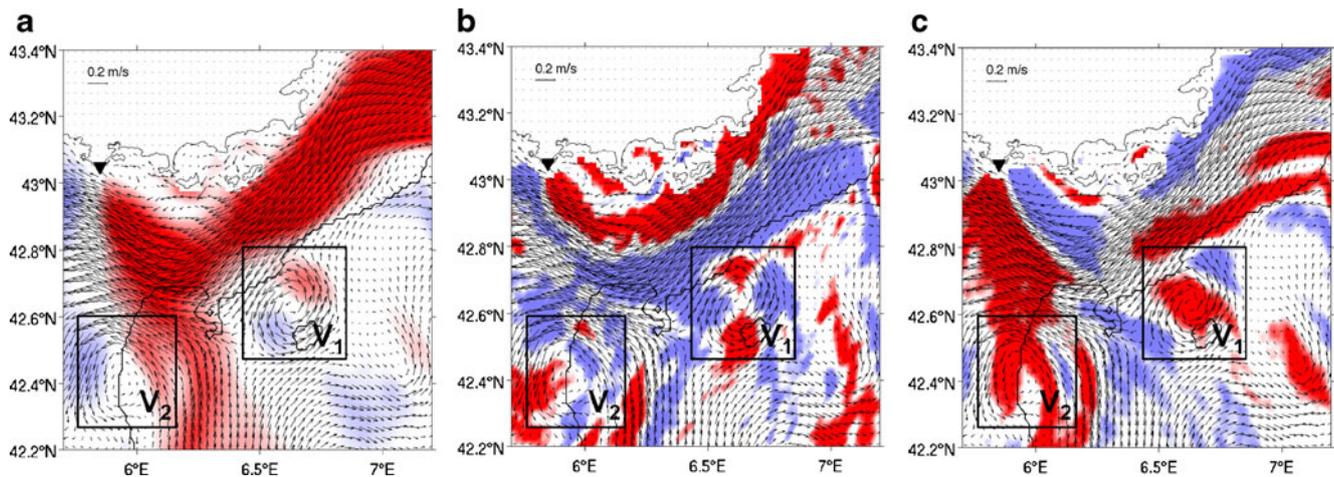


Fig. 5 Simulated map of **a** radial velocity field V_r , **b** radial derivative RD, and **c** orthoradial derivative OD of V_r , corresponding to the surface current shown by *black arrows* (February 7, 2001). Radar location (*black triangle*) and isobath 2,500 m (*black line*) are shown.

The second vortex (V2) is less easily detected, especially on RD and OD maps, because of its deviation from the theoretical model. In this case, the observation of a possible vortex on V_r is hardly confirmed on the other two quantities.

According to the detection quality indices defined in Sect. 2.1.2, very good detection is achieved ($S=6$) for 25% of the data set (e.g., V1 on Fig. 5), and 40% are detected with acceptable confidence ($3 < S < 6$). Other cases are ambiguous (e.g., V2 where $\{r_{V_r}, r_{RD}, r_{OD}\} = \{1, 1, 1\}$).

The concomitant use of the V_r , RD, OD vortex patterns is necessary to certify the vortex existence. The VIM robustness is highly dependent on the symmetry properties of the structure. First, the closer the structure to a circular shape, the better its detection in V_r , RD, and OD maps. Second, the detection is optimal for a homogeneous distribution of the current intensity, which is generally not the case, e.g., when a vortex edge coincides with a boundary of the NC.

4 Application to experimental data

The VRM and the VIM techniques are now applied to measured data from HF/VHF radar campaigns. The most suitable data set is used for each method according to its performance requirements in terms of radar coverage or eddy occurrence.

4.1 Vectorial Reconstruction Method in the Gulf of La Spezia

Region 2 is chosen to test the VRM in real conditions. Data from radar 1 (Fig. 6a) are used to reconstruct the vector field according to its favorable implementation. The VRM

characteristic curves are circles starting from the eastern side of the observation cone. The method's performance is evaluated by comparison with the current field resulting from the combination of the radial current maps from radar 1 and radar 2 (Fig. 6a).

An example of the current field computed from both radars is given in Fig. 6a, superimposed to the SCD for the error evaluation of the reconstruction method. Note that full surface currents and their divergence are not available everywhere in the observation cone of radar 1 due to the limited eastward extension of the coverage of radar 2. The SCD values are affected by the geometric dilution of precision (GDOP) of the zonal and meridional current components (e.g., Chapman et al. 1997; Shay et al. 2007). Since resulting uncertainties on SCD values were too high, radial data were smoothed spatially, and vector currents were reprocessed from these new data. Smoothing consisted in a 3-point running window giving an effective accuracy on radial current components of $\delta V_{r, \text{eff}} \sim 0.6 \times \delta V_r = 0.01 \text{ ms}^{-1}$. The resulting SCD accuracy is shown on the same figure.

Vector speed differences (Eq. 9) between original and reconstructed current fields are shown in Fig. 6b. Only a limited area near the east coast presents relatively low VSD values (typically $< 2\delta V_{r, \text{eff}}$). Differences are important and can exceed $10\delta V_{r, \text{eff}}$ at the western and southeastern parts of the computation grid. Variations of VSD, SCD, and SCD_{cum} values along a characteristic curve are given in Fig. 6c. As for the model data (Sect. 3.1), the VSD varies similarly to the absolute value of the SCD_{cum} .

In the example shown in Fig. 6 and nearly for the entire experimental period, the VRM method gives inaccurate results. The time average of the vector speed difference, $\langle \text{VSD} \rangle$, was performed at each point over the experimen-

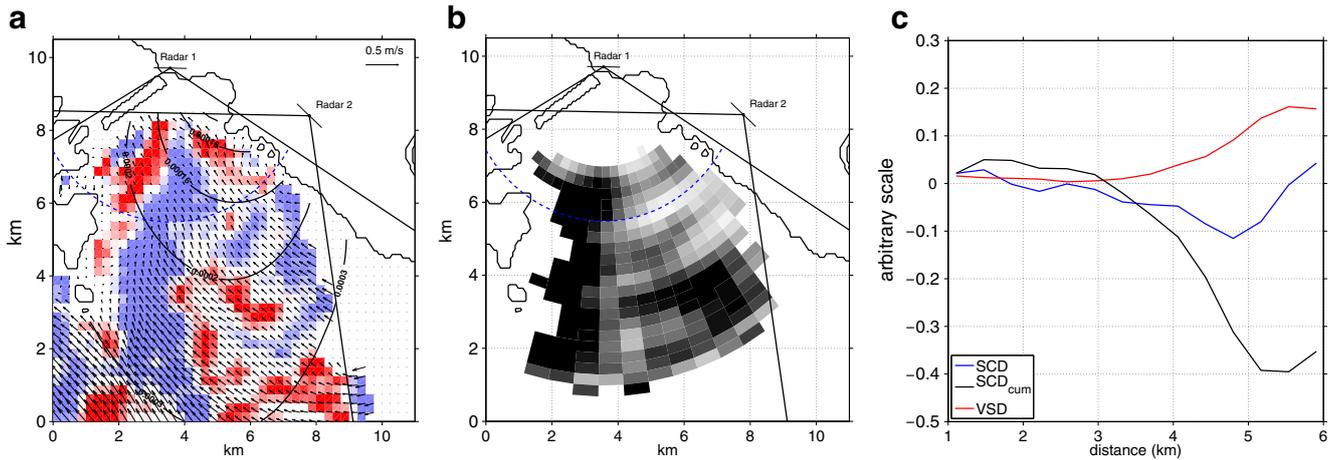


Fig. 6 **a** Radar-derived surface current field superimposed on SCD (color bar, $-5.10^{-6} \text{ s}^{-1}$ [blue] to 5.10^{-6} s^{-1} [red]); black lines represent SCD accuracy (per second). **b** Norm of VSD between reconstructed and original fields (0 ms^{-1} [white] to 0.1 ms^{-1} [black]). **c** Variation

with distance along dashed blue characteristic curve of $\text{SCD} \times 10^3$ (per second) (blue), $\text{SCD}_{\text{cum}} \times 10^3$ (per second) (black), and VSD (meters per second) (red). The date is June 22, 2007, 1.30 a.m.

tal period (Fig. 7). $\langle \text{VSD} \rangle$ increases perpendicularly from the coast north of $y=4 \text{ km}$ and in the westward direction for smaller ordinates. This could be explained by the fact that characteristic curves cross regions of divergence that vary both in time and space. The difference between upper and lower regions seems to reflect some meridional heterogeneity of the SCD distribution along the east coast. Note that we can only suggest such interpretation due to the lack of vector data along the southeast coast.

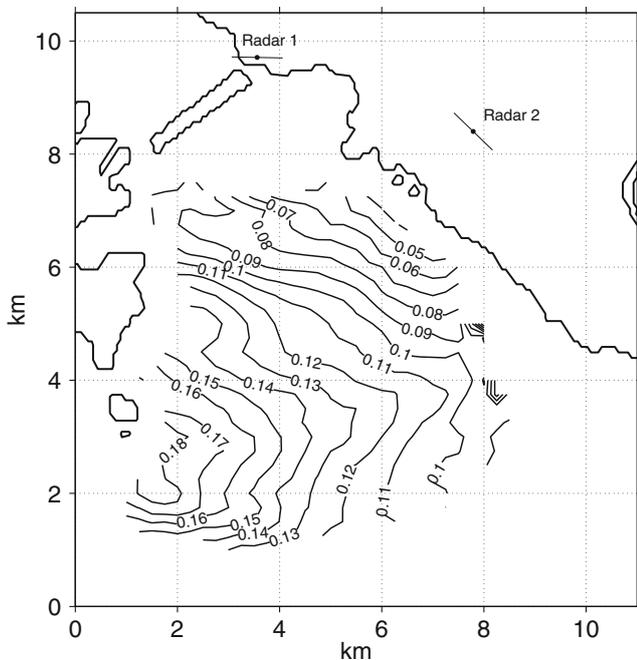


Fig. 7 Time average of vector speed difference norm ($\langle \text{VSD} \rangle$) between VHF and reconstructed surface current (meters per second) over the experimental period (June 17–25, 2007)

$\langle \text{VSD} \rangle$ values are always greater than the errors on zonal and meridional current components due to the GDOP. Errors are defined here as the product of δV_r and GDOP values. For example, this error is lower than 0.015 ms^{-1} for ordinates greater than 5 km, whereas $\langle \text{VSD} \rangle$ is generally greater than 0.04 ms^{-1} .

While the required radar implantation for the use of the VRM is satisfied in region 2, the results are not satisfactory. The particular coastal zone of the Gulf of La Spezia reveals important divergence values altering the reconstruction and resulting in possible unrealistic features in the reconstructed field. Such properties could be assessed by numerical simulations. However, such a small and shallow basin is very difficult to model using a traditional hydrostatic Ocean General Circulation Model. The resolution of the available simulations during the MREA program is too coarse, resulting in an insufficiently accurate circulation (Haza et al. 2010).

4.2 Vortex Identification Method in the Gulf of Lions

The ECOLO campaign evidenced about 30 eddies in region 1 during the 1.5-year observational period (Allou et al. 2010; Schaeffer et al. 2011). The VIM was applied to the radial data from the northern radar (radar 2, Fig. 8) for each period where a vortex was evidenced in the current vector map resulting from the combination of the radial current maps from radar 1 and radar 2. Radar 2 was preferred to radar 1 (eastern radar) because of its better performances in terms of range and azimuth coverage. Data are available on an hourly basis.

Figure 8 gives a typical example of a vortex event, with indices $\{r_{V_i}, r_{RD}, r_{OD}\} = \{2, 1, 2\}$. It illustrates the influence

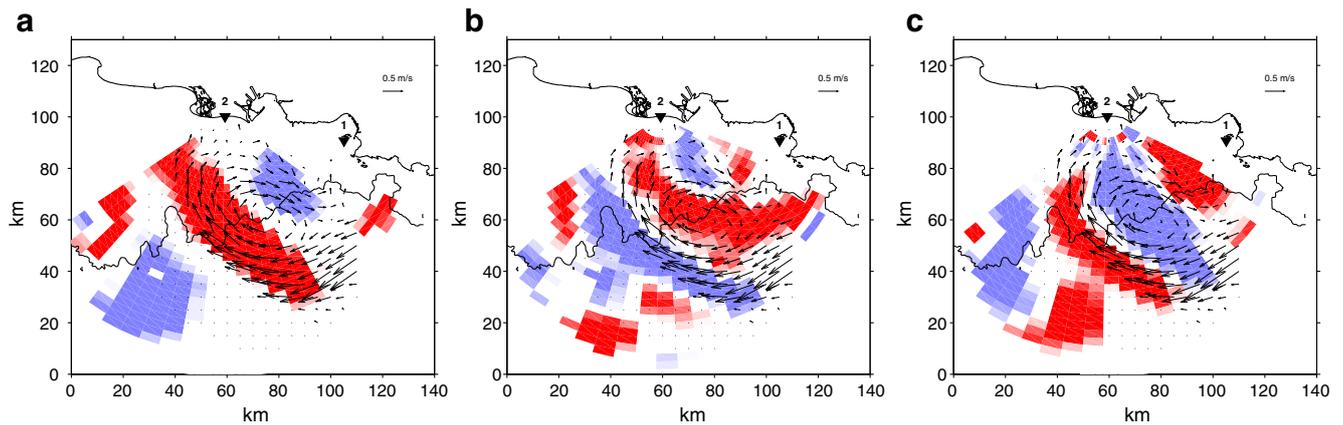


Fig. 8 VIM detection method applied to December 30, 2006, 6 p.m. Maps of **a** radial velocity field V_r , **b** radial derivative RD, and **c** orthonormal derivative OD of V_r . Arrows are surface current. Black triangles are radar locations. Isobath 130 m is drawn

of the current heterogeneity within the vortex, with currents higher at its southern boundary. This heterogeneity is due to the NC influence.

In most cases, it was possible to identify the vortices with the VIM method. Since vortices have a relative long lifetime, up to 50 h, detection ambiguities could be improved by considering the time evolution of radial maps. Using the same ranking of detection quality described in Sect. 2.1.2, the percentage of well-identified vortices is 81%. Moreover, $S=6$ is obtained for one third of them.

4.3 Vortex Identification Method along the Provence coasts

The VIM method is applied to the ECCOP campaign (region 3) where only one radar is running. This temporary limitation has strongly motivated the present study. We examined the radial data acquired every 30 min from July 29 to October 6, 2010. Applying the VIM requires a minimum area of valid data within the radar coverage. This area must be at least of the order of the vortex size. Hence, we only selected radar maps presenting coverage of valid data consistent with a vortex diameter of 50 km. Using this criterion and due to the actual quality of the data, only two thirds of the available radial maps could be used for the analysis (nearly 2,000 over 3,000 times).

Among this significant data set, we detected only three well-identified vortex events (August 19 (1), 21 (2), and September 13 (3), 2010; Fig. 9). They are observed both on V_r , RD, and OD fields (see for example Fig. 10 corresponding to event 2). Contrary to the ECOLO and MREA campaigns, no ground truth of surface current is available for validation. However, the results obtained both on modeled (region 3, Sect. 3.2) and experimental (region 1, Sect. 4.2) data allow us to be confident in the

identification of these eddy-like structures. These three events represent a minimal estimation of eddy occurrence in the area because of missing data (as referred above) and partial inclusion of vortices within the radar coverage. However, this number remains rather small indicating a low eddy activity during the summer period. Despite the fact that numerical simulations are not yet available for the period studied, such seasonal minimum of eddy activity is qualitatively supported by our modeling

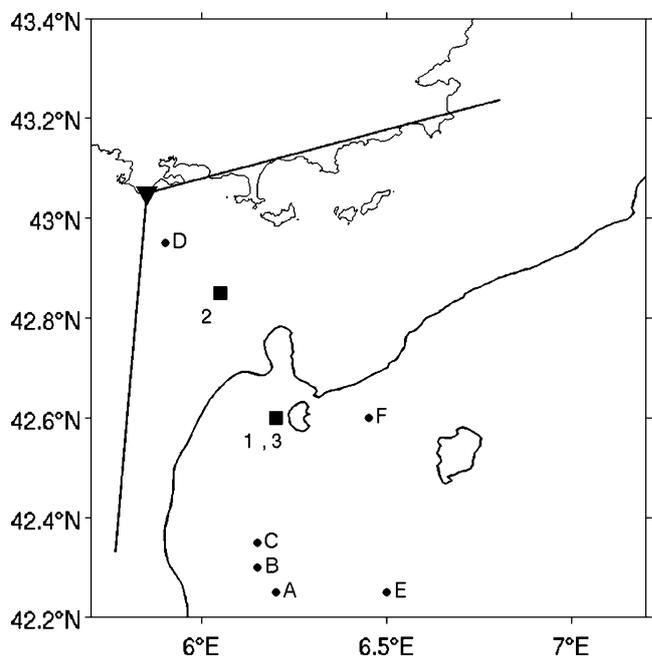


Fig. 9 Location of the three eddy events identified from VIM (square numbers 1–3) from experimental data spanning July 29–October 6, 2010. Points (A–F) mark the locations of eddy events observed on modeled data for the same period in 2001. The cone represents the azimuthal radar coverage, and the black triangle is the radar location. Isobath 2,500 m is drawn

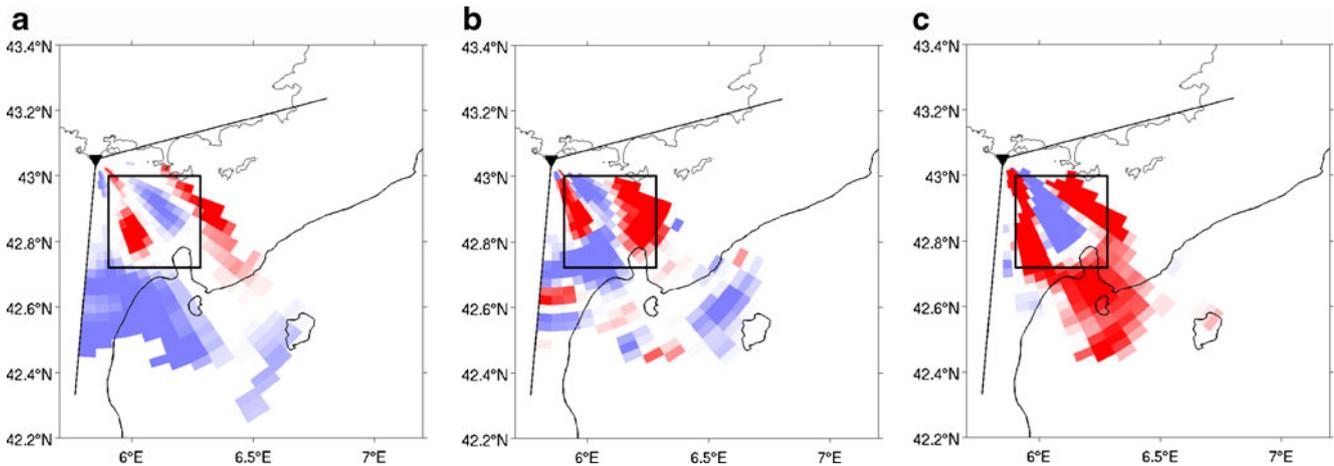


Fig. 10 **a** Radial velocity field V_r , **b** radial derivative RD, and **c** orthoradial derivative OD of V_r from experimental data of August 21, 2010. The vortex (number 2 in Fig. 9) lies inside the black rectangle.

The cone represents the azimuthal radar coverage, and the black triangle is the radar location. Isobath 2,500 m is drawn

results of 2001 (Sect. 3.2). Figure 9 reports the location of eddies observed in 2001 simulations (points A–F) for the same period of the year as the 2010 radar experiment (points 1–3). If we exclude the four southern eddies which are partly located outside the effective radar coverage for the data considered (lower than 80 km), the number and size (15–25 km) of eddies from radar and model data are similar.

5 Conclusion

In many circumstances, monitoring surface circulation in the coastal zone by HF/VHF radar can be hindered by the lack of data from one station (e.g., failure, interferences) or by logistic constraints that prevent, at least for a moment, implementation of a complete radar network. In these cases, radial current components are only available from one station. This paper aims at assessing two basic methods to get useful information on the current vector field from such scalar data.

The VRM method relies on the assumption of non-divergent horizontal surface flow and consists in computing the stream function along characteristic curves which coincide to range distances of the radar. A limiting constraint of the method for radar implementation is that it necessitates that one edge of the radar coverage intersects the land. The method was applied to radial current components produced by a hydrodynamic model and to observed data acquired with VHF radars. Due to the strong hypothesis of the method requesting a divergence-free field, the reconstructed currents can be inaccurate due to divergence properties of the zones. In fact, the VRM can only work in regions satisfying specific divergence properties, namely the cumulative

divergence value along characteristic curves must be null. The selection of coastal ocean regions having these given properties could be determined from statistical analysis of the model data, allowing an a priori knowledge of the method pertinence.

The VIM does not rely on any physical assumption. The method aims at detecting eddy-like structures by the combined analysis of radial velocity and its derivatives. The method was developed using a theoretical vortex with circular symmetry and azimuthal homogeneity. We did not address the inversion problem. Hence, the VIM method in its present implementation is not intended to accurately reproduce the vortex but rather to identify its existence within a range of confidence and to give rough estimates of its position and size. The VIM succeeded to detect nearly all the eddies that were observed during a HF campaign in the Gulf of Lions and to detect eddy-like structures from a recent single site campaign along the Provence coasts area.

The question of making use of single radial maps was shown to be very challenging. Both methods presented here were successful in the theoretical case, satisfactory when using numerical model output, and less efficient when applied to real cases. The divergence-free hypothesis should be verified before the use of the VRM, and only well-pronounced eddies can be identified with the VIM. In spite of these constraints, the asset of these methods lies in their simplicity of implementation, quickly producing a first guess velocity field.

Another potential way to make use of radial current components, including the single radar case, is through data assimilation (e.g., recently Barth et al. 2008, 2010; Shulman and Paduan 2008). The increase of the Mediterranean observatory systems will certainly enhance the combined use of model and radial maps.

Acknowledgments ECCOP experiment is supported by LEFE/IDAO (CNRS/INSU), Med Program (TOSCA 2G-MED09-425), and GIRAC Pôle Mer. We acknowledge the support of MREA/LASIE and POET experiments. We are pleased to acknowledge Yves Barbin and Joel Gaggelli for their major contribution to radar field campaigns of this study. We are grateful to Yann Ourmières for his careful reading of the paper.

References

- Allou A, Forget P, Devenon J-L (2010) Submesoscale vortex structures at the entrance of the Gulf of Lions in the Northwestern Mediterranean Sea. *Cont Shelf Res* 30:724–732
- André G, Garreau P, Garnier V, Fraunié P (2005) Modelled variability of the sea surface circulation in the North-western Mediterranean Sea and in the Gulf of Lions. *Ocean Dynamics* 55:294–308
- Barth A, Alvera-Azcarate A, Weisberg RH (2008) Assimilation of high-frequency radar currents in a nested model of the West Florida Shelf. *J Geophys Res* 113:C08033. doi:10.1029/2007JC004585
- Barth A, Alvera-Azcarate A, Gurgel K-W, Staneva J, Port A, Beckers J-M, Stanev EV (2010) Ensemble perturbation smoother for optimizing tidal boundary conditions by assimilation of High-Frequency radar surface currents - application to the German Bight. *Ocean Sci* 6(1):161–178. doi:10.5194/os-6-161-2010
- Béranger K, Drillet Y, Houssais M-N, Testor P, Bourdallé-Badie R, Alhammoud B, Bozec A, Mortier L, Bouruet-Aubertot P, Crépon M (2010) Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean Sea. *J Geophys Res* 115:C12041. doi:10.1029/2009JC005648
- Chapman RD, Shay LK, Graber HC, Edson JB, Karachintsev A, Trump CL, Ross DB (1997) On the accuracy of HF radar surface current measurements: intercomparisons with ship-based sensors. *J Geophys Res* 102:18737–18748
- Crombie DD (1955) Doppler spectrum of sea echo at 13.56 Mc/s. *Nature* 175:681–682
- Estournel C, de Madron Durrieu X, Marsaleix P, Auclair F, Julliard C, Vehil R (2003) Observation and modelisation of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lions under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *J Geophys Res* 108(C3):7.1–7.18
- Flexas MM, Durrieu de Madron X, Garcia MA, Canals M, Arnau PA (2002) Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March–May 1997). *J Mar Syst* 33–34:197–214
- Forget P, Barbin Y, André G (2008) Monitoring of surface ocean circulation in the Gulf of Lion (North-West Mediterranean Sea) using WERA HF radars. Proceedings IGARSS 2008, Boston, USA, 7–11 Juillet 2008
- Frisch AS, Leise J (1981) A note on using continuity to extend HF radar surface-current measurements. *J Geophys Res* 86:11089–11090
- Gurgel KW, Antonischki G, Essen HH, Schlick T (1999) Wellen Radar (WERA), a new ground-wave based HF radar for ocean remote sensing. *Coastal Eng* 37:219–234
- Haza A, Ozgokmen TM, Griffa A, Molcard A, Poulain P-M, Peggion G (2010) Transport properties in small scale coastal flows: relative dispersion from VHF radar measurements in the Gulf of La Spezia. *Ocean Dynamics* 60(4):861–882
- Hu ZY, Doglioli AM, Petrenko AA, Marsaleix P, Dekeyser I (2009) Numerical simulation of mesoscale eddies in the Gulf of Lion. *Ocean Modelling* 20:203–208
- Hu ZY, Petrenko AA, Doglioli AM, et al. (2011) Study of coastal eddies: application in the Gulf of Lion. *J. Marine Syst.*, (in press)
- Hua B, Thomasset F (1983) A numerical study of the effects of coastline geometry on wind-induced upwelling in the Gulf of Lions. *J Phys Oceanogr* 13:678–694
- Jacob D, Andrae U, Elgered G, Fortelius C, Graham LP, Jackson SD, Karstens U, Koepfen C, Lindau R, Podzun R, Rockel B, Rubel F, Sass HB, Smith RND, Van den Hurk BJM, Yang X (2001) A comprehensive model intercomparison study investigating the water budget during the BALTEXPIDCAP period. *Meteorol Atmos Phys* 77(1–4):19–43
- Kaplan DM, Largier J (2006) HF radar-derived origin and destination of surface waters off Bodega Bay, California. *Deep-Sea Res* 53:2906–2930
- Kaplan DM, Lekien F (2007) Spatial interpolation and filtering of surface current data based on open-boundary modal analysis. *J Geophys Res* 112:C12007. doi:10.1029/2006JC003984
- Kim SY (2010) Observations of submesoscale eddies using high-frequency radar-derived kinematic and dynamic quantities. *Cont Shelf Res* 30:1639–1655
- Langlais C, Barnier B, Molines JM, Fraunié P, Jacob D, Kotlarski S (2009) Evaluation of a dynamically downscaled atmospheric reanalyse in the prospect of forcing long term simulations of the ocean circulation in the Gulf of Lions. *Ocean Modelling* 30:270–286
- Large WG, Yeager SG (2004) Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea ice models: the data sets and flux climatologies. Climate and Global Dynamics Division, Colorado, NCAR technical note
- Leise JA (1984) The analysis and digital signal processing of NOAA's surface current mapping system. *IEEE L Oceanic Eng* 9(2):106–113
- Lekien F, Coulliette C, Bank R, Marsden J (2004) Open-boundary modal analysis: interpolation, extrapolation, and filtering. *J Geophys Res* 109:C12004. doi:10.1029/2004JC002323
- Lipa BJ (2003) Uncertainties in SeaSonde current velocities. In: Proceedings of the IEE/OES Seventh Working Conference on Current Measurement Technology, San Diego CA, pp. 95–100
- Lipa BJ, Barrick DE (1983) Least-squares methods for the extraction of surface currents from CODAR crossed-loop data: application at ARSLOE. *IEEE J Oceanic Eng* 8(4):226–253
- Lipa BJ, Nyden B, Ullman DS, Terill E (2006) SeaSonde radial velocities: derivation and internal consistency. *IEEE J Oceanic Eng* 31(4):850–861
- Lipphardt BL, Kirwan AD, Grosch CE, Lewis JK, Paduan JD (2000) Blending HF radar and model velocities in Monterey Bay through normal mode analysis. *J Geophys Res* 105(C2):3425–3450
- Liu L, Wu X, Cheng F, Yang S, Ke H (2007) Algorithm for HF radar vector current measurement. *J Oceanogr* 63:47–66
- Madec G (2008) NEMO ocean general circulation model reference manual. Internal report. LODYC/IPSL, Paris
- Martin AP, Richards KJ, Law CS, Liddicoat M (2001) Horizontal dispersion within an anticyclonic mesoscale eddy. *Deep-Sea Res* 48:739–755
- May PT, Weber BL, Strauch RG, Lataitis RJ, Moran KP, Meritt DA (1989) Single station ocean current vector measurement: application of the spaced antenna (SA) technique. *Geophys Res Lett* 16(9):999–1002. doi:10.1029/GL016i009p00999
- Millot C (1990) The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Cont Shelf Res* 10(9–11):885–894
- Millot C (1999) Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J Mar Syst* 20:423–442
- Molcard A, Poulain PM, Forget P, Griffa A, Barbin Y, Gaggelli J, De Maistre JC, Rixen M (2009) Comparison between VHF radar observations and data from drifter clusters in the Gulf of La Spezia (Mediterranean Sea). *J Mar Syst* 78(S1):S79–S89

- Ourmières Y, Zakardjian B, Beranger K et al. (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* (in press)
- Parks AB, Shay LK, Johns WE, Martinez-Pedraja J, Gurgel K-W (2009) HF radar observations of small-scale surface current variability in the Straits of Florida. *J Geophys Res* 114:C08002. doi:10.1029/2008JC005025
- Petrenko AA (2003) Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanologica Acta* 26:323–338
- Petrenko A, Leredde Y, Marsaleix P (2005) Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea: in situ and modeling data. *Cont Shelf Res* 25:7–27
- Rixen M, Book JW, Orlic M (2009) Coastal processes: challenges for monitoring and prediction. *J Mar Sys* 78:S1–S2
- Sammari C, Millot C, Prieur L (1995) Some aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-Sea Res* 42 (6):893–917
- Schaeffer A, Molcard A, Forget P, et al. (2011) Generation mechanism of mesoscale eddy in the Gulf of Lions: radar observation and modelling. *Ocean Dynam* (in press)
- Schmidt RO (1986) Multiple emitter location and signal parameter estimation. *IEEE Trans Antennas Propag AP-34*(3):276–280
- Sentchev A, Forget P, Barbin Y (2009) Residual and tidal circulation revealed by VHF radar surface current measurements in the southern Channel Isles region (English Channel). *Estuarine, Coastal and Shelf Sci* 82:180–192
- Shadden SC, Lekien F, Paduan JD, Chavez FP, Marsden JE (2009) The correlation between surface drifters and coherent structures based on high-frequency radar data in Monterey Bay. *Deep Sea Res II* 56:161–172
- Shay KL, Martinez-Pedraja J, Cook TM, Haus BK, Weisberg RH (2007) High-frequency radar mapping of surface currents using WERA. *J Atmos Ocean Technol* 24:484–503
- Shulman I, Paduan JD (2008) Assimilation of HF radar-derived radials and total currents in the Monterey Bay area. *Deep-Sea Res* 56:149–160. doi:10.1016/j.dsr2.2008.08.004
- Stewart RH, Joy JW (1974) HF radio measurements of surface currents. *Deep Sea Res* 21:1039–1049
- Yaremchuk M, Sentchev A (2009) Mapping radar-derived sea surface currents with a variational method. *Cont Shelf Res* 29:1711–1722
- Yoshikawa Y, Matsuno T, Marubayashi K, Fukudome K (2007) A surface velocity spiral observed with ADCP and HF radar in the Tsushima Strait. *J Geophys Res* 112:C06022. doi:10.1029/2006JC003625

Chapitre 2

La modélisation numérique : un outil de simulation de la circulation côtière

La modélisation numérique est un outil complétant les informations fournies par les observations qui ne permettent pas d'obtenir une vision globale de l'état du système dynamique à cause de couvertures spatiales et temporelles réduites et irrégulières. Elle est basée sur les approximations des équations primitives et sur la discrétisation de ces équations sur des grilles de calcul, qui définissent les échelles résolues. Avec les moyens de calcul actuels, il est possible de décrire des phénomènes de méso-échelle dans des configurations océaniques régionales et de simuler la dynamique de la circulation en zone côtière.

Dans ce cadre, nous utilisons des modèles numériques qui nous permettent de simuler des vitesses de surface équivalentes aux mesures effectuées par radar HF afin de mettre en place une méthodologie pour l'identification des caractéristiques de la circulation côtière à partir des vitesses observées par une seule station radar (Marmain et al., 2011, et chapitre 3.2). Nous montrerons également que l'assimilation des données de HFR peut améliorer la représentation de la circulation côtière d'une configuration régionale (chapitre 5).

Ce chapitre présente un travail préliminaire à l'utilisation des modèles numériques. Dans un premier temps, une description succincte des modèles est faite. Dans un deuxième temps, la description de l'état de la couche de surface et la représentation des masses d'eau simulées par des configurations régionales de la Méditerranée Nord Occidentale seront validées en comparant les simulations aux vitesses mesurées par HFR, aux SST mesurées par télédétection satellitale et à des profils de température et salinité.

2.1 Configurations régionales de la Mer Méditerranée Nord Occidentale

La Méditerranée a fait l'objet d'un effort considérable dans le développement des modèles numériques depuis la fin des années 1980. Un historique de la modélisation en Méditerranée se trouve dans Guihou (2013). Nous avons fait le choix de baser nos travaux sur deux modèles à partir desquels deux configurations régionales, aux caractéristiques différentes, ont été élaborées. L'emprise géographique de ces configurations est indiquée sur la Fig.1.7. Cette thèse n'étant pas

dédiée au développement des configurations, nous avons choisi de ne pas décrire en profondeur les codes de calculs correspondants. Le but est plutôt de décrire les configurations en vue de leur utilisation pour des applications spécifiques.

2.1.1 NEMO - GLAZUR64

GLAZUR64¹ est une configuration régionale de la Méditerranée Nord Occidentale basée sur le modèle de circulation hydrodynamique NEMO-OPA (version 3.2.1) qui résout les équations primitives, hydrostatiques et à surface libre. Elle représente l'évolution de la configuration GDL64² (Langlais, 2007; Langlais et al., 2009b), initialement développée pour étudier la circulation dans le Golfe du Lion (GoL) et étendue vers l'Est pour étudier la circulation côtière en amont du GoL le long des côtes varoises (Ourmières et al., 2011; Guihou et al., 2013; Guihou, 2013). La haute résolution spatiale lui confère une capacité dite "eddy-resolving". Les caractéristiques générales de NEMO (système d'équations, simplifications...) sont décrites par Madec (2008). Elles ont été récemment présentées de manière plus synthétique par Duchez (2011) et Guihou (2013) qui décrivent les particularités de la configuration GLAZUR64.

GLAZUR64 est une configuration à haute résolution spatiale ($1/64^\circ$, soit $\sim 1.25 \times 1.73$ km) et temporelle (pas de temps de 60s). Elle s'étend de 2.09°E à 7.97°E en longitude et de 41.26°N à 43.90°N en latitude, soit 377×170 points de grille sur l'horizontal. Sur la verticale, elle dispose de 130 niveaux z avec une résolution de 1 m sur les 30 premiers mètres sous la surface et n'excédant pas 30 m près du fond. Un système adaptatif est appliqué sur les mailles de fond ("partial step") permettant une bonne adaptation de la grille à la bathymétrie complexe de la zone.

La gestion des interfaces est effectuée en utilisant des paramétrisations standards. La condition de surface est de type surface libre avec filtrage des ondes de gravité. Une formulation de type Bulk est appliquée aux forçages atmosphériques représentés par la vitesse du vent à 10 m, les flux de chaleur descendants de courte (solaire) et de longue (radiatif) longueur d'ondes, la température et l'humidité de l'air à 2 m et les précipitations. Ils proviennent de la configuration opérationnelle ALADIN de Météo France (section 2.2.1). Les deux frontières océaniques ouvertes au Sud et à l'Est sont traitées à l'aide d'une méthode combinant radiation et relaxation (Marchesiello et al., 2001) avec des coefficients de relaxation entrant et sortant de 1 et 10 jours, respectivement. Les valeurs prescrites aux frontières océaniques sont les valeurs journalières de température, de salinité et de vitesses zonale et méridienne baroclines et proviennent de la configuration opérationnelle PSY2V4R2 de Mercator Océan (section 2.2.2). Les frottement latéraux sont de type "freeslip". Les apports d'eau douce des fleuves sont pris en compte en considérant le débit du Rhône provenant de données climatologiques mensuelles construites sur la base des observations journalières sur la période 1964-2009 fournies par la Compagnie Nationale du Rhône.

La paramétrisation est également basée sur des options standards, comme le schéma de fermeture turbulente TKE, ou l'ajout d'un terme de diffusion pour les traceurs sur la couche de fond.

La condition initiale, construite seulement à partir de la température et de la salinité fournies par PSY2V4R2, a été fixée au 20 juin 2011, date à partir de laquelle les forçages océaniques

1. Golfe du Lion côte d'AZUR $1/64^\circ$
 2. Golfe Du Lion $1/64^\circ$

PSY2V4R2 sont disponibles. D'autres produits existent sur des périodes antérieures à cette date (e.g. PSY2V3 ou PSY2V4R1 fournis par Mercator Océan) mais leur utilisation, comme forçages océaniques, entraîne des déséquilibres dans les simulations dus au fait que la continuité entre ces produits et PSY2V4R2 n'est pas assurée.

La configuration GLAZUR64 est implémentée au centre de calcul hautes performances du CNRS (IDRIS³), et s'exécute depuis janvier 2013 sur le serveur ADA⁴. Un mois de simulation s'exécute en environ 7,5 h (temps "humain").

Par ailleurs, les sorties du modèle sont enregistrées sous deux formes : des sorties 3D correspondant à des moyennes journalières (traceurs, SSH, vitesses horizontales et verticale, profondeur de la couche de mélange, diffusivité, champs atmosphériques) ; des sorties 2D de champs de surface (vitesses, température, salinité) correspondant à des moyennes de 3 heures pour la comparaison avec les vitesses de surface mesurées par radar HF.

Les simulations d'ensemble consistent à effectuer un grand nombre de simulations en faisant varier des paramètres afin de mettre en évidence la sensibilité du modèle à ces paramètres (chapitre 5). Initialement, nous avons prévu d'utiliser GLAZUR64 pour réaliser de telles expériences dans le cadre de l'assimilation des données de vitesses issues des HFR. Cependant, nous avons été limités par les performances en temps de calcul et il s'est avéré nécessaire de mettre en place une configuration plus légère, dédiée à la mise en place de l'assimilation de donnée.

2.1.2 ROMS - RGLAZUR12

Pour s'affranchir des contraintes de temps de calcul et de manipulation des données, la configuration RGLAZUR12⁵ a été développée. Le but de cette configuration n'est pas de concurrencer GLAZUR64 mais de décrire de manière suffisamment réaliste la circulation côtière dans le but de valider une méthode d'assimilation des vitesses de surface mesurées par HFR.

La configuration RGLAZUR12 est basée sur le code ROMS (Regional Ocean Modeling System, Shchepetkin and McWilliams, 2003, 2005) résolvant les équations primitives, hydrostatiques, à surface libre. ROMS a été utilisé dans différentes régions océaniques où il a montré sa capacité à résoudre les processus de méso-échelle dans des zones hauturières et côtières (e.g. Penven et al., 2001; Capet et al., 2008; Casella et al., 2011).

La version de ROMS utilisée est celle de l'IRD⁶ qui fournit également des outils de prétraitement des forçages (ROMSTOOLS, Penven et al., 2008) facilitant leur mise en forme. Nous avons adapté ces outils aux produits fournis par Mercator-Océan et Météo France, et également pour le prétraitement des forçages nécessaires aux simulations d'ensemble utilisées dans le chapitre 5.

RGLAZUR12 dispose d'une emprise géographique semblable à celle de GLAZUR64, mais présente une résolution horizontale, plus grossière, de $1/12^\circ$ ($\sim 6.8 \times 6.8$ km). Contrairement à GLAZUR64, RGLAZUR12 est une configuration dite "eddy-permitting" compte tenu du rayon de déformation de Rossby dans cette zone (4 à 10 km selon la saison, Guihou, 2013). 32 niveaux verticaux de type σ sont utilisés avec un raffinement près de la surface pour obtenir une repré-

3. Institut du Développement et des Ressources en Informatiques Scientifiques

4. <http://www.idris.fr/ada/>

5. ROMS Golfe du Lion côte d'AZUR $1/12^\circ$

6. (ROMS_AGRIF, <http://www.romsagrif.org/>)

sentation satisfaisante de la couche de surface. Un pas de temps de 20 minutes est adopté en accord avec le critère CFL.

Les paramétrisations standards de ROMS sont utilisées dans cette configuration. La paramétrisation du mélange vertical est réalisée par un schéma de fermeture non local basé sur une formulation de couche limite de type KPP (*K-profile parametrization*) permettant de paramétrer les processus physiques sous-maille non résolus par le modèle. Les frottements latéraux sont de type "freeslip". Un schéma de type "time-stepping" est utilisé permettant de séparer les calculs des modes barotropes et baroclines. Plus de détails sur les paramétrisations de ROMS peuvent être trouvés dans [Casella \(2013\)](#).

Les forçages atmosphériques et océaniques sont identiques à ceux utilisés par GLAZUR64. Les forçages atmosphériques sont pris en compte par une formulation de type Bulk. Les frontières océaniques sont également ouvertes au Sud et à l'Est. Elles sont traitées par une condition de type radiation-relaxation pour les vitesses baroclines et les traceurs et par une condition de Flather pour les vitesses barotropes et l'élévation de surface ([Marchesiello et al., 2001](#)). Une couche éponge de 10 km avec une viscosité de $800 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a également été ajoutée pour éviter des réflexions parasites le long des frontières ouvertes. Les coefficients de relaxation sont de 1 et 10 jours (pour les traceurs et les vitesses baroclines, respectivement) pour les flux entrants et de 360 jours pour les flux sortants. Les forçages aux frontières océaniques sont donnés par la température, la salinité, l'élévation de la surface, les vitesses baroclines et les vitesses barotropes déduites des vitesses baroclines.

La condition initiale a été fixée au 1 juillet 2011 et construite à partir des moyennes journalières des vitesses baroclines et barotropes, de l'élévation de surface, de la température et de la salinité fournies par PSY2V4R2.

Des sorties 3D de la température, la salinité, l'élévation de la surface et les vitesses zonales et méridiennes sont moyennées toutes les 3h. Les champs de surface en sont extraits.

Par ailleurs l'utilisation de RGLAZUR12 autorise une simulation de un mois en 10 minutes sur un ordinateur personnel équipé d'un processeur Intel Core i7-2640M CPU 2.80GHz \times 4. Ainsi, la réalisation d'une simulation d'ensemble contenant 100 membres peut être réalisée en moins de 17h, représentant un gain de temps de l'ordre d'un facteur 40 par rapport à l'utilisation de GLAZUR64. C'est cet argument de gain de temps qui nous a amené à utiliser RGLAZUR12 pour effectuer différentes simulations d'ensemble présentées dans le chapitre 5.

2.2 Forçages

Les simulations réalisées avec GLAZUR64 et RGLAZUR12 utilisent des forçages atmosphériques et océaniques identiques.

2.2.1 Forçages atmosphériques

Les forçages atmosphériques sont fournis par le modèle opérationnel de Météo France ALADIN pour l'année 2011. Il possède une résolution spatiale de $1/10^\circ$ et nous disposons de sorties moyennes ayant une résolution temporelle de 3 h. C'est un modèle aux équations primitives hydrostatiques. Cette configuration bénéficie de l'assimilation de données, de type 3DVAR ([Fischer](#)

et al., 2005) assimilant notamment les données des stations météorologiques⁷.

L'importance de la haute résolution spatiale et temporelle des forçages atmosphériques en terme de réponse océanique a été étudiée et démontrée ces dernières années, en particulier pour des représentations plus réalistes de la circulation de méso-échelle (Langlais et al., 2009a; Schaeffer et al., 2011a).

Une attention particulière sera donnée dans la section 2.3.4 à la validation des simulations de la vitesse du vent dans la région des côtes varoises car ces données seront également utilisées pour conduire des études sur les courants de surface (Chapitre 3.1).

2.2.2 Forçages océaniques

Les forçages océaniques proviennent de la configuration opérationnelle PSY2V4R2 développée par Mercator Océan⁸ dont l'extension géographique englobe l'océan Atlantique et la mer Méditerranée. Cette configuration est également basée sur le code NEMO-OPA et dispose d'une résolution horizontale de 1/12 ° et de 50 niveaux verticaux de type z . Les sorties de PSY2V4R2 utilisées correspondent à des moyennes journalières.

Cette configuration est associée à un système d'assimilation de données séquentielle (SAM2V1) basée sur un filtre de Kalman de type SEEK (Cf. Chapitre 4). Les données assimilées sont la SLA⁹, la SST¹⁰ et les profils de température et salinité provenant de la base de données Coriolis¹¹. Les forçages atmosphériques sont fournis par le modèle de l'ECMWF¹² ayant une résolution spatiale de 16 km et temporelle de 3h. Des informations complémentaires sur le système PSY2 peuvent être trouvées dans Cailleau et al. (2012).

2.3 Validation des outils de simulation

L'objectif de cette section est de s'assurer que les simulations des différentes configurations fournissent une représentation satisfaisante de l'état dynamique et thermique de la surface de l'océan. Cette validation permettra également de s'assurer que les modèles sont capables de simuler et de positionner correctement les masses d'eau présentes sur la période d'étude, restreinte à la période Novembre-Décembre 2011 pour laquelle nous disposons des mesures de HFR des stations PEY et BEN, des images satellitales de SST et de profils de température et salinité acquis pendant la campagne TOSCA du 10 au 15 décembre 2011.

2.3.1 Validation des courants de surface

La validation des courants de surface produits par les simulations numériques des configurations GLAZUR64, RGLAZUR12 et PSY2V4R2 est effectuée en les comparant aux vitesses

7. Depuis le 1^{er} janvier 2012, les simulations numériques fournies par Météo France correspondent à des simulations ARPEGE, en remplacement des simulations ALADIN, et disposent de résolutions spatiales et temporelles identiques.

8. <http://www.mercator-ocean.fr/fre/science/systemes-operationnels/PSY2V4>

9. Sea Level Anomaly

10. Sea Surface Temperature

11. <http://www.coriolis.eu.org/>

12. European Center for Medium-range Weather Forecasts

radiales des stations PEY et BEN. L'utilisation des vitesses radiales permet de disposer d'une couverture plus large d'observation et évite d'introduire les erreurs inhérentes au calcul des champs vectoriels à partir des vitesses radiales. Les vitesses radiales des modèles sont calculées en considérant les vitesses vectorielles des modèles à la profondeur 0.5 m projetées sur les directions radiales (Eq. 1.7).

Le calcul de paramètres statistiques des différences entre les vitesses radiales observées et simulées est réalisé en calculant les RMSE, biais et corrélation comme définis en Annexe B. Pour la consistance de cette comparaison, les observations sont moyennées sur des fenêtres temporelles correspondant à la fréquence de sortie des simulations.

Sur la Fig.2.1, nous constatons que Les RMSE sont comprises entre 0.1 et 0.2 m/s et sont plus faibles pour la station BEN. Les RMSE sont plus réduites pour PSY2V4R2 dû au fait que les données sont moyennées quotidiennement. Des biais existent pour chaque simulation, plus important pour RGLAZUR12, mais n'excédant pas 0.05 m/s en valeur absolue.

La gamme des vitesses observées, bornées à ± 1 m/s par le traitement appliqué aux signaux radar, est plus large que celle des vitesses simulées.

Les corrélations sont comprises entre 0.45 et 0.74 et nous constatons que les données de GLAZUR64 sont les moins corrélées avec les observations. Cette méthode est basée sur une comparaison point à point qui apparaît peu adaptée quand des petites structures simulées par un modèle doivent être validées. En effet, celles-ci peuvent être déphasées spatialement ou temporellement introduisant des différences importantes en un point donné entre les simulations et les observations.

Sur la période d'étude, nous comparons les vitesses radiales moyennées sur la période novembre-décembre 2011 observées et simulées (Fig.2.2). Nous rappelons que les vitesses radiales sont positives si le courant s'approche du RADAR et négative s'il s'en éloigne. Si le courant est nul ou dirigé de manière orthogonale aux directions radiales, alors les vitesses radiales sont nulles. Il apparaît que les modèles sous-estiment les valeurs de vitesse radiale. La trace rouge visible sur la vitesse radiale de PEY est la trace du CN. PSY2V4R2 la situe trop au Nord. RGLAZUR12 positionne correctement le CN mais donne des vitesses moyennes plus de 2 fois plus petites que les observations de PEY. GLAZUR64 restitue le meilleur positionnement moyen et présente un biais plus faible que les autres modèles. Pour les vitesses radiales de la station BEN, les simulations de GLAZUR64 et PSY2V4R2 sont cohérentes avec les observations dans la partie Nord-Est du domaine, mais ne reproduisent pas correctement les vitesses radiales négatives présentes dans la partie Ouest, correctement simulées par RGLAZUR12.

L'évolution temporelle des vitesses radiales des stations PEY (Fig.2.3) et BEN (Fig.2.4) est représentée le long d'une section méridienne située à 6.34 °E (ligne magenta Fig.2.2). Les renforcements de la veine du CN sont reproduits de manière simultanée par les trois configurations (e.g. 9 novembre et 23 décembre). Les vitesses radiales sont généralement plus élevées pour GLAZUR64 en accord avec les observations. Cependant, deux événements, visibles sur les vitesses radiales négatives de BEN entre le 3 et le 9 décembre et entre le 24 et le 25 décembre sont reproduits uniquement par RGLAZUR12. Nous notons également des stries verticales qui correspondent à des oscillations principalement diurnes et quasi-inertielles. Elles sont reproduites par GLAZUR64

et RGLAZUR12 mais sont absentes sur les simulations de PSY2V4R2 du fait de la résolution temporelle journalière.

En règle générale, les trois configurations sous-estiment les vitesses radiales. En revanche la position du CN est globalement bien restituée et les événements d'accélération ou de ralentissement de l'écoulement côtier sont reproduits en phase avec les observations. La haute résolution de GLAZUR64 permet une meilleure simulation morphologique et dynamique du CN, mais certains événements sont mieux reproduits par RGLAZUR12.

Pour mieux quantifier ces différences et leur origine, une étude approfondie des paramètres du modèle aurait pu être menée, cependant une autre approche sera abordée dans la suite. En effet, les simulations d'ensemble sont particulièrement bien adaptées. Elles permettent de quantifier l'erreur sur un paramètre du modèle en réponse à des incertitudes sur d'autres paramètres. Cette approche sera utilisée dans le chapitre 5 pour estimer l'erreur sur les champs de vitesses de surface en réponse à des incertitudes sur le vent et les forçages aux frontières ouvertes.

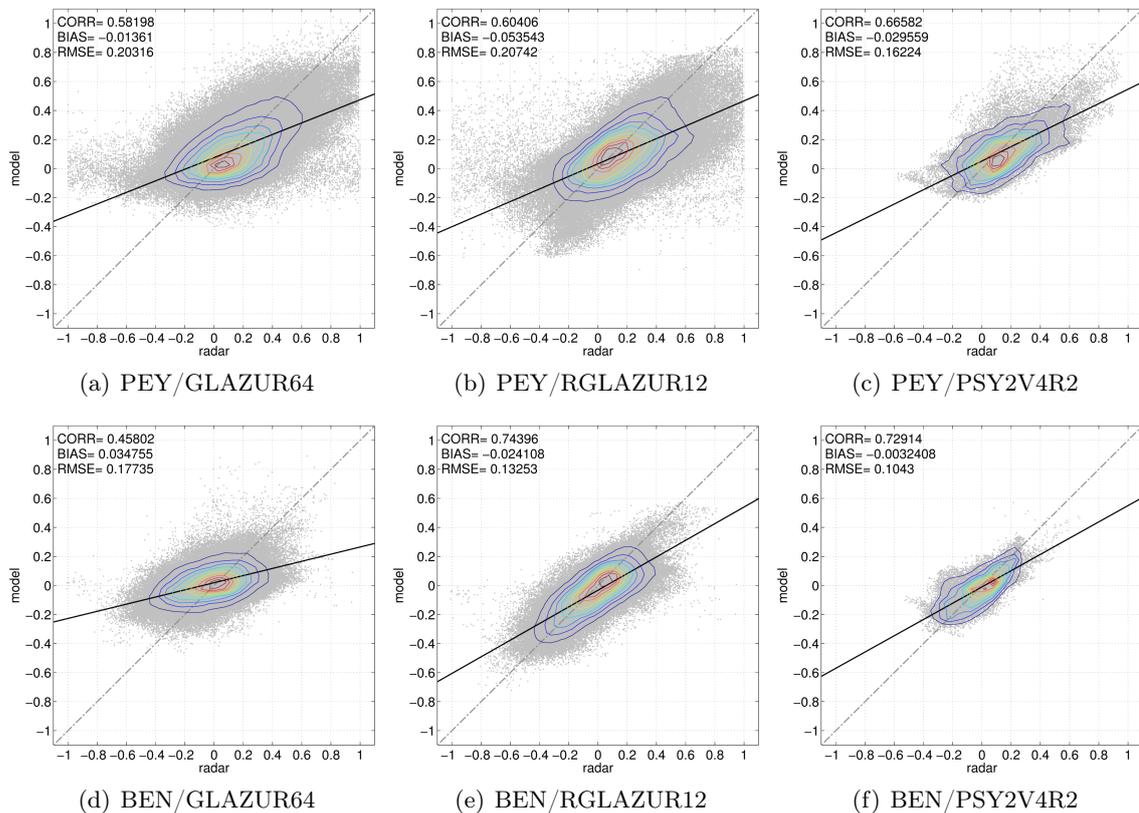


FIGURE 2.1 – Représentation des vitesses radiales (en m/s) simulées par GLAZUR64 (a,d), RGLAZUR12 (b,e) et PSY2V4R2 (c,f) en fonction des vitesses radiales observées par les stations PEY (haut) et BEN (bas). Les isolignes indiquent la densité des points.

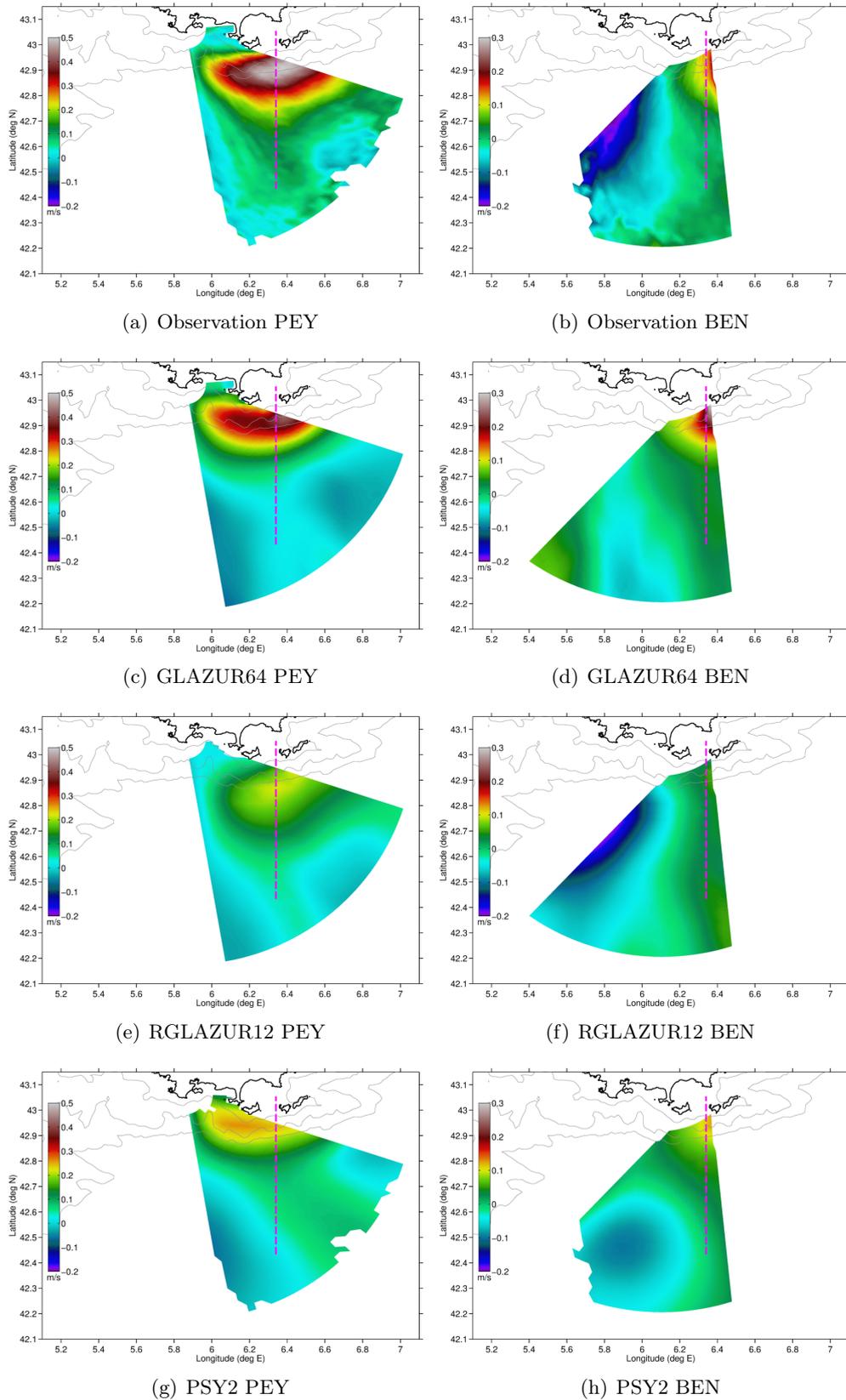


FIGURE 2.2 – Comparaison des vitesses radiales des stations PEY et BEN observées (a-b) et simulées par GLAZUR64 (c-d), RGLAZUR12 (e-f) et PSY2 (g-h) moyennées sur la période novembre-décembre 2011. La section Sud-Nord située à 6.34°E (39 km à l'Est de PEY) est montrée en magenta.

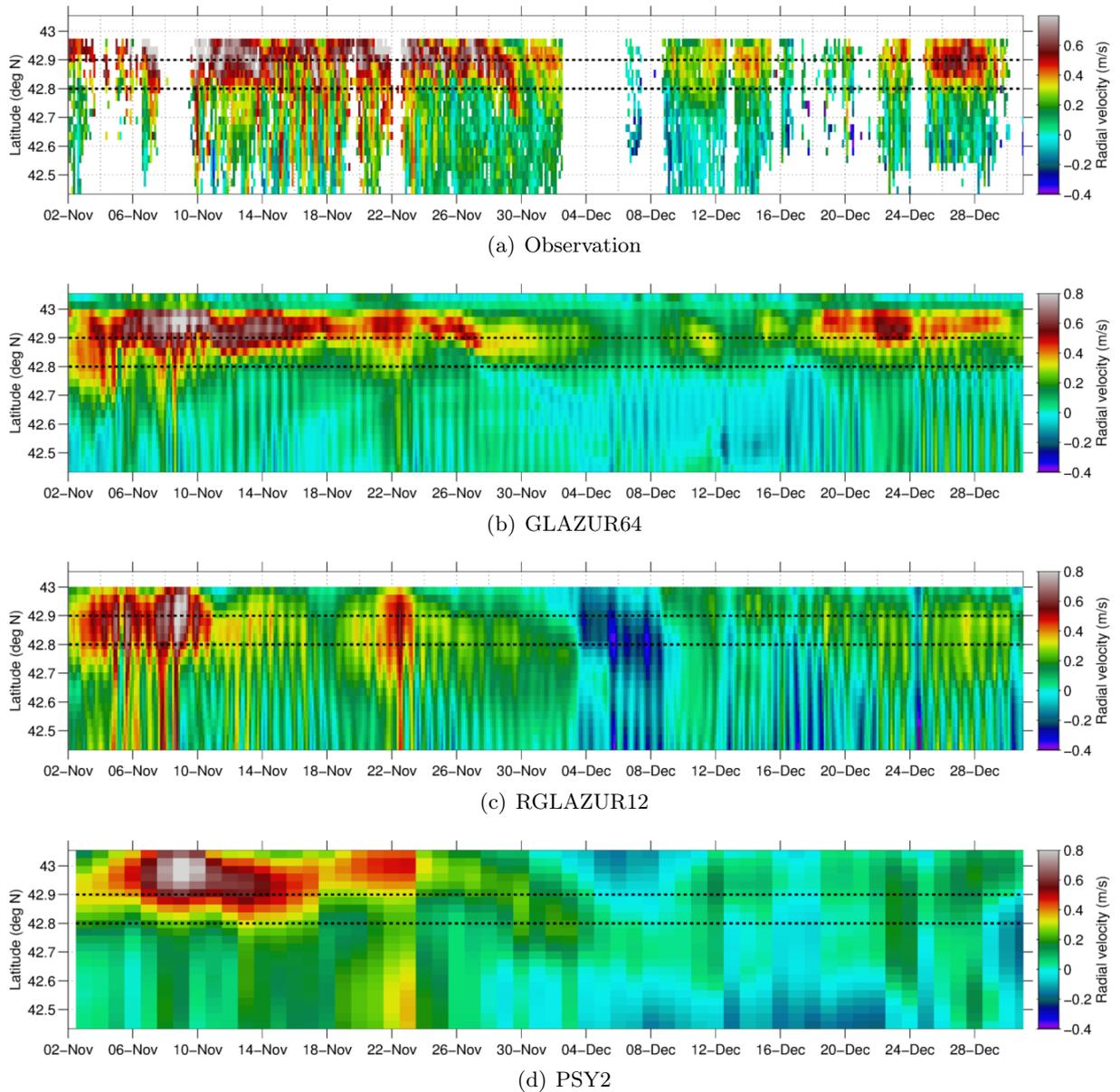


FIGURE 2.3 – *Comparaison des vitesses radiales de la station PEY le long de la section méridienne située à $6.34^{\circ}E$ (39 km à l'Est de PEY) observées (a), simulées par GLAZUR64 (b), RGLAZUR12 (c) et PSY2V4R2 (d). Les lignes situées aux latitudes 42.8 et $42.9^{\circ}N$ sont tracées à titre indicatif.*

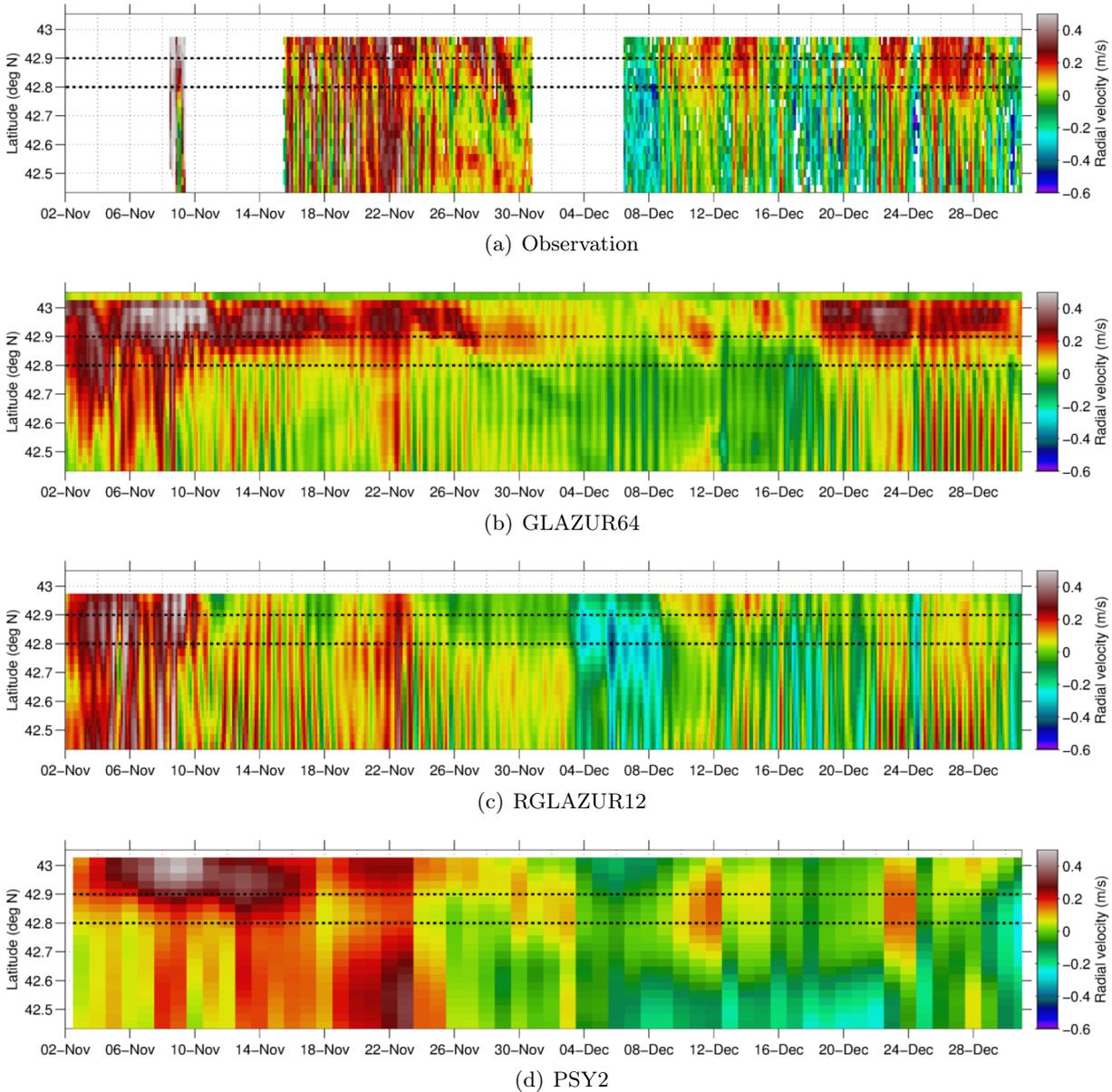


FIGURE 2.4 – Comparaison des vitesses radiales de la station BEN le long de la section méridienne située à 6.34°E (39 km à l'Est de PEY) observées (a), simulées par GLAZUR64 (b), RGLAZUR12 (c) et PSY2V4R2 (d). Les lignes situées aux latitudes 42.8 et 42.9°N sont tracées à titre indicatif.

2.3.2 Validation des températures de surface

Les valeurs de SST des modèles sont comparées aux SST mesurées par satellites¹³. Ces dernières ont subi un traitement de niveau L3. Ce sont des données journalières, composites, n'ayant pas subi d'interpolation et fournies sur une grille de 0.02° . À cause notamment de la couverture nuageuse, elles peuvent être lacunaires. Notons que les SST correspondent à des températures déduites du rayonnement infra-rouge de la surface de l'océan dans les premiers millimètres de cette couche de surface (e.g. Barth, 2004) et que le premier niveau des configurations est pris à une profondeur de 50 cm pour effectuer cette comparaison. Ce type d'observation est particu-

13. Ces données sont issues de la base de données My Ocean (<http://www.myocean.eu/>)

lièrement intéressant car il permet d'identifier des structures dynamiques en surface (e.g. fronts de température) et de mettre en évidence des masses d'eau aux caractéristiques thermiques différentes.

Les observations de SST sont lissées spatialement en utilisant une pondération exponentielle dépendant de la distance au point de calcul et s'appliquant à toutes les observations disponibles dans un rayon de 5 km. Les SST des modèles sont interpolées linéairement sur la grille temporelle journalière puis sur la grille spatiale des observations de SST.

Les paramètres statistiques des différences entre observation et simulation, basé sur les RMSE, biais et corrélation, sont montrée sur la Fig.2.5. GLAZUR64 apparaît moins bien corrélé avec les SST, il présente un biais de 0.4 °C et un RMSE de l'ordre de 1 °C, ce qui pourrait être expliqué par un déphasage spatial et/ou temporel important dû à la haute résolution de GLAZUR64 et des champs de SST. Par ailleurs, RGLAZUR12 ne représente pas correctement les températures les plus froides avec des minima de ~ 13.4 °C contre ~ 11 °C pour les observations. Les simulations de PSY2V4R2 sont les plus proches des observations, mais dans une moindre mesure peuvent produire des températures plus froides.

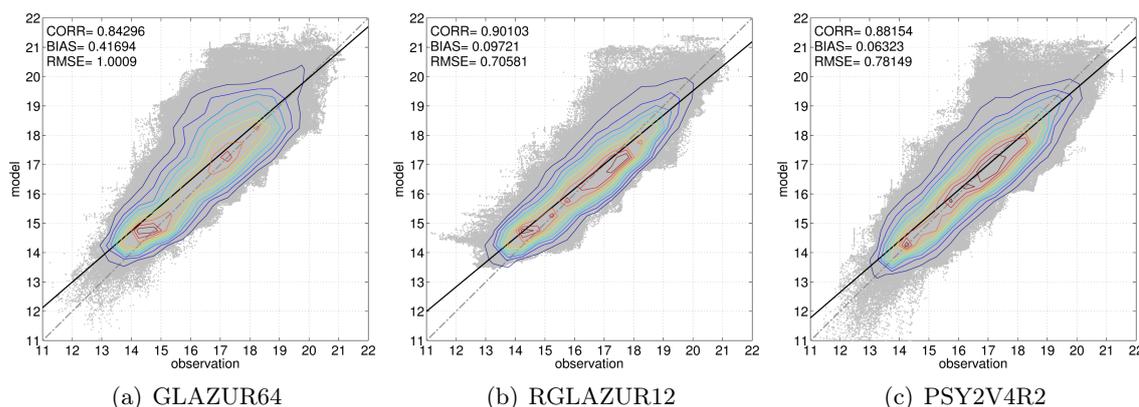


FIGURE 2.5 – Représentation des SST observées en fonction des SST simulées par GLAZUR64 (a), RGLAZUR12 (b) et PSY2V4R2 (c). Les isolignes indiquent la densité des points.

Des cartes de biais et de RMSE sont également montrées (Fig. 2.6). Pour les trois configurations la trace du CN est repérée par une zone de biais proche de 0 °C. En revanche, sur les bords du CN, les biais sont plus importants, négatifs (positifs) sur le bord Nord (Sud) indiquant une solution des modèles plus froides (chaudes). Pour GLAZUR64, ce résultat n'est pas valable en aval du GoL où les biais sont positifs. De plus, nous constatons que le centre du domaine de GLAZUR64 présente des biais dépassant les 1 °C, moins marqués sur les autres configurations. RGLAZUR12 présente une zone de biais supérieurs à 1 °C le long des côtes du GoL, qui pourraient être associés à une mauvaise représentation de la bathymétrie dans cette zone. Ces zones de biais importants sont également associées à des zones de RMSE importantes, pouvant dépasser 2 °C pour GLAZUR64 et PSY2V4R2, indiquant dans ce cas des zones où des erreurs systématiques sont commises.

Les biais sur les frontières des domaines de GLAZUR64 et RGLAZUR12 correspondent à des biais présents également sur PSY2V4R2. Ceci suggère que les erreurs de température aux

frontières de GLAZUR64 et RGLAZUR12 se propagent dans l'intérieur des domaines. Cependant, d'autres explications relatives soit à une mauvaise prescription des flux de surface, soit à des flux de surface erronés peuvent également être avancées.

Il apparaît alors que GLAZUR64 présente les erreurs et les biais les plus importants dans la partie centrale du domaine et sur les frontières. Les erreurs et les biais de RGLAZUR12 sont plus faibles sur tout le domaine excepté le long des côtes du GoL. PSY2V4R2 présente des valeurs comprises entre celles de GLAZUR64 et RGLAZUR12 mais montre peu d'écart avec les observations dans le GoL.

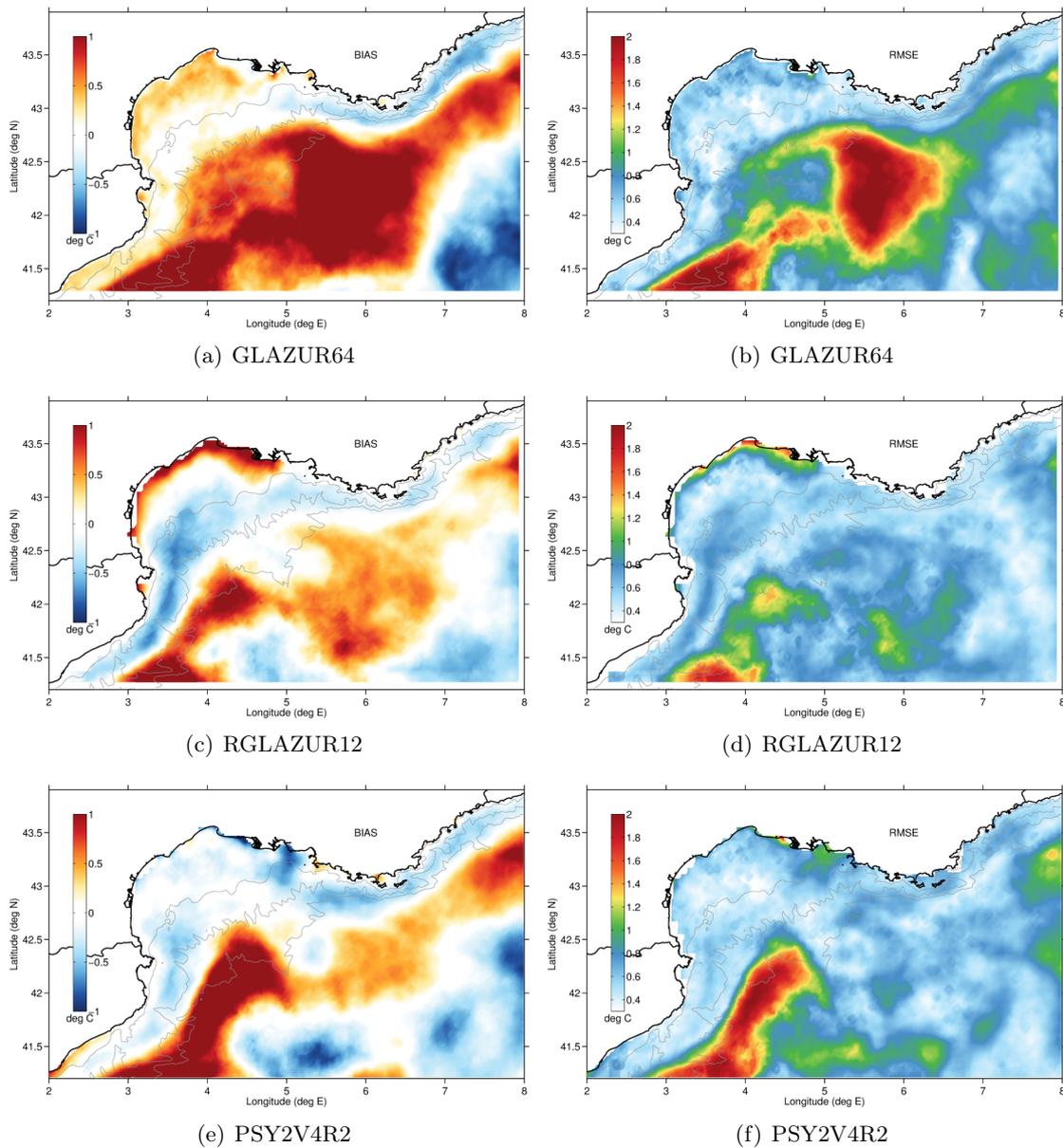


FIGURE 2.6 – Représentation des biais (gauche) et RMSE (droite) moyens entre les SST observées en fonction des SST simulées par GLAZUR64 (a-b), RGLAZUR12 (c-d) et PSY2V4R2 (e-f)

L'évolution des SST le long de la section méridienne située à 6.34°E , utilisée également pour les vitesses radiales, est montrée sur la Fig.2.2. Nous constatons que les trois configurations présentent un retard pour le refroidissement des masses d'eau de surface. RGLAZUR12 et PSY2V4R2 sont en meilleur accord avec les observations de SST. GLAZUR64 simule des eaux trop chaudes en dessous de 42.8°N comme observé sur la carte de biais (Fig.2.6(a)).

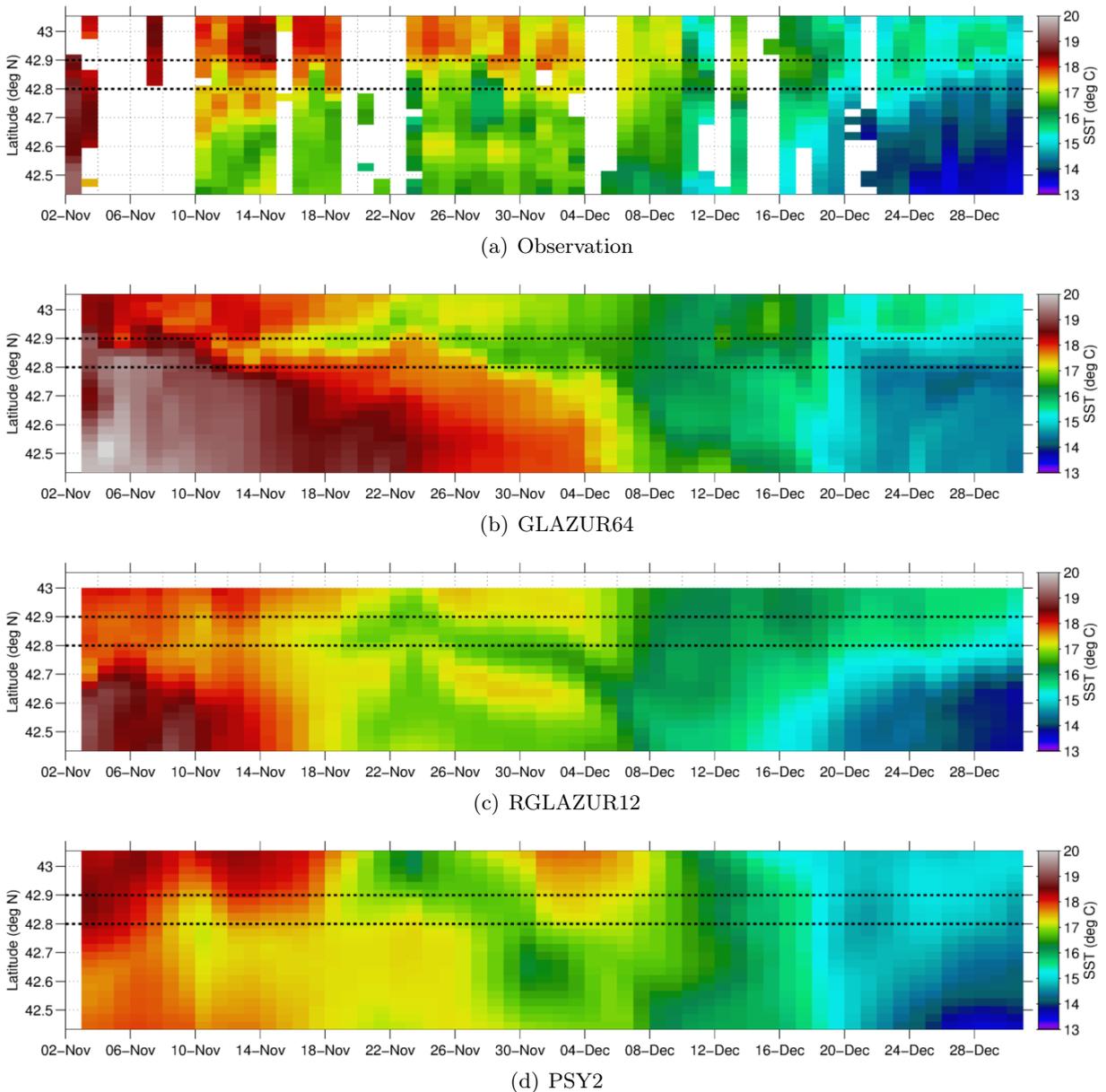


FIGURE 2.7 – Comparaison des températures de surface le long de la section Sud-Nord située à 6.34°E (39 km de PEY) observées (a), simulées par GLAZUR64 (b), RGLAZUR12 (c) et PSY2 (d).

Notons que pour la configuration GLAZUR64, les résultats obtenus sur les comparaisons statistiques de SST sont dégradés par rapport aux résultats obtenus par [Guihou \(2013\)](#) qui a validé les températures de surface sur une période longue (2007-2008) en les comparant avec des données in situ et satellitales de SST. Ces différences ont été attribuée au fait que notre configuration de GLAZUR64 utilise des flux de rayonnement de longues longueurs d'ondes nets tandis que [Gui-](#)

hou (2013) utilise des flux de rayonnement de longues longueurs d'ondes descendants auxquels sont retranché la SST calculée par GLAZUR64. Concernant les résultats de PSY2V4R2, nous aurions pu nous attendre à un meilleur accord avec les observations de SST qui sont assimilées dans cette configuration opérationnelle. Les résultats de RGLAZUR12 indiquent une prise en compte convenable des flux de surface lors des simulations, permettant de reproduire de façon satisfaisante la distribution et l'évolution des masses d'eau de surface.

Cette étude a également été menée sur une période estivale juillet-août 2012 (non montré) et indique des biais négatifs sur tout le domaine, plus réduits pour PSY2V4R2 qui bénéficie de l'assimilation des données de SST, indiquant que les trois configurations fournissent des simulations de température plus froides que les observations.

2.3.3 Représentation des masses d'eau sur la verticale

Les simulations sont validées sur la colonne d'eau afin de s'assurer que l'équilibre entre les masses d'eau est correctement reproduit. Nous utilisons les 28 profils de température et salinité obtenus pendant la campagne TOSCA de décembre 2011 dont les positions sont représentées sur la Fig. 1.7. Les données TOSCA constituent ainsi un jeu indépendant qui n'a été assimilé dans aucune des configurations.

Pour comparer les modèles et les observations, il est nécessaire de disposer de données colocalisées. Dans ce but, nous suivons la méthode utilisée par Guihou (2013) se résumant ainsi :

- interpolation verticale des observations sur la grille du modèle ;
- interpolation horizontale des données simulées sur la grille des observations. L'opération inverse (observations interpolées sur grille modèle) est difficilement réalisable à cause du faible nombre d'observations ;
- interpolation temporelle linéaire des données simulées sur la grille des observations ;
- calcul de la densité à partir de la température, de la salinité et de la profondeur en utilisant la boîte à outils regroupant les équations TEOS-10 (<http://www.teos-10.org>).

Les paramètres statistiques des différences entre observations et simulations de température, salinité et densité basées sur les RMSE, biais et corrélation sont représentés sur la Fig.2.8. Ces coefficients doivent être interprétés avec précaution car ils sont calculés sur un nombre de points qui dépend du nombre de niveaux du modèle. Cependant, ils donnent une indication sur les performances des simulations.

GLAZUR64 présente les plus fortes corrélations et les plus faibles RMSE pour les trois paramètres. Les trois configurations présentent des températures trop chaudes en surface et en profondeur associées à des salinités trop fortes. Nous notons que la distribution des nuages de point de la Fig.2.8, en particulier pour la température (distribution en "marche d'escalier"), est typique d'une mauvaise représentation des zones de gradients verticaux par les modèles. En effet, la thermocline et la halocline peuvent être positionnées dans les simulations à des endroits différents des observations. Ces effets sont également visibles sur la densité dont le nuage de point présente une dispersion importante en surface. Les biais en température et salinité se compensent en profondeur conduisant à une bonne corrélation entre les densités observées et simulées pour les 3 configurations.

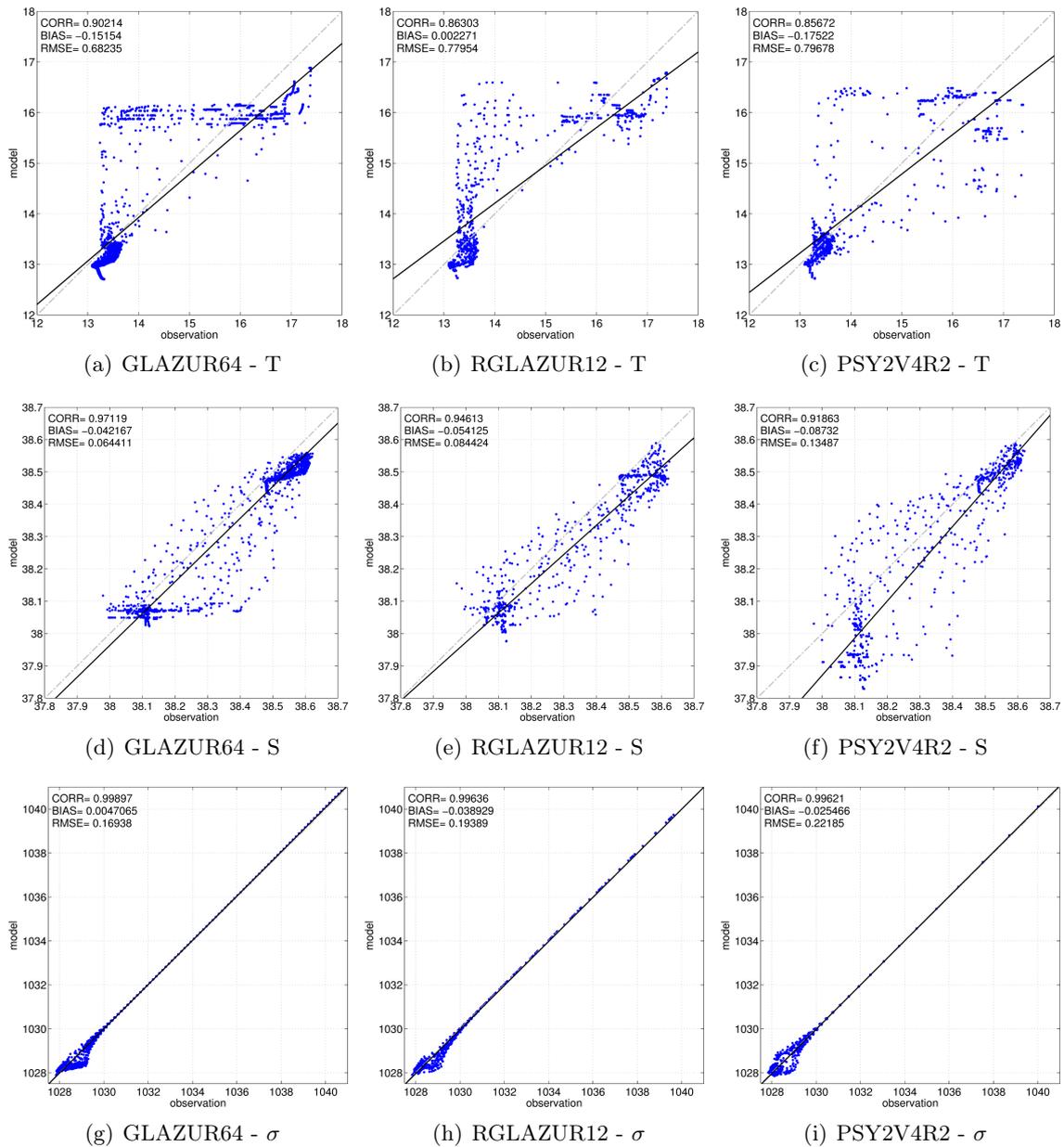


FIGURE 2.8 – Comparaison des températures (haut), salinité (milieu), densité (bas) observés et simulés par GLAZUR64 (gauche), RGLAZUR12 (centre) et PSY2V4R2 (droite).

L'étude des diagrammes (T,S) des observations et des simulations (Fig.2.9) confirme la représentation satisfaisante des masses d'eau présentes. Les observations montrent la présence de trois masses d'eaux : la MAW en surface avec des températures plus chaudes et surtout une faible salinité (38.1 PSU), la LIW caractérisée par des eaux relativement chaudes ($\sim 13.6^{\circ}\text{C}$) et très salées (~ 38.6 PSU) et la WMDW, plus froides ($\sim 13.1^{\circ}\text{C}$) et moins salées (~ 38.5 PSU). Les trois modèles identifient les trois masses d'eau, mais celles-ci sont plus froides et moins salées que les observations de température et salinité de la campagne TOSCA. L'allure des zones de mélange est correctement reproduite par GLAZUR64 mais assez pauvrement par RGLAZUR12.

Nous retiendrons que les simulations sont capables de positionner correctement les masses d'eau, mais que les gradients de température et de salinité sont mal reproduits principalement à cause de décalage dans les profondeurs de ces zones de mélange.

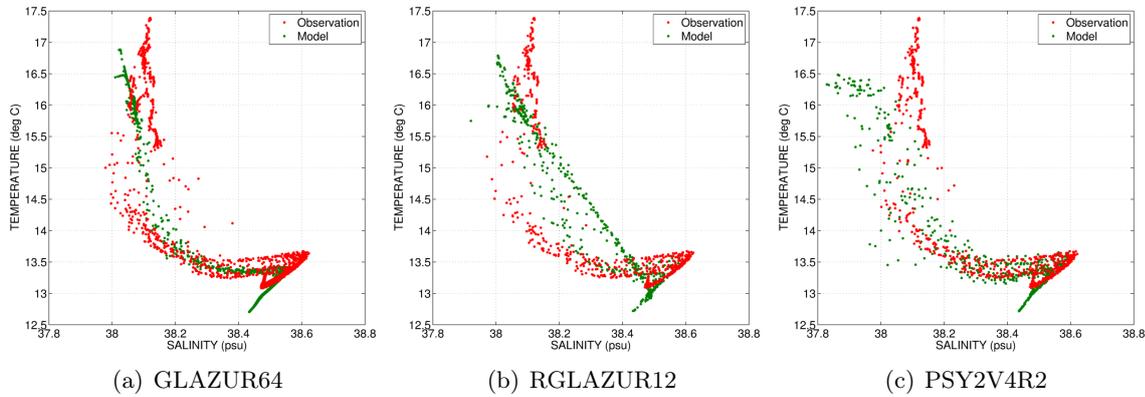


FIGURE 2.9 – Comparaison des diagrammes (T,S) observés et simulés par *GLAZUR64* (a), *RGLAZUR12* (b) et *PSY2V4R2* (c).

2.3.4 Validation des simulations de vent sur les côtes varoises

Cette validation des simulations de vent ALADIN est effectuée pour s'assurer du réalisme des simulations. Elle est réalisée sur la période du 01/06/2010 au 30/09/2012 qui correspond aux périodes considérées dans les chapitres 3.1-3.2, et englobe la période considérée pour les validations précédentes.

2.3.4.1 Comparaison des séries temporelles de vent

Nous représentons sur la Fig.2.10 les séries temporelles de vent issues des observations et des simulations ALADIN au point le plus proche des observations pour la station de l'île de Porquerolles, représentative de la zone. Les observations, disposant initialement d'une résolution horaire, sont interpolées linéairement sur la grille temporelle du modèle, de résolution 3 h. Cette opération permet de réduire les fluctuations des observations. Les simulations sont en bon accord avec les observations mais ont tendance à sous-estimer les vitesses du vent. La composante zonale montre une variabilité importante, correctement représentée par le modèle, qui peut être directement interprétée comme l'alternance des régimes de vent de secteur Ouest et Est dans cette zone.

Les statistiques des différences entre les observations et les simulations de vitesses zonales et méridiennes du vent (Fig.2.11) permet de compléter les résultats de la Fig.2.10. Les RMSE, biais et corrélation sont également indiqués sur la Fig.2.11. Cette comparaison indique un bon accord entre les données, avec des RMSE compris entre 1.9 et 3.0 m/s pour U et entre 1.5 et 2.8 m/s pour V. Les biais restent inférieurs à 0.5 m/s. Les vitesses sont mieux corrélées pour la composante U (corrélation entre 0.85 et 0.92) que pour V (entre 0.60 et 0.78). Gardons à l'esprit que le point de la grille du modèle le plus proche du point d'observation est utilisé, ce qui peut également induire des erreurs supplémentaires dues à la distance entre les deux points et

à la représentativité du vent simulé au point de grille du modèle par rapport aux observations. Le tracé des histogrammes des différences entre les observations et les simulations dégage une tendance gaussienne (non montré).

Notons que toutes ces observations de vent sont assimilées dans les simulations opérationnelles d'ALADIN, ce qui explique très probablement le bon accord entre les données. Aucune donnée supplémentaire n'a pu être obtenue pour valider de manière indépendante les sorties du modèle.

Ces analyses ont également été conduites sur les bouées météorologiques situées en mer dans le Golfe du Lion (LION) et au large de la côte d'Azur (AZUR). Elles conduisent à des résultats similaires (non montrés). Cependant les vitesses méridiennes montrent des meilleures corrélations (~ 0.9) que pour les stations précédentes ce qui traduit une meilleure représentation du vent loin des côtes, n'étant pas sujet aux différentes interactions qui existent sur une surface terrestre.

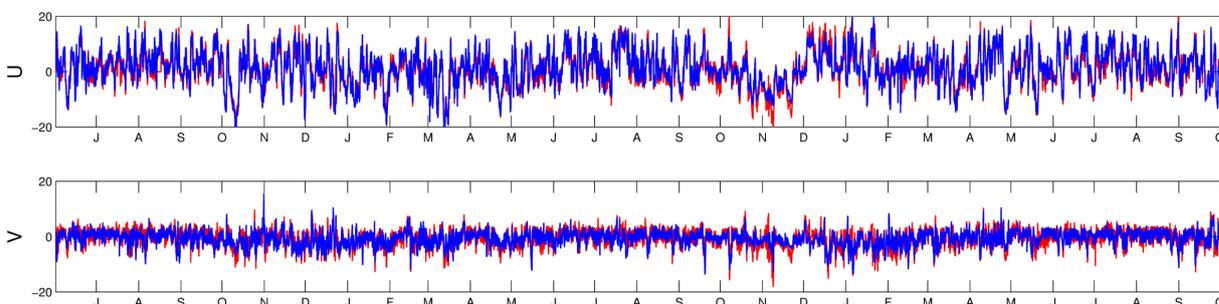


FIGURE 2.10 – *Séries temporelles des vitesses de vent zonales (U) et méridiennes (V) observées (rouge) et simulées par ALADIN (bleu) à la station de l'île de Porquerolles, en m/s, sur la période du 01/06/2010 00h au 30/09/2012 23h.*

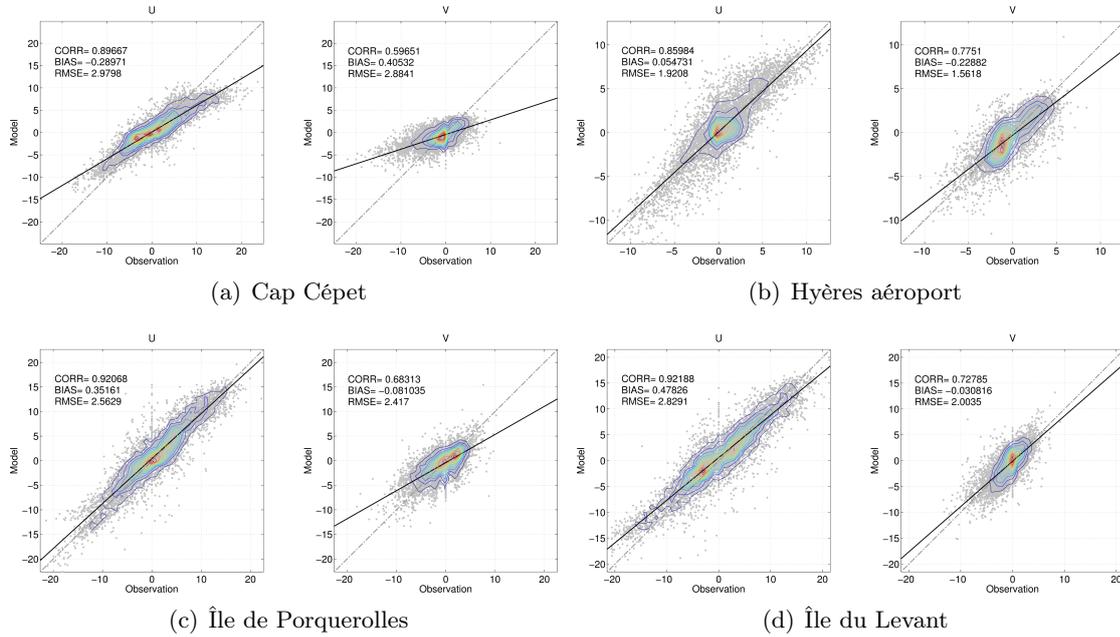


FIGURE 2.11 – *Comparaison des observations (abscisses) et des simulations ALADIN (ordonnées) des vitesses de vent zonales (U) et méridiennes (V) (en m/s) aux stations du Cap Cépet (a), de l'aéroport de Hyères (b), de l'île de Porquerolles (c) et de l'île du Levant (d). Les droites en pointillés gris représente la droite d'équation $y = x$. Les droites noires sont les droites de régression linéaire des nuages de point, sur la période du 01/06/2010 00h au 30/09/2012 23h. Les isolignes indiquent la densité des points.*

2.3.4.2 Validation spectrale sur les bandes 12h et 24h

Les comparaisons qui précèdent ont montré un bon accord entre les observations et les simulations en terme de RMSE, de biais et de corrélation. Intéressons nous en particulier à la façon dont les composantes spectrales sont représentées. Pour cela une analyse rotatoire (Gonella, 1972; Emery and Thomson, 2001) est appliquée aux séries temporelles précédentes (Fig.2.12). La série temporelle de l'île de Porquerolles, représentative du vent dans la zone, est considérée.

De manière générale, les composantes horaires ("clockwise", CW) et anti-horaires ("counterclockwise", CCW) ont des énergies équivalentes. Nous pouvons distinguer deux pics particuliers, correspondants aux périodes diurne et semi-diurne, qui possèdent une énergie prédominante par rapport aux autres fréquences. Ces deux raies sont présentes à la fois sur les observations et sur les simulations. Notons que la bande inertielle ($\sim 17h$ à cette latitude) n'apparaît pas sur les spectres de vent.

Un zoom sur les périodes diurne et semi-diurne est montré sur la Fig.2.13. A titre indicatif, les fréquences caractéristiques des ondes de marée, rappelées dans le Tab.3.1, sont également indiquées.

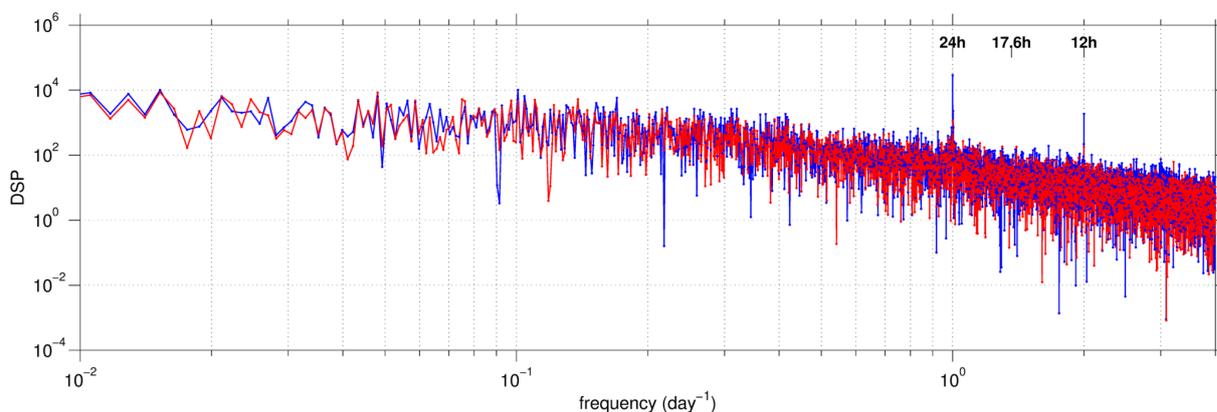
Le modèle est en accord avec les observations au niveau des fréquences S_1 et S_2 , où la composante CCW est prédominante.

La fréquence diurne, associée à l'onde S_1 , caractérise le cycle diurne des brises en milieu côtier. La rotation horaire des vents créés par les brises vient d'un ajustement au géostrophisme qui apparaît si la circulation de brise se maintient pendant un temps suffisamment long (Malardel,

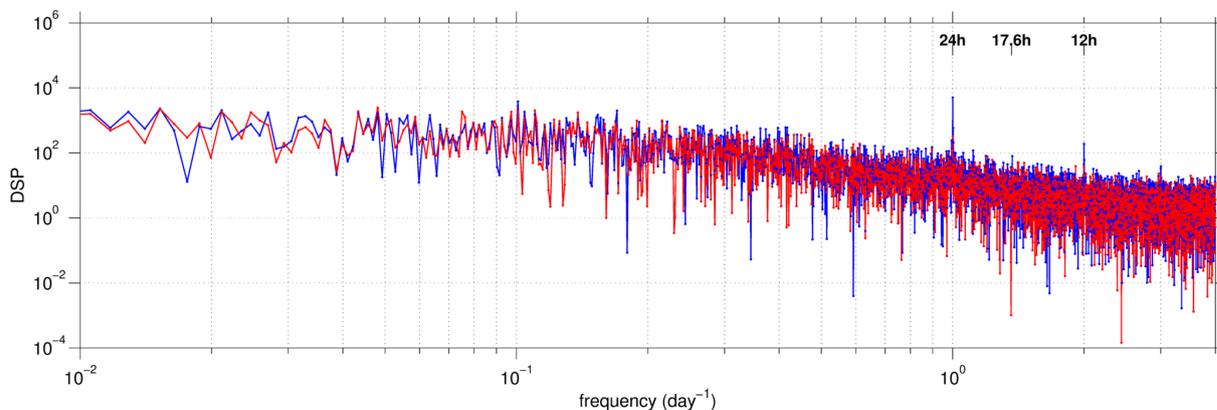
2005). La fréquence semi-diurne est associée à l'onde S_2 , dont les rotations caractérisent l'effet du soleil sur les ondes de gravité dans l'atmosphère à cette fréquence.

Les résultats précédents sont également obtenus pour les autres stations terrestres ainsi que pour les stations de pleine mer AZUR et LION.

Les simulations de vent issues de la configuration ALADIN sont en accord avec les observations effectuées sur les stations météorologiques. Elles sont utilisées dans le chapitre 3.1 et permettent d'obtenir des informations de vent au large des côtes varoises.

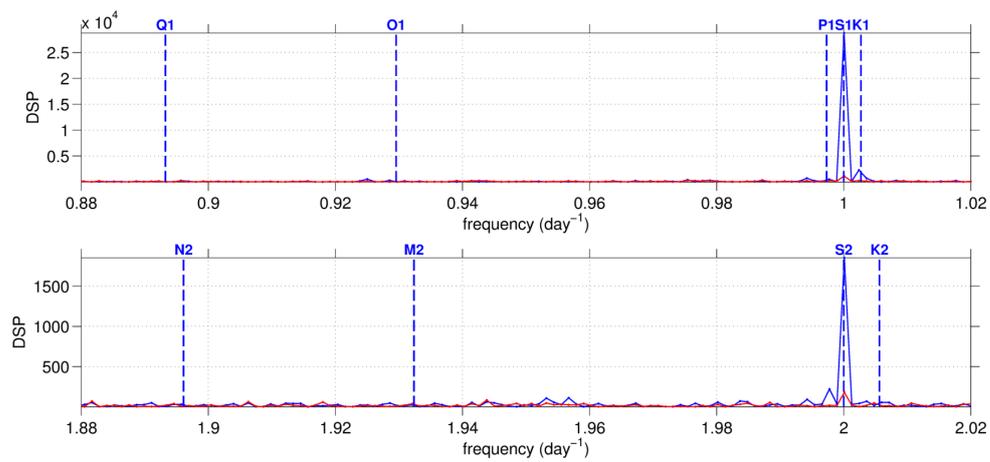


(a) Ile de Porquerolles, Observation

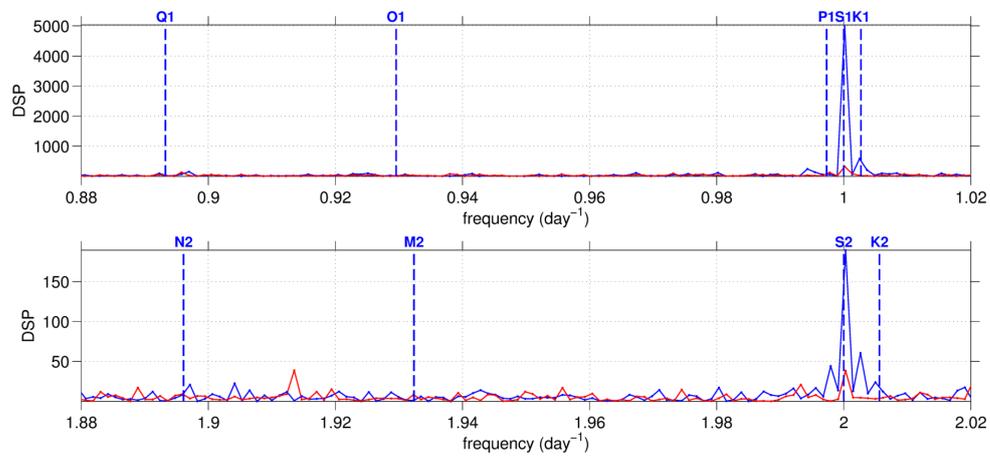


(b) Ile de Porquerolles, ALADIN

FIGURE 2.12 – Densité spectrale de puissance (en $m^2 \cdot s^{-2} \cdot \text{jour}$) issue de l'analyse rotatoire du vent issus des observations à l'île de Porquerolles (haut) ou des simulations ALADIN au point le plus proche de la station (bas), sur la période du 01/06/2010 00h au 30/09/2012 23h. La composante CW (CCW) est représentée en bleu (rouge).



(a) Ile de Porquerolles, Observation



(b) Ile de Porquerolles, ALADIN

FIGURE 2.13 – *Idem Fig.2.12 mais avec un zoom sur les bandes diurnes (a haut, b haut) et semi-diurnes (a bas, b bas).*

Deuxième partie

Caractéristiques de la circulation côtière sur les côtes varoises à partir des données de radar HF

Chapitre 3

Caractéristiques de la circulation côtière sur les côtes varoises à partir des données de radar HF

Ce chapitre est une contribution à l'étude de la variabilité de la circulation de surface le long des côtes varoises, encore mal connue, en s'appuyant sur les observations de vitesses de surface effectuées sur une longue période et issues d'une station radar HF unique (la station PEY, section 1.2). La section 3.1 s'intéresse à l'identification de phénomènes périodiques qui affectent la circulation de surface. La section 3.2 décrit les caractéristiques de la veine de CN, en terme de position, de largeur et de vitesse. Récemment, [Guihou et al. \(2013\)](#) ont constaté une variabilité importante du CN en terme de positionnement et d'intensité sur une période de l'ordre du mois, entre mars et avril 2011. Cette étude sur la variabilité méso-échelle du CN est présentée dans la section 3.3.

3.1 Phénomènes périodiques identifiés par l'analyse spectrale des données de la station radar de Peyras

L'analyse spectrale des vitesses radiales de la station PEY, qui a fonctionné seule pendant environ une année et demie, est réalisée afin d'identifier les phénomènes périodiques qui affectent la circulation de surface dans la région des côtes varoises. La méthodologie est validée et justifiée à partir des cartes de courant vectoriel issues de la combinaison des vitesses radiales des stations PEY et POB.

3.1.1 Données

Dans la suite, nous utilisons les données de vitesses radiales mesurées par les stations PEY et POB (section 1.2) dont la fréquence d'échantillonnage est horaire¹.

1. Au moment de cette étude, les vitesses radiales de la station PEY sont disponibles sur la période du 21/06/2010 14h au 30/09/2012 23h et celles de la station POB du 25/05/2012 14h au 30/09/2012 22h correspondant alors à la période de disponibilité des vitesses vectorielles.

Les méthodes décrites en section 1.2 sont appliquées ici. Les vitesses radiales ont subi un traitement consistant à ôter les fausses alarmes basé sur le calcul de l'histogramme des gradients temporels des vitesses. Les champs incomplets de vitesse radiale sont d'abord interpolés grâce à une régression linéaire temporelle tenant compte des données disponibles dans un rayon de ± 3 h. Ensuite, ces champs sont interpolés spatialement, à chaque instant, par une régression linéaire basée sur les valeurs voisines.

Les vitesses vectorielles zonale u et méridienne v sont obtenues par la recombinaison des vitesses radiales de PEY et POB en utilisant une méthode locale décrite en annexe D. Toutes les vitesses radiales sont interpolées sur une grille cartésienne prescrite avec une discrétisation zonale et méridienne fixée à 3 km, dont l'origine est la station PEY, puis combinées pour calculer u et v .

Une manière classique d'analyser des séries temporelles de signaux géophysiques est d'effectuer une analyse spectrale de ces signaux par transformée de Fourier aboutissant à l'estimation de la densité spectrale de puissance en fonction de la fréquence. Or, la transformée de Fourier discrète nécessite de disposer d'un signal temporel régulièrement échantillonné et sans interruption, alors qu'il peut subsister des données manquantes dans les champs de courants radiaux ou vectoriels. Les séries de vitesses radiales, de u et de v subissent alors une interpolation temporelle linéaire afin de disposer de série temporelles continues.

Par ailleurs, avant l'application de la transformée de Fourier, nous appliquerons à chaque série une fenêtre d'apodisation de Hann, de même durée, qui permet de réduire les effets de bord dans le calcul des spectres fréquentiels.

3.1.2 Correspondance des spectres de vitesses radiales et vectorielles

L'analyse spectrale permet d'identifier les fréquences les plus énergétiques contenues dans un signal, et potentiellement de pouvoir identifier les phénomènes géophysiques périodiques. Elle s'applique à des champs scalaires.

La transformée de Fourier entraîne des limites concernant la résolution fréquentielle (δf) et la gamme des fréquences observables (Δf). La première est fixée par la durée d'observation (ΔT) qui impose $\delta f = \frac{1}{\Delta T}$. La seconde est fixée par la résolution temporelle δt qui impose la plus grande fréquence observable telle que $f^{max} = \frac{1}{2\delta t}$ (critère de Nyquist). La gamme des fréquences observables est alors définie par $\Delta f = [0 \quad f^{max}]$.

L'analyse spectrale d'une série temporelle de vecteur peut être effectuée en appliquant une analyse spectrale rotatoire (e.g. [Gonella, 1972](#); [Hayashi, 1979](#); [Emery and Thomson, 2001](#)) aux composantes vectorielles zonales et méridiennes. Cette méthode permet, en plus de l'information sur la périodicité des phénomènes donnée par l'analyse spectrale d'un champ scalaire, de renseigner sur la rotation des vecteurs dans les sens horaire ("clockwise", CW) ou anti-horaire ("anti-clockwise", CCW).

La méthode que nous utilisons dans la suite est basée sur l'analyse spectrale d'une seule composante de vitesse radiale. De manière préliminaire, prouvons que les informations spectrales obtenues avec une seule composante sont équivalentes à celles obtenues avec un champ vectoriel complet.

Nous cherchons alors à vérifier que les signatures spectrales des vitesses radiales correspondent à celles des vitesses vectorielles en effectuant les analyses sur la période où les mesures des deux stations sont disponibles, soit une période d'un peu plus de quatre mois ($\delta f = 7.795 \times 10^{-3}$ jours⁻¹).

Dans un premier temps, l'analyse spectrale rotatoire est appliquée aux données vectorielles, en ne considérant que les points où au moins 80% des données sont disponibles avant la dernière interpolation temporelle (non montré). Une addition incohérente des spectres résultant de chaque série temporelle est effectuée de manière à améliorer le rapport signal à bruit. Le spectre résultant, présenté sur la Fig.3.1(a), montre tout d'abord que la composante CW présente une énergie plus importante que la composante CCW sur la bande de période [6h 48h]. En particulier, trois gammes de fréquence se démarquent particulièrement. Les bandes diurnes (24h) et semi-diurnes (12h) qui sont repérées par des pics de puissance, et la bande de fréquence intermédiaire à ces deux bandes correspondant à la bande inertielle. La fréquence d'inertie théorique correspond à la fréquence de Coriolis locale f_c donnée par

$$f_c = \frac{2\Omega \sin \varphi}{2\pi} \quad (3.1)$$

où Ω correspond à la vitesse angulaire de rotation de la Terre². À une latitude $\varphi = 43^\circ \text{N}$, caractéristique de la zone d'étude, f_c vaut environ 1.36 jour⁻¹ soit environ 17.6 h. La largeur de la bande d'inertie sera justifiée dans la suite.

D'autres fréquences sont remarquables au niveau des basses (> 2 jours) et des hautes (< 6h) fréquences mais n'ont pas fait l'objet de cette étude

Dans un second temps, une analyse spectrale est appliquée aux vitesses radiales des stations PEY et POB. Les spectres résultant (Fig.3.1(b)-3.1(c)) sont cohérents avec ceux issues de l'analyse rotatoire.

En regardant de plus près les bandes diurnes et semi-diurnes (Fig.3.2), on observe d'autres pics associées aux ondes de marée, dont les caractéristiques sont indiquées dans le Tab. 3.1 et sont également montrées.

Aux fréquences diurnes, le spectre rotatoire des vitesses vectorielles (Fig.3.2(a), haut) présente une énergie importante à 1 jour⁻¹. Les ondes de marée P_1 , S_1 et K_1 pourraient expliquer ce pic, cependant la résolution fréquentielle ne nous permet pas de les discriminer. Les fréquences correspondant aux ondes de marée Q_1 et O_1 ne sont pas significatives.

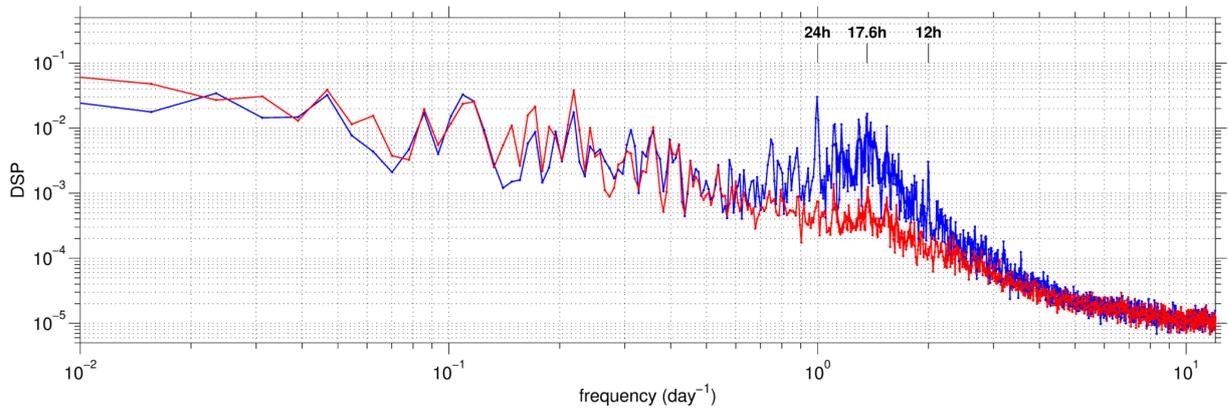
Dans la bande semi-diurne (Fig.3.2(a), bas), une énergie importante est constatée dans le voisinage de la fréquence 2 jours⁻¹. Les ondes de marée S_2 et K_2 pourraient en être à l'origine, mais ne peuvent pas être discriminées. L'onde de marée M_2 présente une signature spectrale moindre et d'autres ondes, comme la N_2 , n'ont pas de signature significative.

Les zooms des spectres de vitesse radiale (Fig.3.2(b)-3.2(c)) permettent de mettre en évidence les mêmes signatures spectrales que pour le spectre rotatoire (aux valeurs de densité spectrale

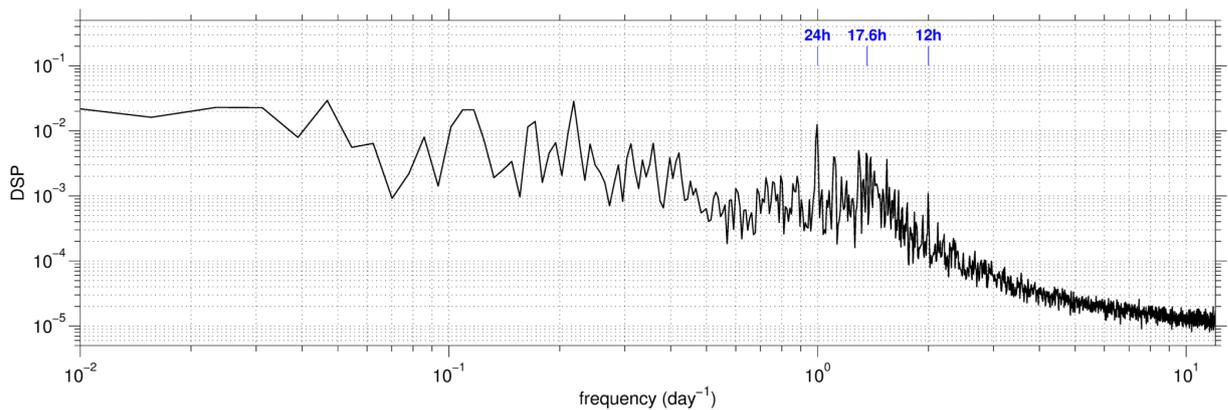
2. $\Omega = 2\pi/(\text{durée d'un jour sidéral}) \simeq 7.29 \times 10^{-5} \text{rad.s}^{-1}$. Le jour sidéral est le temps nécessaire à la Terre pour effectuer une rotation complète sur elle-même, soit 86164 s.

de puissance (DSP) près), en particulier à 1 jours^{-1} et 2 jours^{-1} .

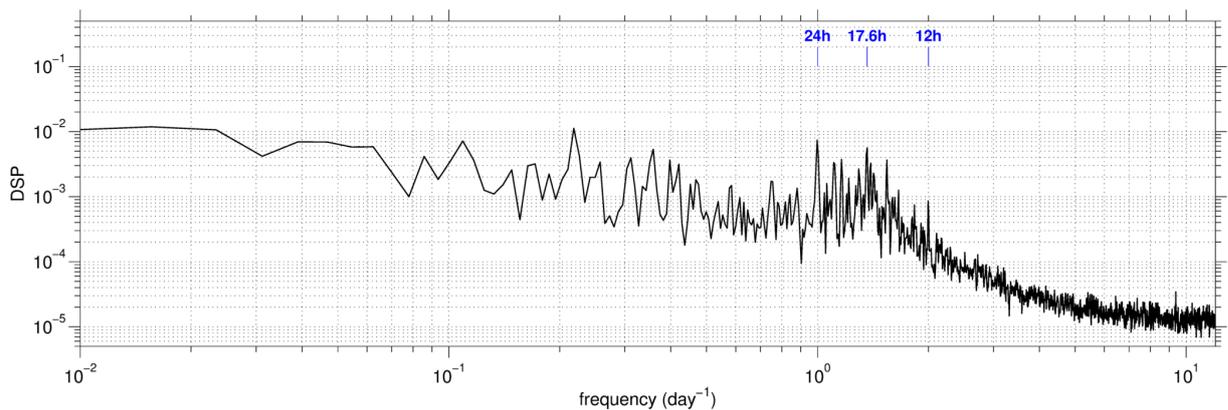
Ce résultat indique que les vitesses vectorielles et les vitesses radiales conduisent à la même analyse en terme d'identification des fréquences associées à des phénomènes périodiques dans les bandes diurnes et semi-diurnes, donnant confiance en l'analyse spectrale des vitesses radiales et prouvant que les phénomènes périodiques de la circulation ont une signature marquée dans la composante radiale. Nous allons donc pouvoir travailler sur une période d'observation plus longue de la station PEY sans interruption importante de juin 2010 à septembre 2012 (Fig. 1.4).



(a) Spectre rotatoire des composantes CW (bleu) et CCW (rouge)

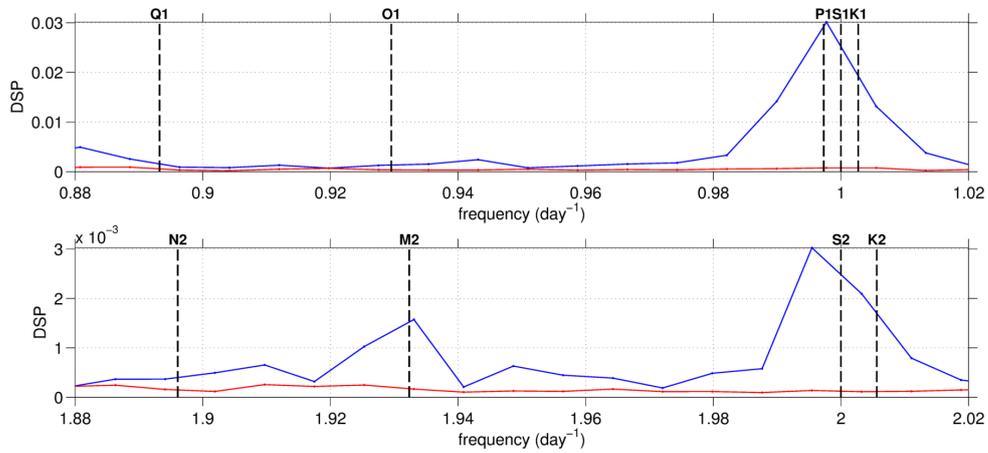


(b) Spectre des vitesses radiales de PEY

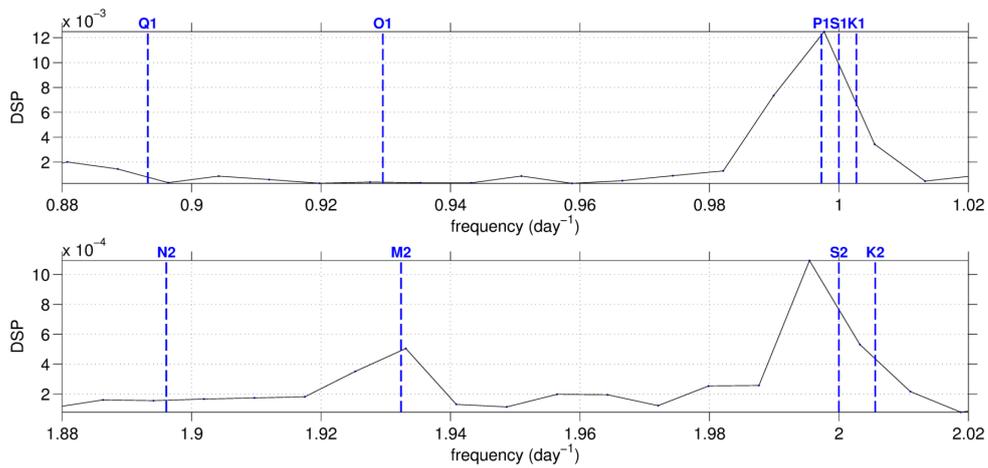


(c) Spectre des vitesses radiales de POB

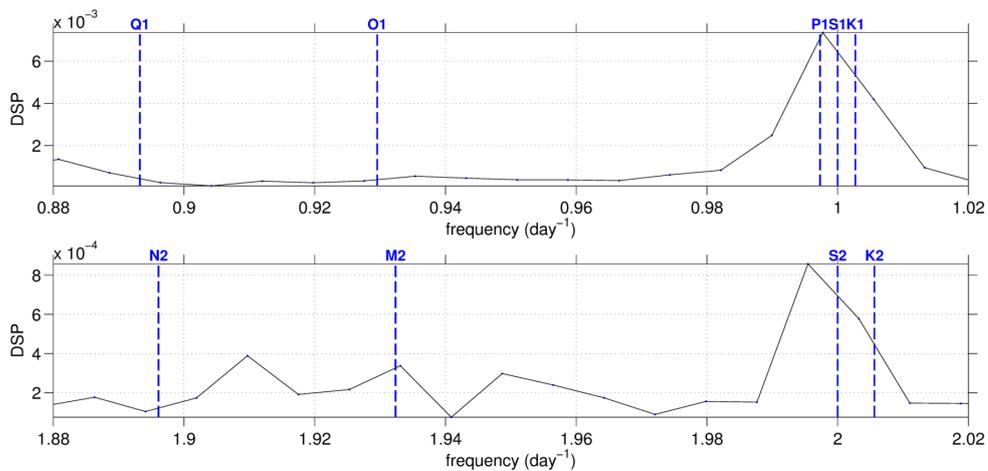
FIGURE 3.1 – Densité spectrale de puissance (en $m^2 \cdot s^{-2} \cdot jour$) des données vectorielles (a) et des vitesses radiales de PEY (b) et POB (c) sur la période du 25/05/2012 14h au 30/09/2012 22h.



(a) Spectre rotatoire des composantes CW (bleu) et CCW (rouge)



(b) Spectre des vitesses radiales de PEY



(c) Spectre des vitesses radiales de POB

FIGURE 3.2 – Zoom de la Fig.3.1 sur les bandes diurnes et semi-diurnes.

3.1.3 Identification de phénomènes périodiques à partir des séries longues de vitesse radiale issues du radar PEY.

Les données de vitesses radiales de la station PEY sont constituées de 863 jours ($\delta f = 1.158 \times 10^{-3}$ jours⁻¹) avec une résolution temporelle horaire. Nous choisissons de n'utiliser que les points présentant une couverture temporelle d'au moins 70%, matérialisée par la plage de couleur de la Fig.3.7(a). Le spectre résultant d'une sommation incohérente sur tous les points est présenté sur la Fig.3.3. Il est qualitativement semblable à ceux obtenus précédemment. Nous observons des maxima de DSP correspondant aux bandes diurnes et semi-diurnes. La bande inertielle présente également une énergie importante. Nous nous intéressons particulièrement à ces trois bandes de fréquence. De nombreuses autres fréquences sont remarquables, dues aux divers phénomènes ayant eu lieu pendant la période associée à ce spectre, mais ne seront pas abordées dans cette étude.

3.1.3.1 Bandes diurnes et semi-diurnes

Le zoom du spectre des vitesses radiales montre que seules les ondes S_1 , K_1 et S_2 ont une signature sur les vitesses de surface dans ces bandes (Fig. 3.6). Nous pouvons nous interroger sur l'origine de ces oscillations caractéristiques des marées océaniques (e.g. Lefevre, 2000) mais aussi des marées atmosphériques (e.g. Marty, 2010).

La circulation de la Méditerranée Nord Occidentale est dite microtidale car elle est peu soumise à l'effet des marées. A titre d'illustration, l'étude des données horaires d'élévation de la surface de la mer, provenant du réseau de marégraphes REFMAR³, au niveau des ports de Toulon (du 01/01/2005 au 31/07/2009) et de Marseille (du 01/01/2005 au 05/07/2009), montre que la différence entre la hauteur minimale et la hauteur maximale atteinte sur cette période est de l'ordre d'un mètre. Cependant, l'amplitude de cette différence peut être entraînée par d'autres phénomènes que les marées, en particulier les événements de sur-côte dus à l'accumulation d'eau poussée par le vent lors des tempêtes. A titre de comparaison, le marnage⁴ en Vendée est de l'ordre de 5 m, sans tenir compte des phénomènes de sur-côte comme ceux ayant causés des inondations dans cette région lors de la tempête Xynthia en 2010.

Les ondes de marée océaniques sont souvent considérées comme ayant une origine astronomique. Elles peuvent également résulter de phénomènes non linéaires ou d'effets météorologiques étant la cause d'un effet stérique (onde Ssa, période de 182,6211 jours), de variations saisonnières des vents d'alizé et des moussons (onde Sa, période de 365.2594 jours) ou encore dues à l'alternance entre les brises de mer et de terre qui se matérialisent par l'onde S_1 (e.g. Lefevre, 2000).

L'analyse spectrale de la série temporelle de l'élévation de la surface de la mer mesurée par la station de Toulon, dont les données manquantes sont complétées par une interpolation linéaire, est montrée sur la Fig.3.4. On distingue différentes fréquences caractéristiques des marées océaniques. Ce spectre de marée présente des énergies importantes dans les bandes diurnes et semi-diurnes. Cependant d'autres fréquences ont des signatures caractéristiques des marées océaniques (e.g. 3

3. <http://refmar.shom.fr/>

4. Le marnage est la différence entre une pleine mer et une basse mer successives

et 4 jours^{-1}) qui n'ont pas été relevées sur le spectre des vitesses radiales.

Le zoom des spectres d'élévation de surface sur les bandes diurnes et semi-diurnes est présenté sur la Fig.3.5. Les pics du spectre d'élévation de surface correspondent à des ondes de marée dont les fréquences théoriques sont données dans le Tab.3.1. Ces fréquences sont reportées en traits pointillés bleus sur les figures. Ainsi les ondes diurnes Q_1 , O_1 , P_1 , S_1 , K_1 et semi-diurnes N_2 , M_2 , S_2 , K_2 sont clairement identifiables. L'onde M_2 est la plus énergétique car elle est prédominante en mer Méditerranée (Alberola et al., 1995b; Tsimplis et al., 1995; Poulain, 2013). Les ondes K_1 et S_2 présentent également une DSP les démarquant des fréquences voisines. En revanche, l'onde S_1 présente une DSP relativement plus faible.

Ainsi, les phénomènes périodiques observées sur les courants de surface au large des côtes varoises pourraient être influencées par ces trois ondes de marée océaniques.

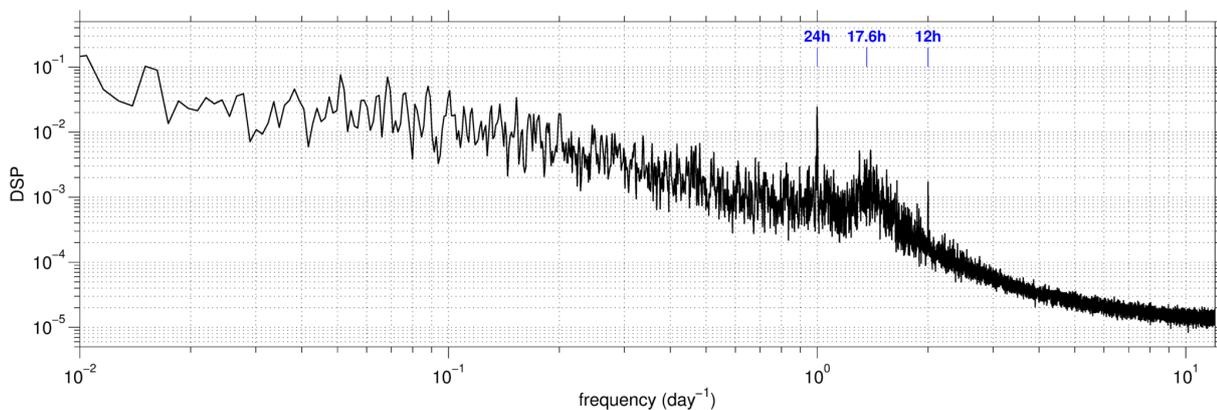


FIGURE 3.3 – Densité spectrale de puissance (en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{jour}$) des vitesses radiales de PEY calculée sur la période du 23/05/2010 14h au 30/09/2012 23h.

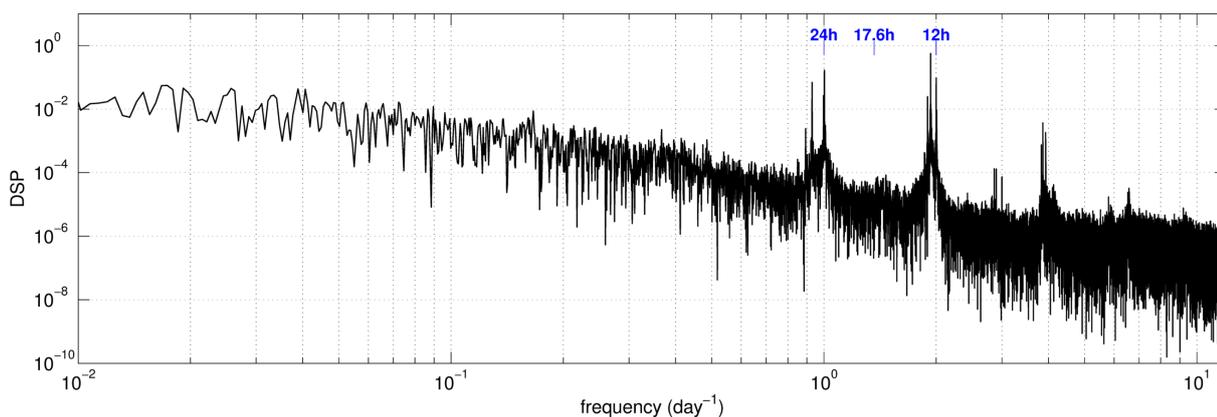


FIGURE 3.4 – Densité spectrale de puissance (en $\text{m}^2 \cdot \text{jour}$) de l'élévation de la surface de la mer à la station de Toulon calculée sur la période du 01/01/2005 au 31/07/2009.

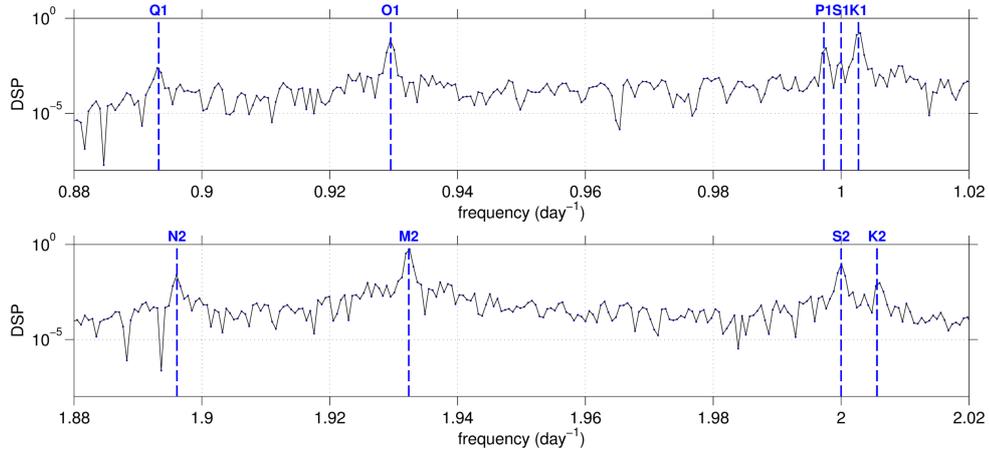


FIGURE 3.5 – Zoom sur les fréquences diurnes (haut) et semi-diurnes (bas) du spectre (en $m^2 \cdot jour$) de marée calculé à partir des mesures d'élévation à la station de Toulon.

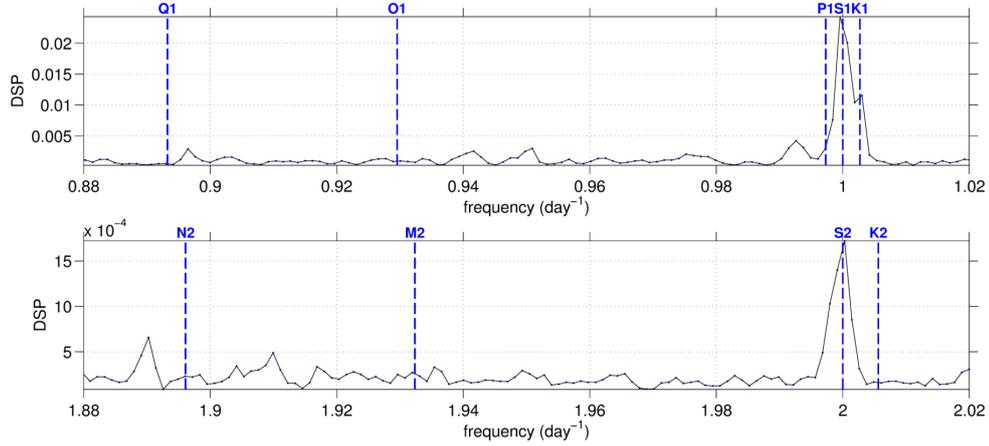


FIGURE 3.6 – Zoom sur les fréquences diurnes (haut) et semi-diurnes (bas) du spectre (en $m^2 \cdot s^{-2} \cdot jour$) des vitesses radiales de PEY.

TABLE 3.1 – Caractéristiques des principales ondes de marée diurnes et semi-diurnes d'origine solaire (S) ou lunaires (L) dues aux forçages astronomiques (A) ou météorologiques (M) (Lefevre, 2000)

Nom de l'onde	Origine	Période (jour)	Fréquence (jour ⁻¹)
K_2	S+L, A	0.4986	2.0056
S_2	S, A	0.5000	2.0000
M_2	L, A	0.5175	1.9324
N_2	L, A	0.5274	1.8961
K_1	S+L, A	0.9973	1.0027
S_1	S, M	1.0000	1.0000
P_1	S, A	1.0027	0.9973
O_1	L, A	1.0758	0.9295
Q_1	S, A	1.1195	0.8933

Par ailleurs, dans l'atmosphère, il existe des ondes de marée atmosphérique représentant des oscillations à l'échelle planétaire résultant du cycle de chauffage diurne de l'atmosphère par le soleil engendrant des ondes de gravités (e.g. [Dai and Wang, 1999](#); [Marty, 2010](#)). Ces oscillations, qui ne sont donc pas d'origine astronomique, ont une signature dans l'atmosphère, en particulier sur le vent, la température, la masse volumique et la pression. L'amplitude de ces ondes dépend de l'altitude, du fait de la décroissance exponentielle de la masse volumique, ce qui n'est pas le cas dans l'océan.

Les deux zones principales de chauffage de l'atmosphère, ayant un impact au niveau du sol, sont la troposphère, dont la vapeur d'eau absorbe le rayonnement infrarouge, et la stratosphère, dont l'ozone absorbe les rayonnements ultra-violet. Le chauffage de l'atmosphère produit alors des oscillations diurnes, mais aussi des oscillations correspondant à des fractions d'un jour solaire, dues au fait qu'aucun chauffage solaire n'a lieu la nuit, principalement avec une période de 12 h, et dans une moindre mesure, avec des périodes de 8h et 6h.

Ces ondes de marée atmosphérique peuvent être migratoires en suivant le mouvement apparent du Soleil sur la Terre ou non migratoires (stationnaires ou se déplaçant à une vitesse différente du Soleil) générées par la topographie, les contrastes terre-mer ou les interactions avec la surface.

L'analyse du spectre du vent dans les bandes diurnes et semi-diurnes ([Fig.2.13\(a\)](#)) montre une signature caractéristique des fréquences correspondant aux ondes S_1 , K_1 , S_2 .

Ainsi, l'action du vent, résultant des marées atmosphériques, sur les courants de surface peut également expliquer les oscillations observées sur les vitesses radiales.

Le spectre de l'élévation de surface fait apparaître d'autres ondes caractéristiques de la marée océanique dans les bandes diurnes (Q_1 , O_1 , P_1) et semi-diurnes (N_2 , M_2 , K_2) qui n'ont aucune signature spectrale sur les vitesses radiales indiquant que les courants de surface sont peu sensibles aux marées océaniques d'origine astronomique. Ainsi, nous en déduisons que les ondes S_1 , K_1 et S_2 , que nous observons, sont en grande partie dues à l'action du vent sur les courants de surface qui peut être couplée aux effets des marées océaniques.

L'onde S_1

L'onde S_1 est prédominante dans la haute atmosphère et est souvent atténuée près du sol où elle présente une distribution très inégale sur la surface de la Terre ([Dai and Wang, 1999](#)). Elle est principalement due au chauffage radiatif du sol et de la vapeur d'eau ([Chapman and Lindzen, 1970](#)).

Par ailleurs, les brises, qui sont dues à une différence thermique entre la terre et la mer, se retrouvent sur près de 2/3 des côtes de la planète ([Simpson et al., 1996](#)). Les effets de brise sur les courants de surface ont déjà été observés dans d'autres régions du monde (e.g. [Hyder et al., 2002](#)). Elles peuvent aussi être à l'origine de phénomènes d'upwelling ([Woodson et al., 2007](#)) et entraîner des échanges côtes-large importants ([Hendrickson and MacMahan, 2009](#)). L'effet des brises sur les courants en Méditerranée Nord Occidentale a été peu étudié.

Cette région est en effet soumise à un régime de brise mis en évidence par le spectre rotatoire de vent de la station de l'île de Porquerolles calculé sur la même période que celui des vitesses radiales ([Fig.2.13\(a\)](#)), qui présente une signature spectrale caractéristique sur la composante CW

à la fréquence S_1 (Cf. chapitre 2.3.4). Par ailleurs, l'observation du spectre d'élévation de surface montre que l'onde S_1 présente une DSP relativement faible confirmant l'origine principalement atmosphérique du pic observé sur les données radar.

L'énergie contenue dans le signal à une fréquence particulière f peut se déduire de la DSP en calculant la moyenne quadratique à cette fréquence, telle que

$$RMS^2(f) = DSP(f) \times \delta f \quad (3.2)$$

Cette énergie s'interprète comme la variance du signal à la fréquence f . Les distributions spatiales de l'énergie à la fréquence S_1 pour les vitesses radiales (Fig.3.7(a)) et la composante CW du vent ALADIN (Fig.3.7(b)) indiquent un effet local des brises sur les courants de surface. Les énergies sont distribuées parallèlement à la côte et diminuent quand la distance à la côte augmente.

Bien que le pic à S_1 , soit significatif sur le spectre des vitesses radiales, sa variance ne représente pas plus de 0.1 % de la variance totale du courant (non montré). Ainsi les brises n'expliquent qu'une faible part de la variabilité des courants de surface.

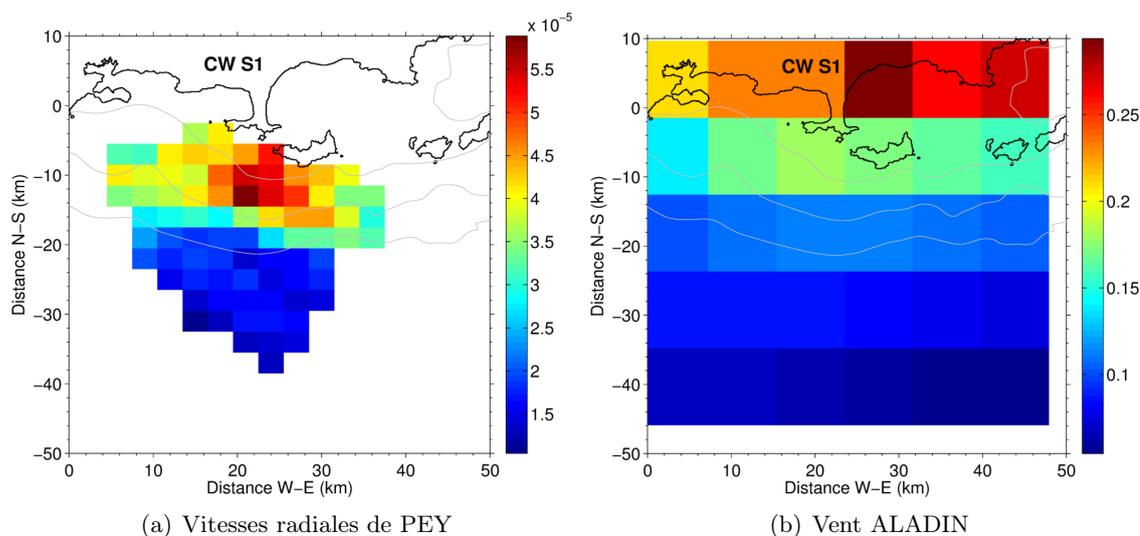


FIGURE 3.7 – Distribution de l'énergie (en $m^2.s^{-2}$) de la composante CW à la fréquence S_1 pour les vitesses radiales (a) et le vent (b).

L'onde S_2

L'onde S_2 est également une onde majeure de la marée atmosphérique qui se retrouve sur une grande partie de la surface de la Terre où elle a une distribution homogène en amplitude et en phase principalement zonale (Dai and Wang, 1999). Elle serait produite pour 2/3 par le chauffage radiatif de l'ozone et pour 1/3 par le chauffage de la vapeur d'eau et du sol (Chapman and Lindzen, 1970).

Le fait que l'onde S_2 soit visible sur le spectre d'élévation de surface indique qu'il existe un effet des marées océaniques. Mais la signature significatif sur le spectre de vent nous permet d'envisager que l'origine de l'onde S_2 est d'avantage météorologique, de manière analogue à l'onde S_1 .

L'analyse de la distribution des énergies correspondant à la fréquence S_2 pour les vitesses radiales (Fig.3.8(a)) et le vent ALADIN (Fig.3.8(b)) corrobore cette hypothèse. En effet, dans les deux cas la distribution reste assez uniforme sur la surface de la mer en concordance avec la distribution connue des ondes S_2 dans l'atmosphère.

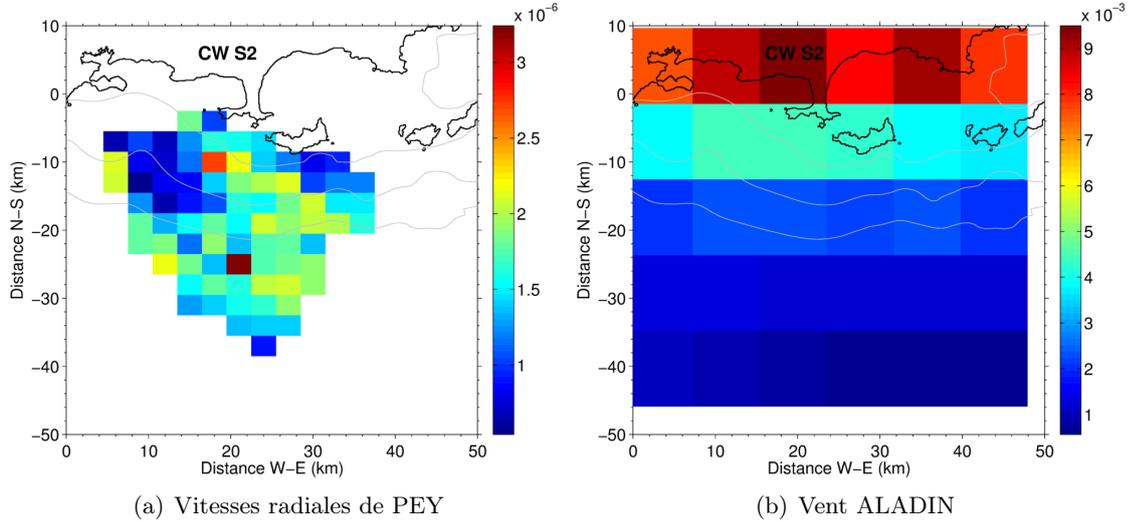


FIGURE 3.8 – Distribution de l'énergie (en $m^2.s^{-2}$) de la composante CW à la fréquence S_2 pour les vitesses radiales (a) et le vent (b).

L'onde K_1

L'onde K_1 est également présente sur le spectre des vitesses radiale. Contrairement à l'onde S_1 , l'onde K_1 est prédominante sur le spectre marégraphique (Fig.3.5). Dans les marées océaniques, elle est d'origine astronomique, dues à la fois aux effets solaire (K_1^S) et lunaire (K_1^L). Elle est également marquée sur le spectre rotatoire du vent 2.13(a), laissant supposer une origine à la fois océanique et atmosphérique. Elle a déjà été observée à d'autres endroits de la Méditerranée (Alberola et al., 1995b; Poulain, 2013).

La distribution de l'énergie des vitesses radiales à la fréquence K_1 (Fig.3.9(a)) a tendance à suivre les côtes avec des valeurs plus importantes près des côtes et présente des similarités avec l'énergie du vent à la même fréquence (Fig.3.9(b)).

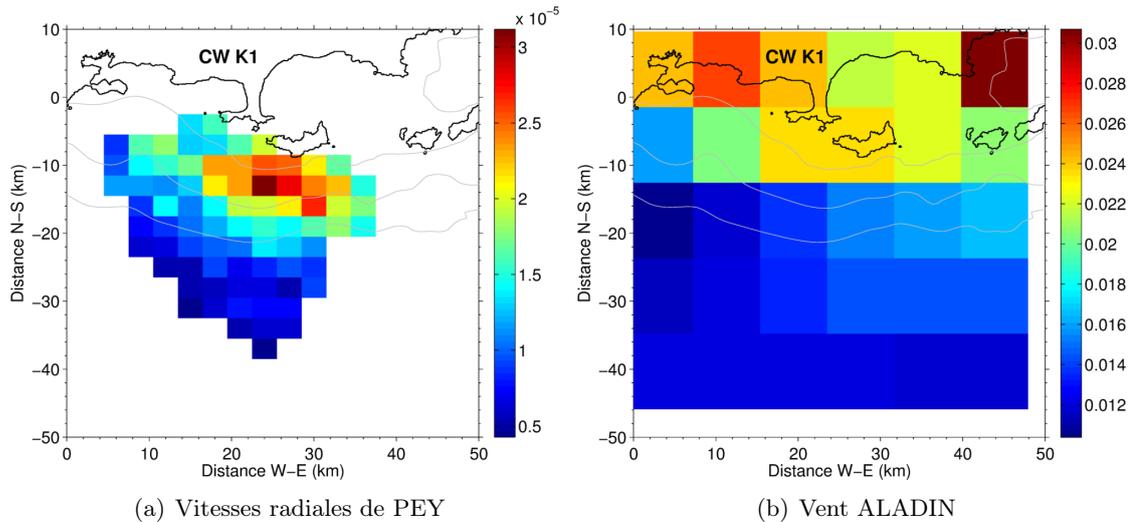


FIGURE 3.9 – Distribution de l'énergie (en $m^2.s^{-2}$) de la composante CW à la fréquence K_1 pour les vitesses radiales (a) et le vent (b).

3.1.3.2 Bande inertielle

Des oscillations d'inertie sont observées sur le spectre de vitesse radiale (Fig.3.3) représentées par une zone fortement énergétique située entre les périodes diurnes et semi-diurnes.

Elles sont caractérisées par une rotation anticyclonique des courants qui est observée sur les spectres rotatoires de courant (Fig.3.1(a)).

Nous observons une extension fréquentielle importante de la bande inertielle sur le spectre de vitesse radiale (Fig.3.3), comprise entre $0.93f_c$ et $1.15f_c$ avec f_c choisie à $43^\circ N$.

Les oscillations d'inertie apparaissent généralement après la relaxation d'un apport d'énergie. Elles résultent de l'équilibre entre l'accélération de la particule et la force de Coriolis. Ce mécanisme peut être associé à deux processus (Crépon, 1969) :

- la réponse locale de l'océan à la tension du vent ;
- la propagation d'ondes internes longues, générées pendant la phase d'ajustement géostrophique de la circulation due au forçage.

Pollard and Millard (1970) et Gonella (1971) ont montré que les courants d'inertie sont générés dans les couches supérieures de l'océan par des variations temporelles du vent local.

La stratification est aussi connue pour favoriser le développement de ces ondes (e.g. Petrenko, 2003).

Les ondes d'inertie présentent des oscillations intermittentes ne durant que pendant quelques périodes (e.g. Webster, 1968; Tomczak, 1968). Cependant les travaux de Perkins (1970, 1972) en Méditerranée montrent une persistance possible de ces oscillations pendant environ deux semaines, cette persistance étant propres aux bassins fermés (Kundu, 1976).

En général, la fréquence d'inertie effectivement observée peut varier dans une gamme de 3 à 20% au-dessus de la fréquence de Coriolis locale f_c (e.g. Kundu, 1976). D'autres études montrent que la bande inertielle existe de part et d'autre de f_c (Thomson and Huggett, 1981; Lagerloef and Muench, 1987). Kunze (1985) montre que la vorticité relative ζ d'une circulation géostrophique

entraîne un décalage de la borne inférieure de la bande inertielle f_{in}^- par rapport à la fréquence de Coriolis locale de telle sorte que

$$f_{in}^- = f_c + \frac{\zeta}{2} \quad (3.3)$$

Le résultat a été récemment confirmé par [Chavanne et al. \(2012\)](#) qui attire l'attention sur la dépendance de ce résultat au repère choisi pour l'étude de la propagation.

[Perkins \(1972\)](#) invoque la stratification comme cause possible de la variation de la fréquence d'inertie.

Ainsi, l'étude de la formation et de la propagation des ondes d'inertie pourra être complétée par la suite en identifiant des événements sur les vitesses mesurées par radar HF, comme ceux identifiés sur la Fig. 2.4(a). L'utilisation des vitesses de surface pour l'étude de ces phénomènes devra être renforcée par l'utilisation d'autres moyens d'observation ou numériques afin de mener des études complètes.

3.1.4 Conclusion partielle

Nous avons montré qu'il est possible d'utiliser les vitesses radiales provenant d'une station radar unique pour mener des études spectrales sur la circulation de surface.

L'effet des marées océaniques d'origine astronomique est peu marqué sur les vitesses de surface. En particulier, sur les côtes varoises nous mettons en évidence la signature des forçages de vents aux fréquences semi-diurnes S_2 , signature des ondes de marées atmosphériques, et diurnes S_1 , signature de l'effet des brises. Cette dernière est prédominante mais n'explique qu'une faible part de la variabilité du courant de surface. En effet les brises n'existent que si le gradient thermique entre la terre et la mer est marqué et peuvent facilement être masquées par la circulation de fond. En particulier, cette zone est régulièrement le siège de vents fort d'Ouest ou d'Est. [Chavanne et al. \(2007\)](#) ont réalisé une analyse similaire sur des données de vitesse mesurées par radar HF en mer Adriatique. Ils mettent en évidence une composante M_2 dominante mais n'ont pas constaté d'onde S_1 , ce qui montre un effet régional du vent et des marées océaniques sur les courants de surface.

Des études futures pourraient cibler la compréhension de processus physiques comme le déclenchement d'upwelling par les régimes de brises ([Woodson et al., 2007](#)) ou encore la variabilité saisonnière des courants de surface induite par les brises ([Hendrickson and MacMahan, 2009](#)) et pourraient également être enrichies par la disponibilité de courants vectoriels, décrivant complètement les courants de surface.

Par ailleurs, nous avons observé pour la première fois dans cette zone la présence d'ondes d'inertie qui se manifestent par la présence d'une large bande spectrale énergétique sur le spectre de vitesse de surface. Ces observations sont consistantes avec l'existence de régimes intenses de vent d'Ouest ou d'Est pouvant générer ces oscillations. L'identification et l'étude d'événements particuliers permettraient lors de prochains travaux de mieux comprendre l'impact de ces ondes sur la circulation de la zone.

3.2 Variabilité du Courant Nord au large des côtes varoises à partir des vitesses de surface radar HF (2010-2012)

Les données de vitesse radiales provenant d'une station radar unique, la station PEY, sont utilisées pour décrire les caractéristiques de la veine de CN sur une longue période. Nous nous intéressons en particulier à la variabilité de la veine en termes de position, de largeur et de vitesse. La méthodologie s'appuie sur l'utilisation du maximum de vitesse radiale qui, tenant compte du sens Est-Ouest de l'écoulement du CN dans cette zone, est considéré comme un proxy du maximum de la vitesse du courant permettant alors de décrire ses caractéristiques de surface.

La validation est faite en deux étapes. Dans un premier temps, des simulations de vitesses de surface sont utilisées, permettant de disposer des vitesses radiales et des courants vectoriels associés. Ces simulations proviennent de la configuration GLAZUR64 (section 2.1.1) sur la période novembre 2011-octobre 2012. Dans un second temps, la méthodologie est appliquée aux observations de vitesses radiales de la station PEY sur la période juin 2012-octobre 2012 où les vitesses vectorielles correspondantes sont disponibles.

La méthodologie est appliquée aux vitesses radiales de la station PEY, sur la période juin 2010 - octobre 2012, utilisées dans la section 3.1.

3.2.1 Méthodologies d'identification du CN

La méthodologie utilisée dans la suite, propre à la géométrie favorable de l'écoulement du courant côtier par rapport aux directions radiales dans la région des côtes varoises, est basée sur deux hypothèses :

- l'écoulement de la veine de CN a lieu principalement le long de la direction zonale, de l'Est vers l'Ouest ;
- la veine de CN est marquée par une zone de maxima des vitesses de surface ;

Cet écoulement est suggéré par un guidage bathymétrique du CN connue dans les régions voisines et reproduit par des simulations numériques.

3.2.1.1 Utilisation de vitesses simulées

La validation de ces méthodes utilise les vitesses vectorielles et les vitesses radiales dérivées, fournies par la configuration GLAZUR64 (section 2.1.1), qui permettent de disposer d'un grand nombre de données dans la zone d'observation. Les sorties du modèle sont des moyennes sur trois heures (échantillonnées toutes les trois heures) et distribuées sur une grille spatiale avec un pas d'environ 1.5 km. Les données du modèle couvrent une période de temps continue et suffisamment longue pour contenir un cycle annuel de vitesses vectorielles de surface, non disponible dans les observations utilisées. Les vitesses simulées sont lissées sur une fenêtre temporelle de 24 h dans le but de filtrer les hautes fréquences.

Position et vitesse

La position du cœur de la veine du CN (y^{NC}) est supposée correspondre à la position du maximum des vitesses radiales ($y(V_{rad}^{max})$) le long d'une section méridienne. La validation de

cette hypothèse est réalisée en comparant cette position avec celle obtenue en considérant le maximum de la norme des vitesses vectorielles $y(\|\mathbf{V}\|^{max})$.

L'erreur commise sur l'estimation de la position \mathcal{E} suivant cette hypothèse est donnée par

$$\mathcal{E} = y(V_{rad}^{max}) - y(\|\mathbf{V}\|^{max}) \quad (3.4)$$

Le biais correspond à la moyenne temporelle de \mathcal{E} . L'écart-type temporel de \mathcal{E} peut s'interpréter comme une estimation de la précision de la méthode.

La Fig.3.10(a) montre l'évolution temporelle de la norme de la vitesse le long d'une section Nord-Sud particulière, située à 33.6 km à l'Est de la station PEY. Le lieu où la norme de la vitesse est maximale y est superposé et permet de suivre la trace de la veine de CN.

La Fig.3.10(b), montre sur la même section, la variation de vitesse radiale V_{rad} correspondant à la projection du courant vectoriel sur les radiales issues de la station PEY. Le lieu des V_{rad}^{max} est également montré. Les vitesses radiales positives indiquent un courant qui s'approche du radar. Nous observons que la veine de CN est également marquée par une zone de maximum de vitesses radiales, localisé dans la même région que $\|\mathbf{V}\|^{max}$. Le maximum de vitesse radiale V_{rad}^{max} permet donc, en principe, de matérialiser la position du centre de la veine.

La comparaison des positions données par $\|\mathbf{V}\|^{max}$ et V_{rad}^{max} est faite sur la Fig.3.10(c). La plupart du temps, \mathcal{E} est nulle, ce qui indique que $y(V_{rad}^{max})$ est une bonne estimation de $y(\|\mathbf{V}\|^{max})$ et a fortiori de y^{NC} . Cependant, il apparaît qu'à certains moments, en particulier en été et en automne, \mathcal{E} peut dépasser 100 km. Ces situations correspondent au cas où les vitesses radiales sont proches de 0 m/s, parce que le courant de surface est faible ou que sa direction est orthogonale à la direction radiale ou bien pour ces deux raisons. Durant ces situations, le CN ralentit et la vitesse dans la zone présente des gradients spatiaux plus faibles. Les erreurs importantes relevées peuvent aussi correspondre au cas où le CN n'est pas correctement détecté par $\|\mathbf{V}\|^{max}$ car cette dernière peut être située à une autre position, souvent plus au Sud, et associée à un événement de méso-échelle (tourbillon, méandre) dont la direction est opposée à l'écoulement dans le sens classique du CN, soit de l'Est vers l'Ouest. Ce point pourrait passer pour une lacune de la méthode, mais dans la pratique, il permet en fait de filtrer les événements de méso-échelle qui ne sont pas directement liés au CN.

Nous notons que le CN existe toujours sur les Fig.3.10(a)-3.10(b), mais la vitesse des phénomènes de méso-échelle peut être prépondérante, ne permettant pas d'identifier simplement la veine.

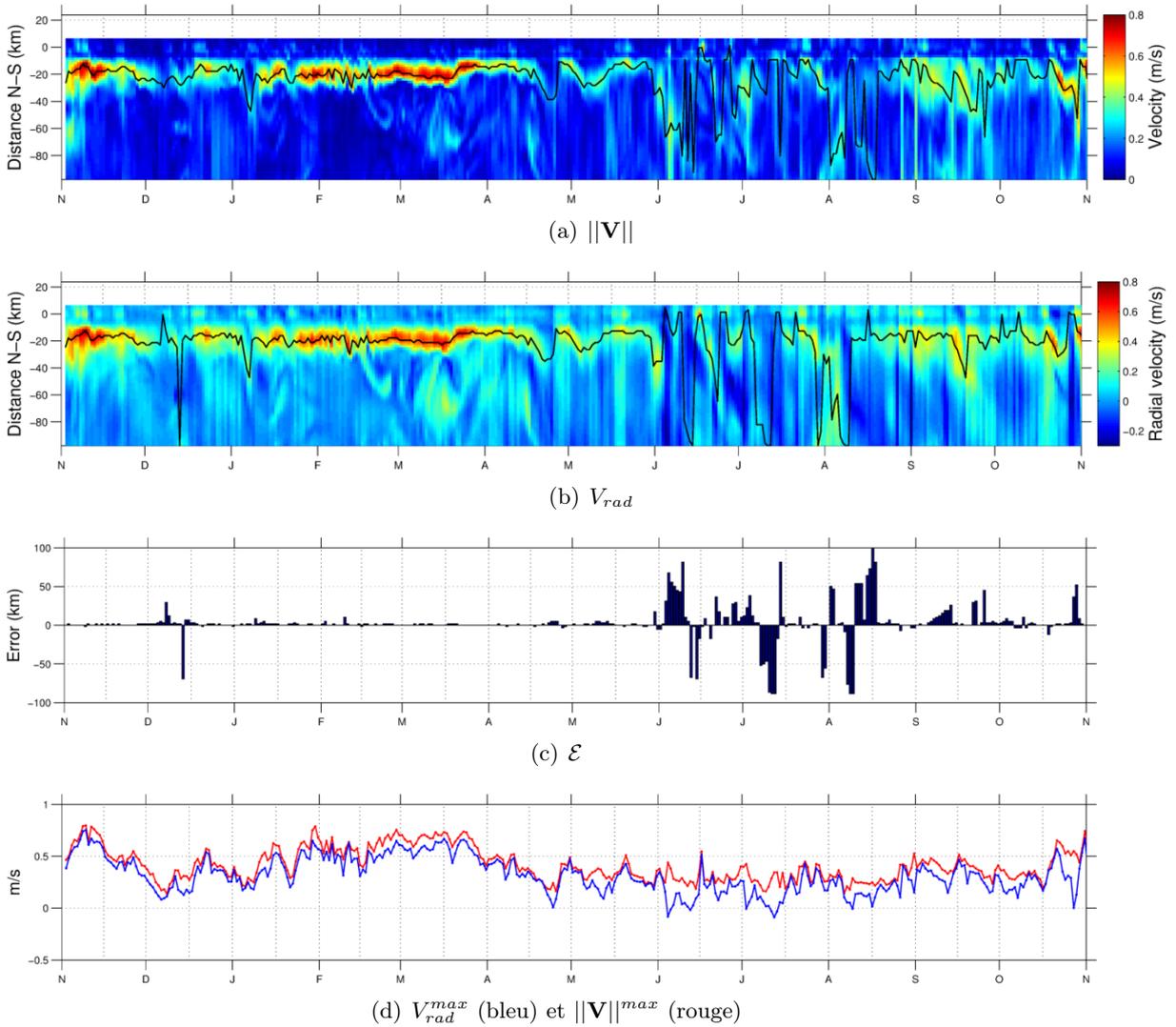


FIGURE 3.10 – Évolution temporelle de la norme du vecteur vitesse (a) et de la vitesse radiale issue de PEY (b) le long de la longitude $6.2734^\circ E$ (33,6 km de PEY) pour les données de GLAZUR64. Les courbes noires marquent le lieu des maxima de norme du vecteur vitesse $y(\|\mathbf{V}\|^{max})$ (a) et de vitesse radiale $y(V_{rad}^{max})$ (b). L'évolution temporelle de \mathcal{E} est tracée en (c). L'évolution temporelle des quantités V_{rad}^{max} et $\|\mathbf{V}\|^{max}$ est montrée en (d).

Des statistiques ont été calculées sur toutes la période considérée (Fig. 3.11). Les biais de \mathcal{E} sont maximum aux positions les plus proches et les plus éloignées du radar. Ils sont généralement positifs, indiquant que les positions estimées par $y(V_{rad}^{max})$ sont plus proches de la côte que les positions estimées par $y(\|\mathbf{V}\|^{max})$. Les biais sont compris entre 2 et 8 km aux distances intermédiaires. Les écarts-types temporels sont également maximum aux positions les plus proches et les plus éloignées du radar, et sont de l'ordre de 20 km aux distances intermédiaires.

Comme le montre la Fig.3.10(c), ces statistiques peuvent être affectées par des erreurs importantes qui correspondent en réalité à une mauvaise détection des maxima de vitesses. L'histogramme des erreurs de position (non montré) fait ressortir que 80% des erreurs de position sont inférieures à 20 km. Les estimations correspondant à des erreurs supérieures à 20 km seront par la suite considérées comme des valeurs aberrantes. Les biais et les écarts-types temporels de

\mathcal{E} dont les valeurs aberrantes ont été retirées sont montrées sur la Fig. 3.11. Les performances de la méthode d'estimation de position sont sensiblement améliorées. Comme précédemment, en se positionnant trop près et trop loin du radar, les biais et les écarts-types temporels sont importants, mais aux valeurs intermédiaires, à partir d'une distance de 10 km de la station PEY, les biais ont des valeurs comprises entre 0.5 et 2 km et les écarts-types entre 2.5 et 4 km. Ces valeurs semblent indiquer qu'une estimation assez précise de la position du CN peut être réalisée avec les vitesses radiales seules. Dans cet exemple le biais est peu significatif, compte tenu de la résolution de la grille de GLAZUR64 de l'ordre de 1.5 km.

L'angle entre la direction radiale (orientée vers le radar) et le CN à la position estimée par $y(\|\mathbf{V}\|^{max})$ est montrée sur la Fig.3.12. À des distances de 10 à 75 km de la station PEY, la vitesse au cœur de la veine de CN forme un angle moyen de l'ordre de 45° avec la direction radiale, avec un écart-type de l'ordre de 50° , représentatif de la variabilité de la direction du CN.

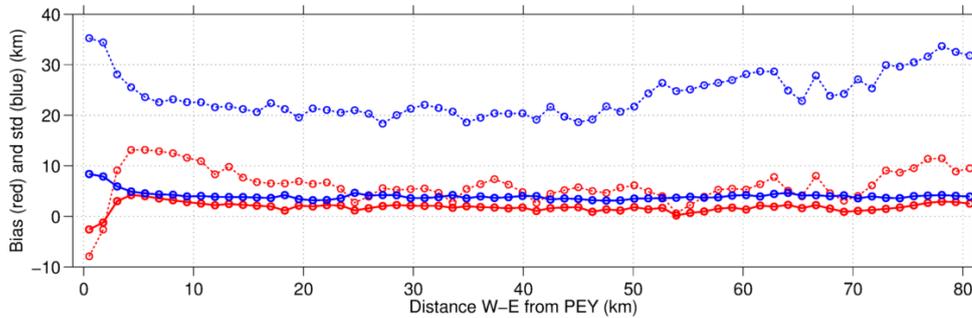


FIGURE 3.11 – Comparaison du biais (rouge) et de l'écart-type (bleu) de l'erreur de position en considérant toutes les erreurs (traits pointillés) et en retirant les erreurs supérieures à 20 km (traits pleins) pour les données de GLAZUR64.

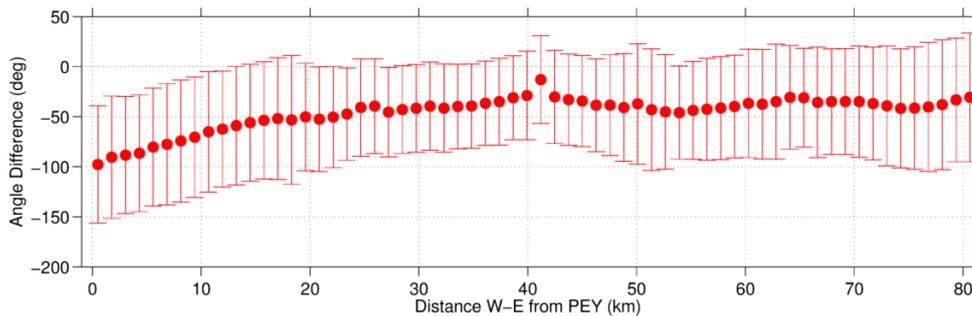


FIGURE 3.12 – Angle moyen entre la direction du maximum de vitesse $\|\mathbf{V}\|^{max}$ et la radiale dirigée vers le radar.

La vitesse radiale peut également être utilisée comme indicateur de la vitesse de la veine de CN. C'est ce que nous pouvons observer sur la Fig.3.10(d). Les variations de vitesse radiale suivent les variations de la norme de la vitesse vectorielle quand l'estimation de la position du CN est correcte. En revanche, aux moments où les erreurs de positions sont importantes, les vitesses radiales sont en mauvais accord avec la norme des vitesses vectorielles.

Largeur

Différentes définitions ont été adoptées dans la littérature pour définir la veine de CN en se basant sur sa vitesse. Au large de Marseille, [Conan and Millot \(1995\)](#) considère que le CN s'étend sur toute la colonne d'eau (puisque'il n'y a pas de cisaillement de vitesse entre les masses d'eau). Sur le talus du Golfe du Lion, [Petrenko \(2003\)](#) considère que la veine du CN est l'ensemble des courant dont la vitesse est supérieure à 0.05 m/s. Au large de Nice, [Alberola et al. \(1995a\)](#) fixe cette limite à 0.1 m/s. Mais d'après nos observations des vitesses de surface au large des côtes varoises, ces définitions sont difficiles à utiliser avec les vitesses radiales (e.g. Fig. 3.10(b)) et ne permettent pas une identification correcte de la veine de CN.

Pour l'identification de la largeur de la veine en surface, nous adoptons un critère de largeur, dépendant de sa vitesse maximale. Les bords Nord et Sud de la veine sont définis par

$$y_{bord}^N = y(V_{rad}^{max}/2), \quad y_{bord}^N > y(V_{rad}^{max}) \quad (3.5)$$

et

$$y_{bord}^S = y(V_{rad}^{max}/2), \quad y_{bord}^S < y(V_{rad}^{max}) \quad (3.6)$$

avec y orienté du Sud vers le Nord.

La largeur du CN, \mathcal{L}_{CN} , est alors définie comme la distance entre les positions des bords Nord et Sud :

$$\mathcal{L}_{CN} = \sqrt{(y_{bord}^N - y_{bord}^S)^2} \quad (3.7)$$

Un critère similaire a été adopté par [Niewiadomska \(2008\)](#) au large de Nice pour déterminer la largeur du CN à partir de mesure de vitesses par ADCP.

Le critère choisi dépend sensiblement de la qualité de l'estimation de la vitesse représentant le cœur de la veine. Comme nous l'avons montré précédemment, l'identification de la veine de CN par les vitesses radiales peut échouer dans plusieurs circonstances tenant à la géométrie. De plus nous utilisons comme référence la norme de la vitesse maximale du courant $\|\mathbf{V}\|^{max}$ pour calculer les erreurs, sachant que cette hypothèse peut s'avérer inappropriée, par exemple dans le cas où la vitesse maximale identifiée correspond à des vitesses dirigées dans le sens opposé à l'écoulement du CN (e.g. tourbillons). Chaque cas pourrait être traité manuellement, mais nous souhaitons disposer d'un outil le plus automatique possible.

La même analyse que pour l'identification de la position de la veine de CN est conduite pour positionner les bords Nord et Sud. Là aussi, autant pour le bord Nord que pour le bord Sud, les biais et les écarts-types sur les positions estimées par les vitesses radiales et les normes de vitesses sont importants près et loin du radar. Pour le bord Nord, ces valeurs restent assez faibles car limités par la limite de la grille où sont définies les vitesses. Pour le bord Sud, en éliminant les erreurs supérieures à 20 km, qui ne représentent que 30% des cas (non montré), on obtient pour le bord Sud des biais de 2 km et des écarts-types de 4 km. L'utilisation des vitesses radiales conduit donc à voir le bord Sud de la veine de CN plus au Nord que la position estimée par la norme de la vitesse vectorielle.

Finalement, l'analyse des erreurs sur l'estimation de \mathcal{L}_{CN} , également sensible aux valeurs aberrantes, met en évidence un biais de -1 km (sous-estimation de \mathcal{L}_{CN}) et un écart-type de 4

km aux distances intermédiaires de la station PEY (Fig.3.13). Là aussi, ces valeurs sont obtenues en écartant les erreurs supérieures à 20 km.

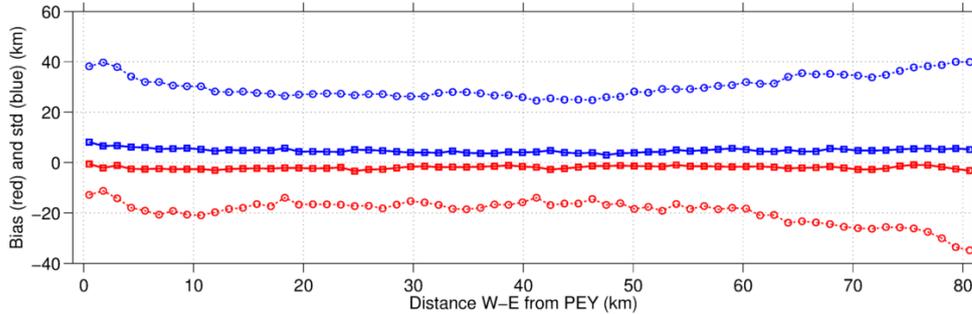


FIGURE 3.13 – Comparaison du biais (rouge) et de l'écart-type (bleu) de l'erreur sur l'estimation de la largeur en considérant toutes les erreurs (traits pointillés) ou en filtrant les erreurs supérieures à 20 km (traits pleins).

Les résultats obtenus sur des simulations de vitesse permettent d'envisager l'utilisation de cette méthodologie sur des observations. Le succès de l'identification de la veine et de ces caractéristiques dépend de la saison, qui aboutit à une veine plus ou moins bien définie, mais aussi aux structures de méso-échelle entourant le courant côtier qui peuvent nuire à l'identification exacte des vitesses maximales.

3.2.1.2 Utilisation de vitesses observées

L'application de la méthodologie à des vitesses radiales et vectorielles issues d'observation constitue un second niveau de validation, permettant de s'assurer du réalisme des résultats obtenus avec les données de modèle, complètes et peu bruitées. Les observations de vitesse vectorielle, utilisées en section 3.1, sont disponibles sur la période du 25/05/2012 au 30/09/2012 et permettront de quantifier les erreurs sur l'estimation de la position et de la largeur du CN à partir des vitesses radiales de la station PEY sur la même période.

Les vitesses radiales et vectorielles sont interpolées linéairement sur une grille cartésienne de résolution 3 km, dont le radar PEY est l'origine. Ces vitesses ont une résolution horaire et sont moyennées sur des fenêtres temporelles glissantes de 24 h afin de réduire le bruit.

Les Fig.3.14(a)-3.14(b) montrent l'évolution temporelle de la norme de la vitesse vectorielle et de la vitesse radiale le long d'une section Nord-Sud, équivalente à celle montrée sur la Fig.3.10 pour le modèle. Des résultats similaires sont obtenus. Les vitesses radiales permettent d'avoir le plus souvent une bonne estimation de la position du CN. En revanche, les vitesses vectorielles ne permettent pas d'obtenir cette information lors de longues périodes sans données (e.g. du 13 au 23 août 2012). Cette constatation justifie d'autant plus l'utilisation des vitesses radiales.

\mathcal{E} , montré sur la Fig.3.14(c) pour cette même section, reste proche de 0 km. Les effets de la résolution de la grille spatiale où sont mesurées les vitesses se matérialisent par des sauts dans ces estimations.

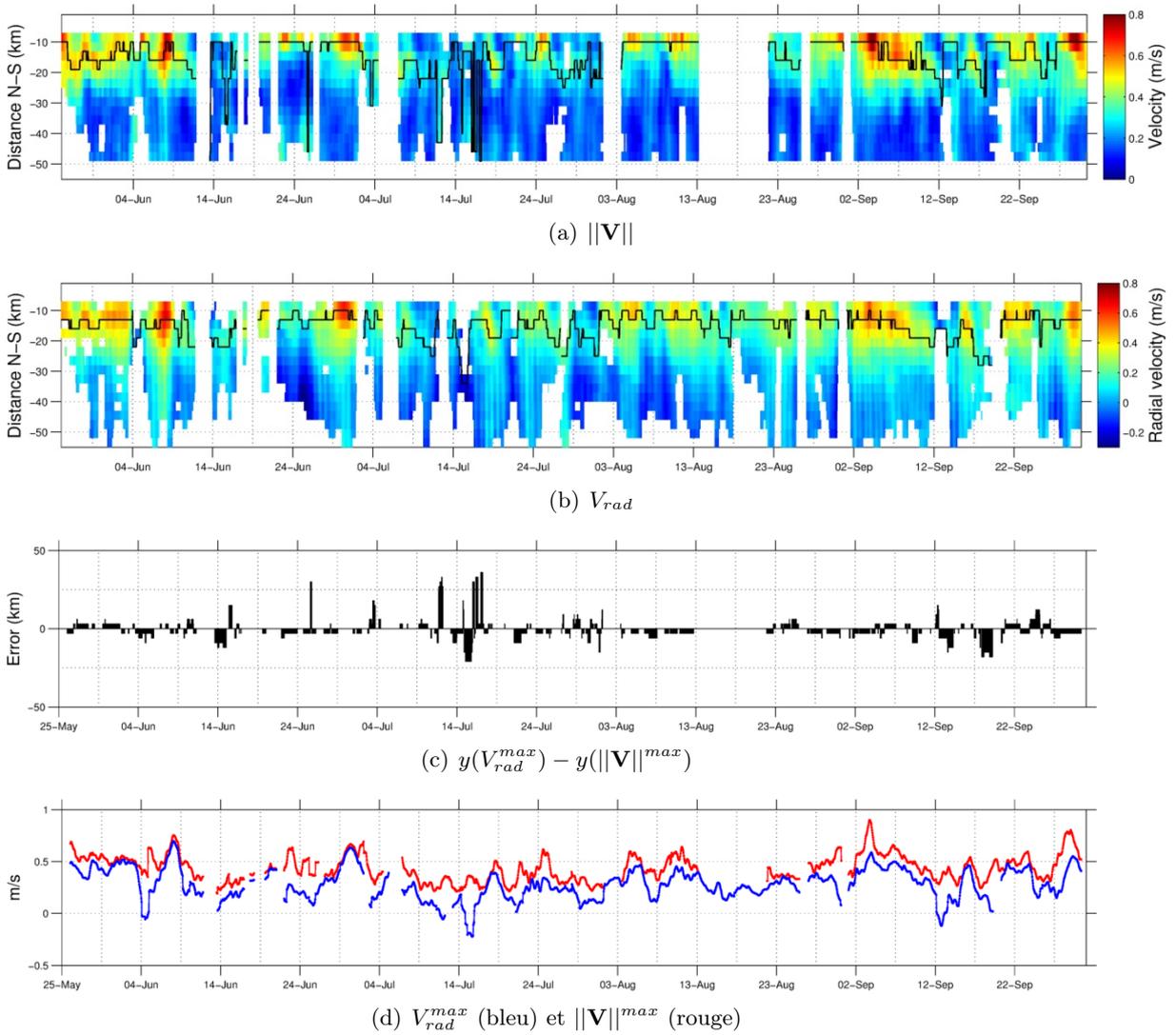


FIGURE 3.14 – Évolution temporelle de la norme du vecteur vitesse (a) et de la vitesse radiale issue de PEY (b) le long de la longitude 6.27°E (33 km à l'Est de la station PEY) pour les observations. Les courbes noires marquent le lieu des maxima de norme du vecteur vitesse $y(\|\mathbf{V}\|^{max})$ (a) et de vitesse radiale $y(V_{rad}^{max})$ (b). L'évolution temporelle de la différence $y(V_{rad}^{max}) - y(\|\mathbf{V}\|^{max})$ est tracée en (c). Les quantités V_{rad}^{max} et $\|\mathbf{V}\|^{max}$ sont montrées en (d).

Les biais et écarts-types de \mathcal{E} sont également calculés pour chaque section Nord Sud (Fig.3.15). L'analyse de l'histogramme des erreurs de positions (non montré) nous indique que 95 % des erreurs de positions sont inférieures à 20 km. Ainsi, après filtrage des erreurs supérieures à 20 km, les biais sont compris entre -4 et 5 km dans la gamme de distances 12-42 km de PEY et les écarts-types sont de l'ordre de 4 km aux mêmes distances.

Pour ces distances, nous observons une décroissance du biais, non observée sur les vitesses simulées. Des effets dus à la résolution de la grille ou à la position relative de la veine du CN par rapport aux radiales pourraient en être à l'origine. En dehors de ces limites, les couvertures réduites des mesures ne permettent pas de disposer d'un nombre suffisant d'observations.

Nous constatons également que les V_{rad}^{max} ont une évolution temporelle semblable à celle de $\|\mathbf{V}\|^{max}$ (Fig.3.14(d)).

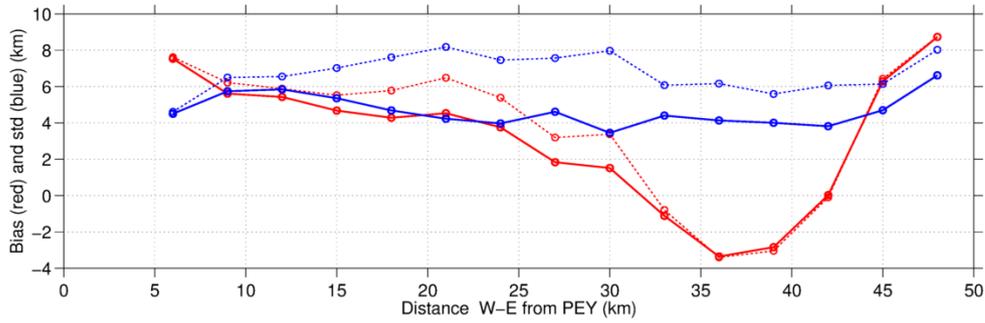


FIGURE 3.15 – Comparaison du biais (rouge) et de l'écart-type (bleu) de l'erreur de position en considérant toutes les erreurs (traits pointillés) ou en filtrant les erreurs supérieures à 20 km (traits pleins) pour les observations.

En termes de largeur du CN, les résultats sont similaires à ceux obtenus avec les données du modèle. 88 % des erreurs d'estimation de la largeur de la veine de courant sont inférieures à 20 km. Au Nord, les bords sont souvent limités par l'extension de la grille. Les biais et écarts-types de l'erreur d'estimation de la largeur sont donnés sur la Fig.3.16. Le filtrage des erreurs supérieures à 20 km permet de réduire d'un facteur 2 les biais et les écarts-types sur la gamme 15 à 42 km, conduisant à des valeurs de l'ordre de -5 et 5 km respectivement.

Au-delà de 42 km de la station PEY, le biais augmente. Cette augmentation est due à celle du biais sur l'estimation du cœur de la veine (Fig.3.15). On remarque que l'addition des biais dans l'estimation des bords Nord et Sud correspond au biais de l'erreur d'estimation de la largeur de la veine.

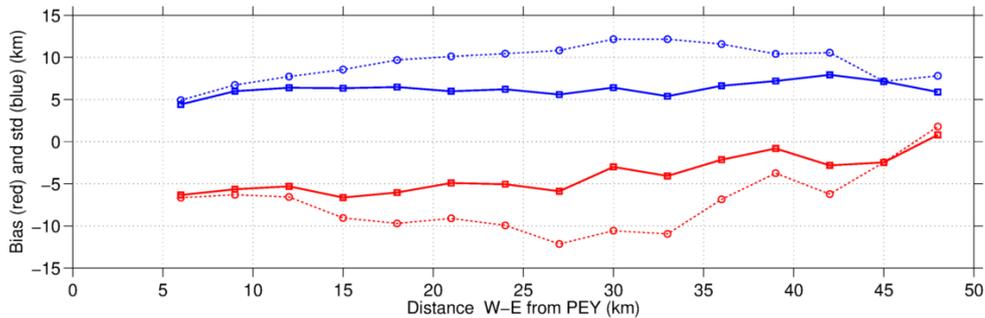


FIGURE 3.16 – Comparaison du biais (rouge) et de l'écart-type (bleu) de l'erreur sur l'estimation de la largeur de la veine du CN en considérant toutes les erreurs (traits pointillés) ou en filtrant les erreurs supérieures à 20 km (traits pleins).

3.2.1.3 Conclusion sur la méthode

L'utilisation des vitesses radiales pour identifier les caractéristiques de la veine de CN est possible. Elle fournit une estimation légèrement biaisée de la position du cœur de la veine (biais de l'ordre de la résolution de la grille spatiale) qui implique que la position de la veine sera identifiée plus au Nord par les vitesses radiales (en se basant sur les résultats du modèle). Par ailleurs, la précision de l'estimation de la position du cœur de la veine est de l'ordre de 4 km.

L'estimation de la largeur de la veine est également biaisée (biais négatif de l'ordre de -5 à -1 km) qui fait que la largeur de la veine est sous estimée par l'utilisation des vitesses radiales. La

TABLE 3.2 – *Biais et écart-types de l'estimation du CN à partir des vitesses radiales simulées ou observées.*

	Modèle		Observation	
	biais	écart-type	biais	écart-type
Position (km)	1.5	3	-4 à 5	4
Largeur (km)	-1	4	-5	5

précision de l'estimation de la largeur de la veine est de 5 km. Ces résultats sont résumés dans le Tab.3.2.

Les V_{rad}^{max} ont une évolution temporelle proche de celle des $\|\mathbf{V}\|^{max}$ et peuvent donc fournir potentiellement une estimation de la vitesse de la veine de CN.

La méthode peut donc être raisonnablement utilisée dans des cas où suffisamment d'observations sont disponibles et dans des endroits où les géométries du CN et des radiales sont compatibles (angle entre radiales et CN de l'ordre de 45 ° en se basant sur l'hypothèse d'un écoulement zonal). Il faut également prendre garde à la saison, dont peut dépendre fortement la morphologie de la veine.

3.2.2 Variabilité des caractéristiques de la veine de CN

La méthodologie précédente est appliquée aux données de la station PEY sur la période pluriannuelle du 21/05/2010 au 30/09/2012 décrites dans le chapitre 3.1. Les distances comprises entre 12 et 42 km de la station PEY sont considérées, permettant de disposer d'un échantillon d'observation suffisamment complet et d'une géométrie favorable à la détection. Les vitesses radiales sont lissées sur une fenêtre glissante de 24 h.

L'évolution temporelle des vitesses radiales le long d'une section Nord-Sud représentative, située à 6.27°E (33 km de PEY), est montrée sur la Fig.3.17(a). On remarque préalablement l'irrégularité de la couverture temporelle, qui affecte surtout la fin de l'année 2010 et qui peut entraîner une mauvaise caractérisation de la veine de CN.

Trois zones caractérisées par des valeurs de vitesses radiales peuvent être identifiées. La première est située au Nord, près des côtes, avec des vitesses radiales généralement faibles, positives ou négatives. La deuxième est située entre 10 et 30 km des côtes et présente des vitesses radiales élevées, en majorité positives, qui la démarque de son environnement. La troisième est située au-delà de 40 km des côtes avec des vitesses radiales faibles, souvent négatives. La deuxième zone peut être identifiée comme le siège de l'écoulement du CN. Les vitesses radiales positives indiquent en effet un courant dont l'écoulement est dirigé vers le radar. Le repérage des $y(V_{rad}^{max})$ montre que les vitesses radiales maximales restent situées le long de la côte, mais associés à une variabilité.

Pour éliminer les hautes fréquences temporelles, nous lissons les positions $y(V_{rad}^{max})$, y_{bord}^N , y_{bord}^S obtenues avec une fenêtre glissante de 15 jours (Fig.3.17(b)). La variabilité temporelle de la position du CN déduite des vitesses radiales de surface est relativement faible et n'indique pas de cycle saisonnier, contrairement à ce qui a déjà été observé dans d'autres études concernant des zones voisines à la nôtre (e.g. Petrenko, 2003; Alberola et al., 1995a). Elle est surtout influencée par les phénomènes de méso-échelle.

En prenant l'exemple de la section Nord-Sud à 33 km à l'Est de la station PEY, nous constatons que le cœur de la veine reste localisé autour de 15 km des côtes, indiquant clairement un guidage bathymétrique de la veine de CN, et sa variabilité est marquée par des événements de méso-échelle significatifs (e.g. Mars Avril 2011, [Guihou et al., 2013](#)).

La largeur de la veine, matérialisée par les bords Nord et Sud ([Fig.3.17\(b\)](#)), varie entre 5 et 20 km mais ne présente pas de variabilité saisonnière significative.

Une analyse saisonnière spatiale de la position et de la largeur du CN est réalisée sur la [Fig.3.18](#). Les données des séries temporelles sont regroupées en 4 saisons : hiver (Janvier, Février, Mars), Printemps (Avril, Mai, Juin), Été (Juillet, Août, Septembre), Automne (Octobre, Novembre, Décembre). On observe un léger resserrement de la veine à 10 km sur la période hivernale mais cette largeur ne dépasse pas 15 km pendant la période estivale. Globalement, la morphologie de la veine de CN évolue peu au large des côtes varoises, aussi bien en position qu'en largeur. Le cœur de la veine suit l'isobathe 1000 m. Le bord Sud suit la position parallèle à l'isobathe 2000 m mais se situe plus au Sud. Le bord Nord est contraint par les fonds relativement plus haut (isobathe 100 m) et décolle de ceux-ci sur la partie Ouest.

L'évolution temporelle de la vitesse maximale de la veine V_{rad}^{max} est représenté sur la [Fig.3.17\(c\)](#) (lissage 15 jours). Contrairement à la position et la largeur, nous observons ici une évolution saisonnière de la vitesse, en accord avec les descriptions qui ont déjà pu être faites dans des zones voisines. Les vitesses sont plus élevées en hiver, pouvant dépasser 0.8 m/s en vitesse radiale, qu'en été où les vitesses radiales moyennes de la veine sont d'environ 0.2 m/s. Nous constatons également que le cycle saisonnier n'est pas corrélé avec la vitesse du vent mesurée sur l'île de Porquerolles ([Fig.3.17\(d\)](#)) (également lissée sur 15 jours).

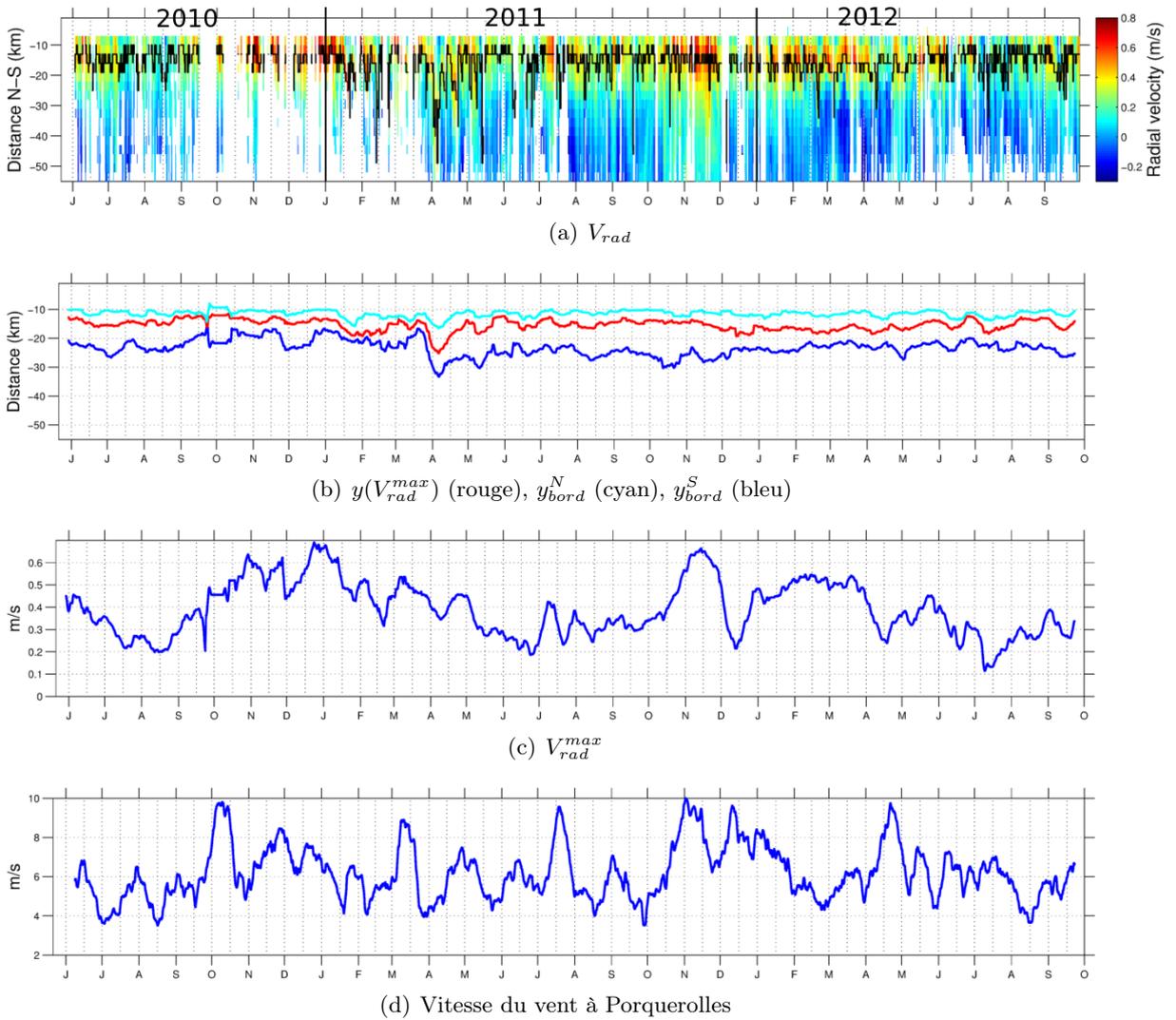


FIGURE 3.17 – Évolution temporelle sur la période mai 2010 - septembre 2012 le long de la longitude $6.27^{\circ}E$ (33 km à l'Est de la station PEY) de la vitesse radiale issue de PEY (a) (la courbe noire marque le lieu des maximums de vitesse radiale $y(V_{rad}^{max})$), des positions des bords Nord (cyan), Sud (bleu) et de $y(V_{rad}^{max})$ (rouge) lissés sur 15 jours (b), V_{rad}^{max} lissée sur 15 jours (c) et norme de la vitesse du vent à la station de Porquerolles lissée sur 15 jours (d).

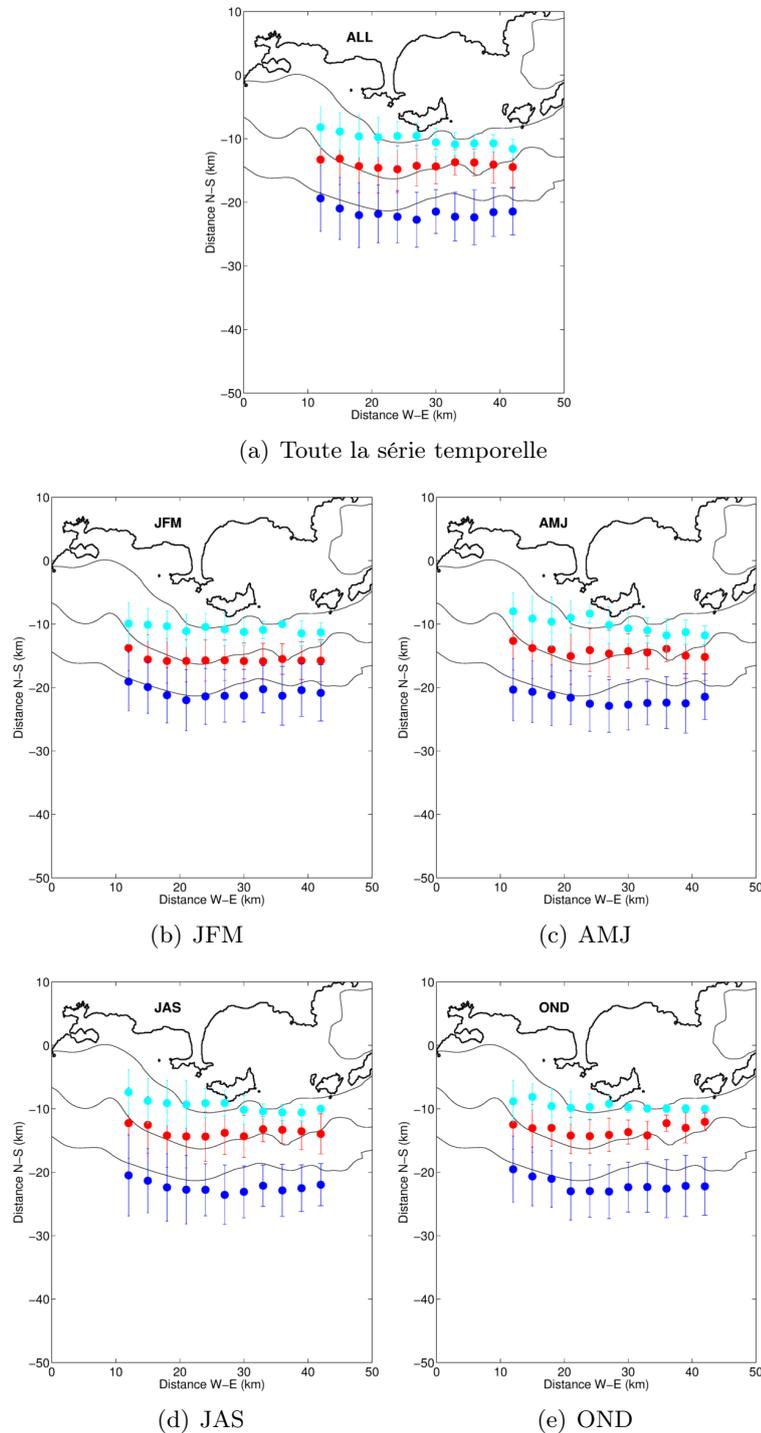


FIGURE 3.18 – Analyse saisonnière de la position (coeur de la veine, points rouges) et de la largeur de la veine (repérée par les bords Nord, points cyans, et Sud, points bleus) de CN au large des côtes varoises. Les barres verticales représentent l'écart-type temporel sur la période considérée. Toute la série de données (a), hiver (b), printemps (c), été (d), automne (e). Les isobathes 100, 1000 et 2000 m sont montrées.

3.2.3 Conclusion partielle

Les résultats obtenus permettent de documenter la circulation sur les côtes varoises, encore mal connue. La veine de CN dans cette zone présente des similitudes avec les observations du CN qui ont déjà été faites au large de Marseille (Conan and Millot, 1995), dans le Golfe du lion (Petrenko, 2003) ou au large de Nice Alberola et al. (1995a) en terme de variabilité saisonnière de la vitesse maximale de la veine, qui est maximale en hiver, pouvant dépasser 0.8 m/s et minimale en été, avec des valeurs moyennes de 0.2 m/s. De plus, nous avons observé que cette variabilité saisonnière n'est pas corrélée avec le vent, en accord avec Béthoux et al. (1982) qui montrent, au large de Nice, un effet limité des forçages atmosphériques de vent et de pression sur la variabilité saisonnière de la circulation, principalement due aux forçages thermohalins.

En utilisant la vitesse radiale maximale comme proxy de la vitesse du cœur de la veine, le CN suit l'isobathe 1000 m sans subir de variabilité saisonnière marquée. La largeur de la veine est définie en considérant les positions au Nord et au Sud de la veine telle que la vitesse radiale en ces points vaut la moitié de la vitesse radiale du cœur de la veine. Définie ainsi, la largeur présente également une faible variabilité temporelle, d'une largeur de 10 km en hiver jusqu'à 15 km en été. Notons que des simulations numériques ont montré un resserrement et une accélération de la veine dans cette zone (Ourmières et al., 2011).

Une analyse similaire a été menée sur les données de GLAZUR64 sur la période Novembre 2011-Novembre 2012 (non montrée) et corrobore une partie des résultats obtenus à partir des observations. Pour l'évolution de la vitesse de la veine, une variabilité saisonnière similaire à celle observée est également obtenue. L'identification de la position et de la largeur est caractérisée par une forte variance temporelle au printemps et en été. Nous constatons un resserrement de la veine en hiver.

La faible variabilité de la position de la veine indique que la zone des côtes varoises est une zone de guidage bathymétrique qui confère une dynamique au CN lui permettant de garder une position moyenne le long de l'isobathe 1000 m éventuellement perturbée par des événements de méso-échelle se propageant le long du CN (méandres).

Les résultats que nous obtenons concernant la largeur de la veine peuvent différer des observations faites en amont (Alberola et al., 1995a) ou en aval (Petrenko, 2003). Une explication peut résider dans le critère choisi pour mesurer la largeur du CN. Il ne tient pas compte du profil Nord-Sud de la veine en surface, qui peut être très différent en fonction des saisons. En particulier les gradients de vitesse le long des sections transversales à la veine sont moins importants en été qu'en hiver. Notre définition de la largeur, peut alors être à l'origine de cette faible variabilité. Nous supposons que l'allure de la largeur dépend de la portion de la vitesse maximale utilisée pour la définir. Cette hypothèse pourra être validée ultérieurement.

Nous avons confirmé que la vitesse suit un cycle saisonnier. La faible variabilité de la largeur pourrait être une réponse de l'écoulement à la variabilité de la vitesse afin de conserver le débit. Cette hypothèse nécessite de disposer de mesures supplémentaires afin d'obtenir une estimation du débit dans la zone.

Par ailleurs, l'évolution temporelle des vitesses radiales montre que la veine de CN peut prendre une position beaucoup plus au Sud de sa position moyenne. Ces déplacements sont expliqués par des événements de méso-échelle. La section 3.3 présente un événement particulier.

3.3 Analyse d'un événement de méso-échelle (Guihou et al., 2013)

Nous avons vu dans la section précédente que de nombreux événements de méso-échelle peuvent venir perturber la position moyenne de la veine de CN. On peut noter par exemple les événements de Mars-Avril 2011 ou de Février-Mars 2012 visibles sur l'évolution temporelle de la vitesse radiale sur une section Nord Sud particulière (Fig.3.17(a)). Nous remarquons un décollement de la côte de la veine de CN. Avec Guihou et al. (2013), nous nous sommes intéressés en particulier à l'événement de Mars-Avril 2011, qui avait également été observé in-situ lors de la campagne PHYOCE2011. L'article, présenté en Annexe A, s'intéresse à l'analyse du déroulement temporel de cet événement de méso-échelle, qui correspond à un méandre du CN, en s'appuyant sur différentes plate-formes d'observation par télédétection (radar HF, SST, Chl-a) et in-situ (CTD, ADCP, flotteurs lagrangien) couplées à des simulations numériques haute-résolution fournies par GLAZUR64.

Cette analyse combinée observations/modèle se montre particulièrement intéressante pour combler les lacunes de chacun des systèmes. Le modèle permet de représenter l'évolution de l'état de l'océan en trois dimensions et les observations permettent de s'assurer du réalisme des simulations pour la reproduction des phénomènes de méso-échelles.

Troisième partie

Assimilation de vitesses de surface
mesurées par radar HF

Chapitre 4

Généralités sur l'assimilation de données

L'assimilation de données est l'ensemble des techniques qui permettent de fusionner des données expérimentales et des données issues de simulations numériques pour obtenir une estimation optimale de l'état vrai d'un système. Elle permet en particulier d'obtenir des simulations plus réalistes grâce à leur correction par les observations. Elle peut également être utilisée pour réaliser des études d'observabilité et pour l'optimisation des systèmes d'observation. L'assimilation de données a un large champ d'applications en géophysique, en particulier en météorologie et en océanographie pour lesquelles de nombreuses méthodes ont été développées parallèlement. Ce constat est également valable pour l'assimilation des données de vitesses mesurées par radars courantométriques, en plein essor depuis les années 1990. Ce chapitre a pour objectif d'introduire les principales notions de l'assimilation de données et de préciser les notations qui sont utilisées dans la suite.

Les méthodes d'assimilation les plus courantes sont présentées et nous nous attardons sur les méthodes stochastiques dont une implémentation particulière est utilisée dans la suite pour assimiler les vitesses mesurées par HFR. Nous nous appuyons sur les manuscrits de thèse de [Barth \(2004\)](#), [Daget \(2008\)](#), [Duchez \(2011\)](#) et [Neveu \(2011\)](#) qui présentent de manière pédagogique les méthodes d'assimilation et se réfèrent aux nombreux travaux de la littérature.

Ce chapitre a également pour objectif de donner les notions nécessaires à l'assimilation des mesures courantométriques par radar HF dont une revue des études est également présentée.

4.1 Définitions des variables et des erreurs associées

Pour formaliser le problème de l'assimilation de données, il est nécessaire d'explicitier les notations dont une unification a été proposée par [Ide et al. \(1997\)](#). Les notations et leur signification sont résumées dans le [Tab.4.1](#).

Vecteur d'état

L'état du modèle est défini par le *vecteur d'état*, de dimension n , qui contient une série de nombres associés aux paramètres calculés par le modèle. De manière générale, ce vecteur d'état

est noté \mathbf{x} et peut être multi-varié. Il contient généralement les variables pronostiques du modèle (e.g. température, salinité, vitesses, élévation de surface...).

L'état réel du système, \mathbf{x}_c^t varie de manière continue dans l'espace et le temps. Avec les modèles ou les observations, nous n'avons accès qu'à des informations discrètes. Nous essayons alors d'estimer le vecteur d'état \mathbf{x}^t , appelé *état vrai*, qui correspond à la projection de \mathbf{x}_c^t de l'espace continu vers l'espace discret et qui est la meilleure estimation de l'état réel. Si nous notons Π ce projecteur, alors

$$\mathbf{x}^t = \Pi \mathbf{x}_c^t \quad (4.1)$$

Nous définissons également l'*ébauche*, \mathbf{x}^b , qui correspond à la première estimation de l'état vrai. Cette quantité est parfois dénommée *first guess* ou *background*. L'ébauche est précisément la quantité qui est optimisée par l'assimilation des données pour obtenir l'état analysé, ou simplement l'*analyse*, qui est notée \mathbf{x}^a . L'état prévu ou *prévision*, notée \mathbf{x}^f , est obtenue en utilisant un modèle d'évolution.

Cependant l'ébauche (respectivement l'analyse, la prévision) contient des incertitudes représentées par l'erreur d'ébauche ϵ^b (respectivement d'analyse ϵ^a , de prévision ϵ^f) qui représente l'écart entre l'ébauche (respectivement l'analyse, la prévision) et l'état vrai, tel que

$$\epsilon^{a,b,f} = \mathbf{x}^{a,b,f} - \mathbf{x}^t \quad (4.2)$$

En pratique ces erreurs sont estimées à partir de densités de probabilité dont sont déduites différentes quantités statistiques, comme la moyenne et la variance. De par la nature des problèmes physiques étudiés, des distributions gaussiennes sont souvent utilisées pour représenter les fonctions de densité de probabilité des erreurs.

Les covariances d'erreur d'ébauche \mathbf{P}^b , d'analyse \mathbf{P}^a et de prévision \mathbf{P}^f sont définies par

$$\mathbf{P}^{a,b,f} = E[(\epsilon^{a,b,f} - E[\epsilon^{a,b,f}])(\epsilon^{a,b,f} - E[\epsilon^{a,b,f}])^T] \quad (4.3)$$

Dans un système multidimensionnel, les covariances sont décrites par des matrices carrées symétriques de dimension $n \times n$. La diagonale d'une matrice de covariance contient les variances de chaque variable du vecteur d'état et les éléments non diagonaux contiennent les covariances entre les différentes variables du vecteur.

Vecteur de contrôle

Dans certaines applications, il n'est pas judicieux d'effectuer l'analyse dans l'espace du vecteur d'état. Ainsi le *vecteur de contrôle* représente les paramètres du modèle que l'on cherche à estimer et peut inclure, par exemple, des valeurs de coefficients, des forçages atmosphériques ou océaniques. Sa dimension est inférieure à celle du vecteur d'état, permettant de réduire les coûts de calcul.

Opérateur modèle

L'opérateur modèle est une fonction a priori non linéaire, notée \mathcal{M} , qui représente les équations d'évolution d'un système dynamique. Ainsi l'état \mathbf{x}_{i+1} à l'instant t_{i+1} peut être décrit en fonction

de l'état \mathbf{x}_i à l'instant t_i en utilisant l'opérateur modèle $\mathcal{M}_{i \rightarrow i+1}$ tel que

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathcal{M}_{i \rightarrow i+1}(\mathbf{x}_i) \quad (4.4)$$

La solution obtenue contient également des erreurs η_i qui peuvent s'écrire

$$\eta_i = \mathbf{x}_{i+1}^t - \mathcal{M}_{i \rightarrow i+1}(\mathbf{x}_i^t) \quad (4.5)$$

et dont la matrice de covariance d'erreur, de dimension $n \times n$, sera définie par

$$\mathbf{Q} = E[(\eta_i - E[\eta_i])(\eta_i - E[\eta_i])^T]. \quad (4.6)$$

Les erreurs du modèle représentent tous les processus non modélisés, en partie à cause des hypothèses simplificatrices nécessaires pour la résolution des équations d'évolution. Ces erreurs proviennent également de processus sous-maille, ou des différents paramètres du modèle (coefficients de viscosité, de frottement, forçages atmosphériques ou océaniques, bathymétrie ...).

Observation

Le vecteur d'observation \mathbf{y}^o , de dimension p , est défini comme la somme d'observations réelles $\mathbf{y}_c^t = \mathcal{H}_c(\mathbf{x}_c^t)$ issues de la projection de l'état réel du système où \mathcal{H}_c représente l'*opérateur d'observation continu*, et de l'erreur de mesure ϵ^m .

$$\mathbf{y}^o = \mathbf{y}_c^t + \epsilon^m \quad (4.7)$$

$$\mathbf{y}^o = \mathcal{H}_c(\mathbf{x}_c^t) + \epsilon^m \quad (4.8)$$

avec 4.1, on peut réécrire 4.8 sous la forme

$$\mathbf{y}^o = \mathcal{H}_c(\mathbf{x}^t) + \epsilon^m + \epsilon^r \quad (4.9)$$

où l'erreur de représentativité, $\epsilon^r = \mathcal{H}_c(\mathbf{x}_c^t) - \mathcal{H}_c(\Pi(\mathbf{x}_c^t))$, représente la partie non résolue de l'état réel¹. L'équation 4.9 peut s'écrire

$$\mathbf{y}^o = \mathcal{H}(\mathbf{x}^t) + \epsilon^m + \epsilon^r + \epsilon^i \quad (4.10)$$

où \mathcal{H} est l'*opérateur discret d'observation*, a priori non-linéaire, et $\epsilon^i = \mathcal{H}(\mathbf{x}^t) - \mathcal{H}_c(\mathbf{x}^t)$ l'erreur associée.

La somme des erreurs de mesure, de représentativité et de discrétisation de l'opérateur d'observation est appelée erreur d'observation et est notée ϵ^o .

$$\epsilon^o = \epsilon^m + \epsilon^r + \epsilon^i \quad (4.11)$$

La covariance d'erreur d'observation est décrite par une matrice de covariance, de dimension

1. Oke and Sakov (2008) présentent une approche pour estimer l'erreur de représentativité sur différentes variables.

$p \times p$, définie par

$$\mathbf{R} = E[(\epsilon^o - E[\epsilon^o])(\epsilon^o - E[\epsilon^o])^T] \quad (4.12)$$

Écart entre les observations et leurs équivalents modèle

Le vecteur d'écart entre les observations et leurs équivalents modèle $\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x})$ est appelé *innovation* quand le vecteur d'état est l'*ébauche*, et *résidu* quand le vecteur d'état est l'*analyse*. Ces deux vecteurs permettent de mesurer l'écart aux observations et de quantifier l'impact de l'assimilation de données sur cet écart (Talagrand, 2003).

TABLE 4.1 – Définitions des différents vecteurs et des erreurs et covariances d'erreur associées. Les dimensions des espaces du vecteur d'état et des observations sont également indiquées.

Nom	Définition	Dimension
Vecteur d'état vrai	\mathbf{x}^t	n
Vecteur d'état d'ébauche	\mathbf{x}^b	n
Vecteur d'état d'analyse	\mathbf{x}^a	n
Vecteur d'observation	\mathbf{y}^o	p
Opérateur modèle	\mathcal{M}	-
Opérateur d'observation	\mathcal{H}	-
Erreur modèle	$\eta_i = \mathbf{x}_{i+1} - \mathcal{M}_{i \rightarrow i+1}(\mathbf{x}_i)$	n
Covariance d'erreur modèle	$\mathbf{Q} = E[(\eta_i - E[\eta_i])(\eta_i - E[\eta_i])^T]$	$n \times n$
Erreur d'ébauche	$\epsilon^b = \mathbf{x}^b - \mathbf{x}^t$	n
Covariance d'erreur d'ébauche	$\mathbf{P}^b = E[(\epsilon^b - E[\epsilon^b])(\epsilon^b - E[\epsilon^b])^T]$	$n \times n$
Erreur d'observation	$\epsilon^o = \mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}^t)$	p
Covariance d'erreur d'observation	$\mathbf{R} = E[(\epsilon^o - E[\epsilon^o])(\epsilon^o - E[\epsilon^o])^T]$	$p \times p$
Erreur d'analyse	$\epsilon^a = \mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t$	n
Covariance d'erreur d'analyse	$\mathbf{P}^a = E[(\epsilon^a - E[\epsilon^a])(\epsilon^a - E[\epsilon^a])^T]$	$n \times n$

4.2 Méthodes stochastiques d'assimilation de données

Les méthodes stochastiques, aussi appelées méthodes séquentielles par leur mise en œuvre, découlent de la théorie de l'estimation statistique. Elles reposent sur l'estimation des relations existant entre les différentes variables observées et non observées en se basant sur l'estimation des statistiques d'erreur de ces différentes variables.

4.2.1 Estimation de l'état optimal : la méthode BLUE

Nous cherchons \mathbf{x}^a , la meilleure estimation de \mathbf{x}^t , et son erreur associée ϵ^a , étant donné l'ébauche \mathbf{x}^b et les observations \mathbf{y}^o donnant des informations partielles de \mathbf{x}^t via l'opérateur d'observation \mathcal{H} . Les erreurs d'ébauche ϵ^b et d'observation ϵ^o sont supposées connues.

Pour obtenir l'analyse, l'assimilation de donnée cherche à minimiser la variance de l'erreur d'analyse ou, de manière équivalente, la trace de la matrice de covariance de l'erreur d'analyse. Le "Best Linear Unbiased Estimator" (BLUE) consiste à estimer une analyse en respectant les critères suivants :

1. "Best" : la variance de l'erreur d'analyse est minimale ;
2. "Linear" : l'analyse est une combinaison linéaire de l'ébauche et des observations ;
3. "Unbiaised" : l'espérance de l'erreur d'analyse est nulle ($E[\epsilon^a] = 0$)

4.2.1.1 Hypothèses

En complément des critères énumérés précédemment, les hypothèses suivantes sont également adoptées :

1. L'opérateur d'observation est linéaire : les variations de l'opérateur d'observation au voisinage de l'ébauche sont linéaires et pour tout \mathbf{x} suffisamment proche de \mathbf{x}^b , $\mathcal{H}(\mathbf{x}) - \mathcal{H}(\mathbf{x}^b) = \mathbf{H}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)$ où \mathbf{H} est un opérateur linéaire.
2. Les erreurs sont non biaisées : les espérances des erreurs d'ébauche et d'observation sont nulles ($E[\epsilon^b] = E[\epsilon^o] = 0$).
3. Les erreurs ne sont pas corrélées : les erreurs d'ébauche et d'observation sont mutuellement décorrélées ($E[(\epsilon^b)(\epsilon^o)^T] = 0$).

4.2.1.2 Définition du gain

Nous cherchons une analyse qui soit une combinaison linéaire de l'ébauche et des observations :

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{L}\mathbf{x}^b + \mathbf{K}\mathbf{y}^o \quad (4.13)$$

avec \mathbf{L} de dimension $n \times n$ et \mathbf{K} de dimension $n \times p$. L'erreur associée est obtenue en soustrayant \mathbf{x}^t de l'Eq. 4.13 :

$$\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t = \epsilon^a = \mathbf{L}\epsilon^b + \mathbf{K}\epsilon^o + (\mathbf{L} + \mathbf{K}\mathbf{H} - \mathbf{I})\mathbf{x}^t \quad (4.14)$$

Comme les erreurs d'ébauche et d'observation sont non biaisées, l'Eq. 4.14 donne

$$E[\epsilon^a] = (\mathbf{L} + \mathbf{K}\mathbf{H} - \mathbf{I})E[\mathbf{x}^t] \quad (4.15)$$

Par ailleurs nous recherchons une erreur d'analyse sans biais. Nous déduisons de l'Eq. 4.15 que $\mathbf{L} + \mathbf{K}\mathbf{H} - \mathbf{I} = 0$ et

$$\mathbf{L} = \mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H} \quad (4.16)$$

L'Eq. 4.13 devient

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{K}(\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}^b) \quad (4.17)$$

Cette forme fait ainsi apparaître l'innovation, déjà décrite précédemment, et la matrice \mathbf{K} , généralement appelée *gain*, qui permet de passer de l'espace des observations à l'espace du vecteur d'état.

4.2.1.3 Erreur d'analyse

L'erreur d'analyse peut se déduire de l'Eq. 4.13 en soustrayant \mathbf{x}^t et en utilisant 4.16 :

$$\epsilon^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\epsilon^b + \mathbf{K}\epsilon^o \quad (4.18)$$

Compte tenu des hypothèses précédentes, les erreurs d'ébauche et d'observations sont décorréelées et l'erreur d'analyse est sans biais. La matrice de covariance d'erreur d'analyse s'écrit sous la forme

$$\mathbf{P}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{KH})\mathbf{P}^b(\mathbf{I} - \mathbf{KH})^T + \mathbf{KRK}^T \quad (4.19)$$

4.2.1.4 Gain optimal

Nous cherchons à obtenir un gain optimal \mathbf{K}^* qui minimise la variance de l'erreur d'analyse. L'étude des variations de $Tr(\mathbf{P}^a)$ par rapport à \mathbf{K} permet en pratique d'obtenir ce gain optimal, tel que

$$\mathbf{K}^* = \mathbf{P}^b\mathbf{H}^T(\mathbf{R} + \mathbf{HP}^b\mathbf{H}^T)^{-1} \quad (4.20)$$

4.2.1.5 Quelques propriétés du BLUE

Formule de Sherman-Morrison-Woodbury

Le calcul du gain optimal défini par l'Eq. 4.20 nécessite l'inversion de la matrice $(\mathbf{R} + \mathbf{HP}^b\mathbf{H}^T)$ dans l'espace des observations. En réécrivant le gain sous la forme

$$\mathbf{K}^* = ((\mathbf{P}^b)^{-1} + \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H})^{-1}\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1} \quad (4.21)$$

l'inversion de la matrice $((\mathbf{P}^b)^{-1} + \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H})$ se fait dans l'espace du modèle. En fonction de la dimension des espaces des vecteurs de contrôle et d'observation, l'utilisation de l'une ou l'autre des relations pourra se montrer avantageuse.

Erreur d'analyse optimale

En injectant le gain optimal dans 4.19 et après simplification, la covariance d'erreur d'analyse devient

$$\mathbf{P}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}^*\mathbf{H})\mathbf{P}^b \quad (4.22)$$

et son inverse peut s'écrire en fonction des covariances d'erreurs d'ébauche et d'observation :

$$(\mathbf{P}^a)^{-1} = (\mathbf{P}^b)^{-1} + \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H} \quad (4.23)$$

L'Eq. 4.23 montre que les inverses des matrices de covariances, aussi appelées *matrices de confiance* sont additives. Ainsi la prise en compte des informations provenant de l'ébauche et des observations permet d'augmenter la confiance dans l'état analysé quelque soit la qualité des informations.

BLUE et approche variationnelle

L'approche variationnelle (Cf. section 4.3.1) est basée sur la théorie du contrôle optimale et consiste à minimiser une fonction de coût représentant l'écart entre les observations et l'état du modèle, définie par

$$\mathcal{J}(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T\mathbf{P}^{b^{-1}}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + (\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x})^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}) \quad (4.24)$$

En se plaçant dans les hypothèses du BLUE, la minimisation de cette fonction de coût conduit également au gain optimal défini par l'Eq. 4.21. Ainsi la formulation variationnelle est équivalente au BLUE à l'optimalité.

4.2.2 Filtres de Kalman de rang plein

Le filtre de Kalman est en fait une extension de l'estimation BLUE à un système dynamique. Une description rigoureuse et exhaustive pourra se trouver dans Gelb (1974). Les filtres de Kalman sont dits de rang plein quand la totalité des matrices de covariance est utilisée dans ces filtres.

4.2.2.1 Le filtre de Kalman (KF)

Hypothèses

Le filtre de Kalman nécessite l'utilisation d'un modèle d'évolution entre deux instants t_i et t_{i+1} . La dynamique du système physique est décrit par

$$\mathbf{x}_{i+1}^t = \mathcal{M}_{i \rightarrow i+1}(\mathbf{x}_i^t) + \eta_{i \rightarrow i+1} \quad (4.25)$$

où $\mathcal{M}_{i \rightarrow i+1}$ est l'opérateur modèle, a priori non linéaire, décrit dans la section 4.1. Dans le filtre de Kalman, on fait l'hypothèse que la dynamique du système est linéaire. L'opérateur modèle linéarisé sera noté \mathbf{M} . Pour simplifier les notations, nous écrirons \mathbf{M}_i à la place de $\mathbf{M}_{i \rightarrow i+1}$. L'erreur du modèle est $\eta_{i \rightarrow i+1}$ (ou η_i). Elle est supposée non biaisée ($E[\eta_i] = 0$), distribuée de manière gaussienne et sa matrice de covariance est $\mathbf{Q}_i = E[\eta_i \eta_i^T]$.

L'Eq. 4.25 s'écrit

$$\mathbf{x}_{i+1}^t = \mathbf{M}_i(\mathbf{x}_i^t) + \eta_i \quad (4.26)$$

L'ébauche \mathbf{x}_i^b sera la première estimation de l'état du système à l'instant i . Son erreur ϵ_i^b est supposé non biaisée, gaussienne et sa matrice de covariance est \mathbf{P}^b . Le vecteur d'observation \mathbf{y}_i^o contient les observations au temps i . Son erreur ϵ_i^o est supposée gaussienne et décorrélée de l'erreur modèle et de l'erreur d'ébauche (et de prévision). Sa matrice de covariance sera notée \mathbf{R}_i . L'opérateur d'observation sera considéré linéaire et noté \mathbf{H}_i .

Détail de la séquence d'assimilation

- Une analyse est réalisée à partir d'une ébauche $\mathbf{x}_i^f = \mathbf{x}_i^b$ à l'instant i , qui pourrait être une prévision, et de sa matrice de covariance d'erreur d'ébauche $\mathbf{P}_i^f = \mathbf{P}_i^b$. La matrice de gain, aussi appelée *gain de Kalman*, au temps i peut s'exprimer en utilisant l'Eq.4.21 sous la forme

$$\mathbf{K}_i = \mathbf{P}_i^f \mathbf{H}_i^T (\mathbf{R}_i + \mathbf{H}_i \mathbf{P}_i^f \mathbf{H}_i^T)^{-1} \quad (4.27)$$

- On obtient l'état analysé \mathbf{x}_i^a en utilisant l'Eq. 4.17 :

$$\mathbf{x}_i^a = \mathbf{x}_i^f + \mathbf{K}_i (\mathbf{y}_i^o - \mathbf{H}_i \mathbf{x}_i^f) \quad (4.28)$$

- Sa matrice de covariance d'erreur d'analyse \mathbf{P}_i^a à l'instant i est donnée par :

$$\mathbf{P}_i^a = (I - \mathbf{K}_i \mathbf{H}_i) \mathbf{P}_i^f \quad (4.29)$$

- Une prévision est effectuée en incrémentant le modèle de l'instant i à l'instant $i + 1$ en partant de l'analyse :

$$\mathbf{x}_{i+1}^f = \mathbf{M}_i \mathbf{x}_i^a \quad (4.30)$$

- La matrice de covariance d'erreur de prévision est ensuite calculée en propageant la matrice de covariance d'erreur d'analyse par le modèle sur la même période :

$$\mathbf{P}_{i+1}^f = \mathbf{M}_i \mathbf{P}_i^a \mathbf{M}_i^T + \mathbf{Q}_i \quad (4.31)$$

qui peut être mis sous la forme

$$\mathbf{P}_{i+1}^f = \mathbf{M}_i [\mathbf{M}_i \mathbf{P}_i^a]^T + \mathbf{Q}_i \quad (4.32)$$

Un nouveau cycle est réalisé en considérant que l'état prévu à l'instant $i + 1$ constituera l'ébauche pour le nouveau cycle d'assimilation.

Commentaires

L'Eq. 4.31 indique que la covariance d'erreur de prévision résulte

- de la transformation, par la dynamique du modèle, de l'erreur sur l'état initial $\mathbf{M}_i \mathbf{P}_i^a \mathbf{M}_i^T$;
- des imperfections du modèles \mathbf{Q}_i .

Dans la formulation générale du filtre de Kalman, la première limitation est un problème de dimension. En effet, dans les applications géophysiques, le nombre d'observations ou de variables d'état du modèle peut être très important. Typiquement en océanographie, une configuration modeste telle que la configuration RGLAZUR12 (section 2.1.2) conduirait à des matrices de covariance d'une taille de l'ordre de $10^6 \times 10^6$. Ainsi le stockage des matrices et les opérations matricielles peuvent s'avérer impossibles avec les moyens de calcul actuels. La solution généralement utilisée est la réduction du rang des matrices de covariance.

Une autre limitation apparaît dans le cas d'une dynamique non linéaire où la transposée de l'opérateur modèle \mathbf{M} n'est plus définie. Ainsi, les hypothèses de distribution gaussienne des erreurs de prévision ne sont plus assurées.

Dans le cas du filtre de Kalman, toutes les observations comprises entre l'instant initial et le moment de l'étape d'analyse ont un impact sur la solution analysée. Dans le cas du lisseur de Kalman (KS), les observations futures sont également prises en compte au moment de l'étape d'analyse. Dans ce cas la dimension temporelle est également incluse dans le vecteur d'état et le vecteur d'observation. Grâce aux hypothèses de linéarité, les deux approches donnent des solutions équivalentes lors de la dernière étape d'analyse. Alors que le KF permet d'optimiser l'état du modèle, le KS permet d'optimiser la trajectoire du modèle de la même façon que dans le cas des méthodes variationnelles.

4.2.2.2 Filtre de Kalman étendu (EKF)

Pour une dynamique du modèle et un opérateur d'observation linéaires et pour une répartition gaussienne des erreurs du modèle et d'observation, le filtre de Kalman fournit l'estimation de l'état présentant un minimum de variance d'erreur et un maximum de vraisemblance. Cependant dans le cas des applications géophysiques, le modèle et l'opérateur d'observation peuvent présenter des non-linéarités et les erreurs du système sont souvent mal connues. Il existe aussi des limitations dues aux coûts de calcul et de stockage très importants, qui obligent à formuler des hypothèses et à effectuer des simplifications.

Le filtre de Kalman étendu (Jazwinski, 1970) permet de résoudre partiellement le problème des non-linéarités en utilisant une extension au premier ordre des opérateurs modèle et d'observation dans le filtre de Kalman.

Les formes linéarisées de l'opérateur d'observation \mathbf{H} et du modèle dynamique \mathbf{M} (appelés aussi opérateurs linéaires tangents) sont utilisées pour les calculs du gain de Kalman et des matrices de covariance des erreurs d'analyse et de prévision. Les formes non-linéaires \mathcal{H} et \mathcal{M} sont utilisées pour calculer l'état analysé et effectuer la prévision à partir de cet état.

En apportant ces modifications, une séquence d'assimilation similaire au filtre de Kalman (Eq. 4.27-4.32) est réalisée.

Dans le cas de systèmes non-linéaires, l'EKF conduit à une approximation de l'état optimal. Pour des systèmes de grande taille, comme en océanographie, il n'est pas possible de connaître les matrices de covariance d'erreurs d'observation \mathbf{R} , du modèle \mathbf{Q} et de prévision \mathbf{P}^f , ou encore l'état initial du système dont nous ne disposons que d'estimations.

Pour ces raisons, l'estimation de l'EKF est dite sous-optimale car elle ne correspond plus au minimum de variance d'erreur d'analyse.

La propagation de la matrice de covariance d'erreur de prévision et le stockage des matrices de covariances sont limités par les performances informatiques actuelles. Il est alors nécessaire d'envisager des méthodes alternatives.

4.2.3 Filtres de Kalman de rang réduit

Les filtres de Kalman de rang réduit apportent des solutions au problème de dimension dans l'utilisation du filtre de Kalman, principalement en réduisant la taille des matrices de covariance. Ils permettent également de traiter des systèmes non-linéaires.

L'équation 4.32 montre que le modèle est nécessaire pour propager les n colonnes de la matrice \mathbf{P}_i^a et l'état du modèle lui-même. Ces opérations conduisent à des calculs numériques prohibitifs. Par ailleurs, les incertitudes qui sont introduites lors de l'évaluation des matrices de covariance d'erreur (e.g. \mathbf{R} et \mathbf{Q}) remettent en question le calcul explicite de cette équation (Cane et al., 1996).

Si le flux des observations assimilées est plus ou moins régulier dans le temps, on s'attend à ce que les erreurs estimées lors de la séquence d'assimilation fluctuent autour d'une limite asymptotique, après un certain nombre de cycles, traduisant l'équilibre entre l'augmentation de l'erreur de prévision dans un cycle et la diminution de l'erreur d'analyse à venir. Par conséquent,

on peut s'affranchir du calcul explicite de l'erreur de prévision en utilisant une covariance d'erreur d'ébauche prédéterminée qui reflète cette limite asymptotique au lieu d'une matrice de covariance de prévision, mise à jour, qui évoluerait dans le temps. C'est cette approche qui est utilisée dans l'*Interpolation Optimale* mais elle conduit à une utilisation sous optimale des données.

Ainsi, dans la réduction d'ordre, le but est de réduire la charge de calcul du filtre de Kalman en préservant les caractéristiques essentielles de ce schéma. Plusieurs arguments peuvent être avancés en ce sens (Brasseur and Verron, 2006) :

- L'océan peut être considéré comme un système dynamique possédant un attracteur de dimension finie. L'existence de cet attracteur a été prouvé pour les équations de Navier-Stokes (Lions et al., 1997). Pour l'Océan, la géostrophie est une des propriétés dominante de cet attracteur ;
- A cause du nombre limité d'observations de l'Océan, la statistique des erreurs du système est probablement moins bien connue que sa dynamique ;
- Le vecteur d'état du système est déterminé par le nombre de degrés de liberté imposé par la discrétisation du modèle, qui peut être plus grand que le nombre de caractéristiques dynamiques du système. Ainsi, nous supposons que les erreurs associées aux degrés de liberté additionnels du modèle sont plus ou moins indépendantes des erreurs sur les caractéristiques dynamiques.

Une attention particulière est portée aux méthodes SEEK² et EnKF³, qui représentent des mises en œuvre caractéristiques de la réduction d'ordre. Ces méthodes ont déjà fait l'objet de comparaisons. Brusdal et al. (2003) ont évalué l'EnKF, l'EnKS⁴ et le SEEK dans le cadre d'une utilisation opérationnelle. Nerger et al. (2005) ont comparé l'EnKF, le SEEK et le SEIK⁵ appliqués à un modèle shallow water avec une évolution non linéaire en réalisant des expériences jumelles. Il introduit également la notion de "filtre de Kalman avec sous-espaces d'erreurs" (ESKF⁶).

Le succès de l'assimilation avec les méthodes de rang réduit dépend essentiellement de la capacité du sous-espace d'erreur à capturer la variabilité observée du système.

4.2.3.1 Filtre de Kalman singulier évolutif étendu - SEEK

Le filtre SEEK est un filtre de Kalman de rang réduit, basé sur l'EKF, dont l'objectif est de représenter la matrice de covariance d'erreur d'ébauche par une matrice singulière de rang faible. Il a été proposé par Pham et al. (1998). Une revue de ces utilisations en océanographie est faite par Brasseur and Verron (2006).

L'idée principale est d'effectuer les corrections seulement dans les directions où l'erreur est amplifiée par le système. Comme expliqué précédemment, le système dynamique possède un attracteur. Ainsi ces directions sont nécessairement tangentes à cet attracteur, puisque quand un vecteur d'état s'éloigne de l'attracteur, il est naturellement rappelé vers celui-ci. L'erreur sur les directions complémentaires sera alors atténuée et pourra être ignorée. Comme supposé par

2. Singular Evolutive Extended Kalman filter

3. Ensemble Kalman Filter

4. Ensemble Kalman Smoother

5. Singular Evolutive Interpolated Kalman filter

6. Error Subspace Kalman Filters

Pham et al. (1998), l'objectif lors de la mise en œuvre du SEEK est la stabilité de ce filtre plus que l'optimalité de la solution, cette dernière étant trop ambitieuse compte tenu des différentes erreurs présentes dans le système et des hypothèses effectuées.

Principales propriétés du SEEK

Ces propriétés sont les suivantes :

- Les matrices de covariance d'erreur sont contraintes pour avoir un rang faible ("singulier"). Ce rang est inférieur à la dimension du vecteur d'état. Le filtre est initialisé avec une matrice de covariance d'erreur singulière \mathbf{P}_0 construite à partir du modèle dynamique selon un protocole dépendant du problème considéré⁷. Dans tous les cas, l'idée est d'obtenir des covariances d'erreur multivariées compatibles avec la dynamique du modèle.
- Les erreurs sont propagées ("évolutif") par la dynamique du modèle, permettant ainsi de considérer les non-linéarités du système lors de l'étape de prévision.
- La dimension de l'espace réduit des matrices de covariance d'erreur est préservé durant les étapes d'assimilation successives. Les inversions peuvent alors être calculées dans l'espace réduit plutôt que dans l'espace des observations, ce qui simplifie les calculs.

Les équations du SEEK

Le filtre SEEK est basé sur une décomposition en vecteurs propres de la matrice de covariance d'erreur d'ébauche \mathbf{P}^f :

$$\mathbf{P}^f = \mathbf{L}\tilde{\mathbf{P}}^f\mathbf{L}^T \quad (4.33)$$

où $\tilde{\mathbf{P}}^f$ est une matrice diagonale de dimension $n \times n$ (n étant la dimension du système dynamique) contenant les valeurs propres de la matrice \mathbf{P}^f sur sa diagonale et \mathbf{L} est une matrice de dimension $n \times n$ dont les colonnes sont les vecteurs propres correspondants.

La réduction d'ordre consiste à n'utiliser qu'un nombre limité, r ($r < n$), de vecteurs propres pour exprimer \mathbf{P}^f , ce qui revient à projeter \mathbf{P}^f dans un sous-espace d'erreur d'ordre r . La dimension de \mathbf{L} devient $n \times r$. Typiquement, on choisit de ne conserver que les vecteurs propres qui sont associés aux valeurs propres dominantes.

En introduisant la quantité $\mathbf{S}^f = \mathbf{L}(\tilde{\mathbf{P}}^f)^{1/2}$, la matrice s'écrit traditionnellement

$$\mathbf{P}^f = \mathbf{S}^f(\mathbf{S}^f)^T \quad (4.34)$$

où \mathbf{S} est une matrice d'ordre $n \times r$. Les équations de l'EKF peuvent alors être réécrites en considérant \mathbf{S} .

Le gain de Kalman (Eq. 4.27) devient

$$\mathbf{K} = \mathbf{S}^f(\mathbf{H}\mathbf{S}^f)^T[(\mathbf{H}\mathbf{S}^f)(\mathbf{H}\mathbf{S}^f)^T + \mathbf{R}]^{-1} \quad (4.35)$$

7. Il faudra faire la distinction entre les équations du SEEK et la méthode utilisée pour construire \mathbf{P}_0

En utilisant l'égalité matricielle suivante (Haykin, 1986)

$$[\mathbf{X}_1 + \mathbf{X}_{12}\mathbf{X}_2^{-1}\mathbf{X}_{21}]^{-1} = \mathbf{X}_1^{-1} - \mathbf{X}_1^{-1}\mathbf{X}_{12}[\mathbf{X}_2 + \mathbf{X}_{21}\mathbf{X}_1^{-1}\mathbf{X}_{12}]^{-1}\mathbf{X}_{21}\mathbf{X}_1^{-1} \quad (4.36)$$

l'Eq. 4.35 s'exprime

$$\mathbf{K} = \mathbf{S}^f[\mathbf{I} + (\mathbf{H}\mathbf{S}^f)^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{S}^f)]^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{S}^f)^T\mathbf{R}^{-1} \quad (4.37)$$

Ainsi l'inversion est maintenant réalisée dans l'espace réduit, alors qu'elle était réalisée précédemment dans l'espace des observations, ce qui représentait un coût de calcul plus important.

La matrice de covariance d'erreur d'analyse (Eq. 4.29) peut s'écrire en introduisant la matrice \mathbf{S}^a telle que

$$\mathbf{P}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_i\mathbf{H}_i)\mathbf{P}_i^f = \mathbf{S}^a(\mathbf{S}^a)^T \quad (4.38)$$

En introduisant 4.34 et 4.37 dans 4.29, \mathbf{P}^a devient

$$\begin{aligned} \mathbf{P}^a &= [\mathbf{I} - \mathbf{S}^f[\mathbf{I} + (\mathbf{H}\mathbf{S}^f)^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{S}^f)]^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{S}^f)^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H}]\mathbf{S}^f\mathbf{S}^{fT} \\ &= \mathbf{S}^f[\mathbf{I} + (\mathbf{H}\mathbf{S}^f)^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{S}^f)]^{-1}\mathbf{S}^{fT} \end{aligned} \quad (4.39)$$

et par identification, nous obtenons

$$\mathbf{S}_i^a = \mathbf{S}_i^f[\mathbf{I} + (\mathbf{H}_i\mathbf{S}_i^f)^T\mathbf{R}_i^{-1}(\mathbf{H}_i\mathbf{S}_i^f)]^{-\frac{1}{2}} \quad (4.40)$$

On remarque que si \mathbf{P}_i^f est de rang r , alors le rang maximum de \mathbf{P}_i^a est également r . Ainsi, par récursivité, la dimension du sous-espace est conservée entre deux cycles d'assimilation. En pratique, il peut être nécessaire de réorthogonaliser et normaliser la base réduite en calculant une décomposition en valeur singulière de celle-ci après chaque étape d'analyse, de manière à obtenir un meilleur conditionnement numérique.

La matrice de covariance d'erreur d'analyse est propagée lors de l'étape de prévision en propageant la matrice \mathbf{S}_i^a par le modèle non linéaire pour calculer la matrice \mathbf{S}_{i+1}^f . Les vecteurs $\{\mathbf{S}_{i+1}^f\}_l$ représentant chaque colonne l de \mathbf{S}_{i+1}^f sont calculés par une approximation aux différences finies, dont la forme générale peut s'écrire (Brasseur and Verron, 2006)

$$\alpha\{\mathbf{S}_{i+1}^f\}_l = \mathcal{M}_{i \rightarrow i+1}(\mathbf{x}_i^a + \alpha\{\mathbf{S}_i^a\}_l) - \mathcal{M}_{i \rightarrow i+1}(\mathbf{x}_i^a) \quad (4.41)$$

Pratiquement, cela revient à incrémenter le modèle à partir du vecteur d'état \mathbf{x}_i^a auquel a été ajoutée la perturbation $\alpha\{\mathbf{S}_i^a\}_l$ et cette opération est réalisée pour chaque perturbation. Le paramètre ajustable α est introduit pour déterminer les échelles de perturbations le long de chaque direction. L'approximation des différences finies est valable si α est faible. Typiquement, sa valeur est de l'ordre de 1 pour simuler l'évolution non-linéaire des perturbations du modèle ayant une amplitude comparable aux covariances d'erreur. Cette manière de procéder est dénommée "base évolutive interpolée" et diffère de la méthode originale proposée par Pham et al. (1998) dite "base évolutive étendue". Elle permet d'éviter le calcul du modèle linéaire tangent qui représente

une tâche délicate et elle semble plus robuste aux non-linéarités du modèle grâce à l'utilisation des différences finies. Il est important de noter que cette variante du filtre SEEK ne doit pas être confondue avec le filtre SEIK proposée par [Pham \(2001\)](#).

Finalement, pour obtenir la matrice de covariance d'erreur prévue, il faudra également prendre en compte les covariances d'erreur du modèle :

$$\mathbf{P}_{i+1}^f = \mathbf{S}_{i+1}^f (\mathbf{S}_{i+1}^f)^T + \mathbf{Q}_i \quad (4.42)$$

Ces covariances d'erreur sont difficiles à estimer et en pratique \mathbf{Q}_i est souvent représenté par de simples paramétrisations. Une contrainte naturelle est la conservation du rang de \mathbf{P}^f entre deux cycles i et $i+1$, en définissant alors \mathbf{Q}_i dans le même sous espace que $\mathbf{S}_{i+1}^f (\mathbf{S}_{i+1}^f)^T$. Une méthode commune est alors de considérer que \mathbf{Q}_i est proportionnel à $\mathbf{S}_{i+1}^f (\mathbf{S}_{i+1}^f)^T$ suivant

$$\mathbf{Q}_i = \frac{1}{\rho} (1 - \rho) \left(\mathbf{S}_{i+1}^f (\mathbf{S}_{i+1}^f)^T \right) \quad (4.43)$$

où ρ est une quantité scalaire appelée facteur d'oubli et $0 < \rho < 1$. Avec cette expression, nous pouvons reformuler l'expression [4.42](#) :

$$\mathbf{P}_{i+1}^f = \frac{1}{\rho} \mathbf{S}_{i+1}^f (\mathbf{S}_{i+1}^f)^T \quad (4.44)$$

Nous pouvons finalement distinguer trois variantes dans la formulation du filtre SEEK qui dépendent de la façon dont est prise en compte la matrice de covariance d'erreur modèle \mathbf{Q}_i :

- Variante évolutive : dans ce cas, le sous-espace d'erreur d'analyse évolue selon la dynamique du modèle conformément aux équations [4.41](#) et [4.44](#). Notons que cette variante est très coûteuse car elle nécessite d'effectuer autant d'intégrations du modèle qu'il y a de vecteurs dans la base réduite pour propager l'erreur d'analyse.
- Variante fixe : principalement introduite pour des raisons de coût de calcul, elle considère que le sous-espace d'erreur d'analyse n'évolue pas selon la dynamique du modèle. Cela revient à ne pas utiliser l'Eq. [4.41](#) et à considérer que $\mathbf{S}_{i+1}^f = \mathbf{M}_{i \rightarrow i+1} \mathbf{S}_i^a = \mathbf{I} \mathbf{S}_i^a$, où \mathbf{I} est la matrice identité. Ainsi la matrice de covariance d'erreur de prévision de l'Eq. [4.44](#) devient

$$\mathbf{P}_{i+1}^f = \frac{1}{\rho} \mathbf{P}_i^a + \mathbf{Q}_i = \frac{1}{\rho} \mathbf{S}_i^a (\mathbf{S}_i^a)^T + \mathbf{Q}_i \quad (4.45)$$

- Variante stationnaire : Dans cette variante, très similaire à l'interpolation optimale, la matrice de covariance d'ébauche utilisée à l'instant initial sera utilisée comme matrice de covariance d'ébauche lors de toutes les étapes d'analyse. Ainsi, quelque soit l'instant i , nous aurons $\mathbf{P}_i^f = \mathbf{P}_0$.

Séquence d'assimilation

Nous pouvons rassembler les équations formulées précédemment pour former l'algorithme général utilisé dans le filtre SEEK :

- Initialisation (à l'instant t_0)

$$\mathbf{x}_{i=0} = \mathbf{x}_0$$

$$\mathbf{P}_{i=0} = \mathbf{P}_0 = \mathbf{S}^0 \mathbf{S}^{0T}$$

- Etape d'analyse

$$\mathbf{K}_i = \mathbf{S}_i^f [\mathbf{I} + (\mathbf{H}_i \mathbf{S}_i^f)^T \mathbf{R}_i^{-1} (\mathbf{H}_i \mathbf{S}_i^f)]^{-1} (\mathbf{H}_i \mathbf{S}_i^f)^T \mathbf{R}_i^{-1}$$

$$\mathbf{x}_i^a = \mathbf{x}_i^f + \mathbf{K}_i (\mathbf{y}_i^o - \mathbf{H}_i \mathbf{x}_i^f)$$

$$\mathbf{S}_i^a = \mathbf{S}_i^f [\mathbf{I} + (\mathbf{H}_i \mathbf{S}_i^f)^T \mathbf{R}_i^{-1} (\mathbf{H}_i \mathbf{S}_i^f)]^{-\frac{1}{2}}$$

- Etape de prévision

$$\mathbf{x}_{i+1}^f = \mathcal{M}_{i \rightarrow i+1} \mathbf{x}_i^a$$

$$\alpha \{\mathbf{S}_{i+1}^f\}_l = \mathcal{M}_{i \rightarrow i+1} (\mathbf{x}_i^a + \alpha \{\mathbf{S}_i^a\}_l) - \mathcal{M}_{i \rightarrow i+1} (\mathbf{x}_i^a)$$

$$\mathbf{P}_{i+1}^f = \mathbf{S}_{i+1}^f (\mathbf{S}_{i+1}^f)^T + \mathbf{Q}_i$$

Remarques sur l'initialisation du filtre SEEK

L'algorithme du filtre SEEK nécessite de calculer la matrice de covariance d'erreur de prévision à l'instant initial \mathbf{P}_0 . Une méthode pratique de calcul, proposée par [Pham et al. \(1998\)](#), consiste à utiliser une simulation libre du modèle pour générer les modes d'erreur qui seront obtenus par une décomposition en Fonctions Empiriques Orthogonales (EOF). L'état moyen de la simulation libre est considéré comme ébauche et la matrice de covariance d'erreur initiale est construite à partir des modes dominants de la variabilité simulée du système autour de son état moyen. Dans ce cas, on fait l'hypothèse que la variabilité intrinsèque du modèle est statistiquement représentative de la variabilité réelle de l'océan.

Dans d'autres cas la principale source d'erreur dans le modèle peut être due à des paramètres ou des forçages imprécis du modèle. Ainsi un ensemble d'états modèle obtenus à partir de perturbations des paramètres ou des forçages incertains du modèle pourrait représenter une manière plus correcte d'estimer la covariance d'erreur du modèle.

4.2.3.2 Filtre de Kalman d'ensemble - EnKF

Le filtre de Kalman d'ensemble (Evensen, 1994) est une extension de l'EKF qui est basé sur une linéarisation des opérateurs modèle et d'observation, et des approximations sur la covariance d'erreur modèle qui sont trop restrictives dans le cas où la dynamique du système est fortement non linéaire. Cette méthode a été corrigée par Burgers et al. (1998), qui proposent d'utiliser des observations perturbées et redéfinissent la covariance d'erreur. Une revue assez exhaustive de la méthode et de ses variantes pourra être trouvée dans Evensen (2003).

Ainsi, l'EnKF cherche à surmonter trois problèmes principaux :

- l'utilisation d'un modèle non linéaire ;
- l'estimation précise de la matrice de covariance d'erreur de prévision ;
- les problèmes de dimension et de stockage.

Les équations de l'EnKF

Dans l'EnKF, la fonction de densité de probabilité de l'erreur est représentée par un ensemble de l états du modèle (les membres de l'ensemble) qui sont propagés par le modèle après chaque analyse, ce qui permet d'estimer la covariance d'erreur de prévision sans propager directement la covariance d'erreur d'analyse.

L'analyse est réalisée en appliquant les équations standards du filtre de Kalman, mais ici le gain de Kalman est calculé à partir des covariances d'erreur d'ensemble identifiables aux covariances d'ensemble entre les états du modèle. Ainsi seules la moyenne d'ensemble $\langle \mathbf{x}^f \rangle$ est définie par

$$\langle \mathbf{x}^f \rangle = \frac{1}{l} \sum_{k=1}^l \mathbf{x}^{f(k)} \quad (4.46)$$

et les covariances d'erreur d'ébauche de l'ensemble $\mathbf{P}_e^f \sim \mathbf{P}^f$ définies par :

$$\mathbf{P}_e^f = \frac{1}{l-1} \sum_{k=1}^l (\varepsilon^{f(k)} - \langle \varepsilon^f \rangle)(\varepsilon^{f(k)} - \langle \varepsilon^f \rangle)^T \quad (4.47)$$

$$= \frac{1}{l-1} \sum_{k=1}^l (\varepsilon^{f(k)})(\varepsilon^{f(k)})^T \quad (4.48)$$

$$= \frac{1}{l-1} \sum_{k=1}^l (\mathbf{x}^{f(k)} - \langle \mathbf{x}^f \rangle)(\mathbf{x}^{f(k)} - \langle \mathbf{x}^f \rangle)^T \quad (4.49)$$

sont prises en compte. Les erreurs d'ébauche suivent une distribution gaussienne et sont sans biais ($\langle \varepsilon^f \rangle = 0$). La moyenne d'ensemble est alors un estimateur non biaisé de l'état vrai. Les matrices de covariance d'erreur d'ébauche ont un rang l , égale au nombre de membres.

Afin de prendre en compte les incertitudes dans les erreurs d'observation, un ensemble d'observations perturbées $\mathbf{y}^{o(k)}$ est également créé (Burgers et al., 1998), dont les perturbations $\zeta^{(k)}$ doivent avoir une erreur distribuée de manière gaussienne et non biaisée (Eq. 4.50).

$$\mathbf{y}^{o(k)} = \mathbf{y}^o + \zeta^{(k)} \quad (4.50)$$

La matrice de covariance d'ensemble \mathbf{R}_e des observations perturbées est une approximation de la matrice de covariance d'erreur \mathbf{R} .

$$\mathbf{R}_e = \frac{1}{l-1} \sum_{k=1}^l \zeta^{(k)} \zeta^{(k)T} \quad (4.51)$$

Séquence d'assimilation

L'algorithme du filtre de Kalman d'ensemble est résumé sur la Fig.4.1 et peut être décrit de la manière suivante :

- A partir d'un ensemble de l conditions initiales $\mathbf{x}_o^{(k=1 \dots l)}$, un ensemble de l états d'ébauche $\mathbf{x}_i^{f(k=1 \dots l)}$ est créé en incrémentant le modèle du temps 0 au temps i .

$$\mathbf{x}_i^{f(k)} = \mathcal{M}_{0 \rightarrow i} \mathbf{x}_o^{(k)} \quad (4.52)$$

- La matrice de covariance d'erreur de prévision à l'instant i , $\mathbf{P}_{e_i}^f$, est calculée en utilisant l'Eq. 4.49.
- Le gain de Kalman \mathbf{K}_{e_i} est calculé en utilisant la covariance d'ensemble de $\mathbf{x}_i^{f(k)}$ et les observations perturbées $\mathbf{y}_i^{o(k)}$.

$$\mathbf{K}_{e_i} = \mathbf{P}_{e_i}^f \mathbf{H}_i^T (\mathbf{R}_{e_i} + \mathbf{H}_i \mathbf{P}_{e_i}^f \mathbf{H}_i^T)^{-1} \quad (4.53)$$

On remarquera que dans ce cas $\mathbf{P}_{e_i}^f \mathbf{H}_i^T = cov(\mathbf{x}_i^f, \mathbf{H}_i \mathbf{x}_i^f)$ et $\mathbf{H}_i \mathbf{P}_{e_i}^f \mathbf{H}_i^T = cov(\mathbf{H}_i \mathbf{x}_i^f, \mathbf{H}_i \mathbf{x}_i^f)$

- En utilisant les équations du filtre de Kalman classique, chaque membre de l'ensemble sera mis à jour lors d'une analyse en utilisant l'équation

$$\mathbf{x}_i^a(k) = \mathbf{x}_i^{f(k)} + \mathbf{K}_{e_i} (\mathbf{y}_i^{o(k)} - \mathbf{H}_i \mathbf{x}_i^{f(k)}) \quad (4.54)$$

et la covariance d'erreur d'analyse est obtenue par

$$\mathbf{P}_{e_i}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_{e_i} \mathbf{H}_i) \mathbf{P}_{e_i}^f \quad (4.55)$$

- L'ensemble de ces états analysés est ensuite propagé par le modèle de l'instant i à l'instant $i+1$.

$$\mathbf{x}_{i+1}^{f(k)} = \mathcal{M}_{i \rightarrow i+1} \mathbf{x}_i^a(k) \quad (4.56)$$

- La nouvelle matrice de covariance d'erreur d'analyse $\mathbf{P}_{e_{i+1}}^f$ peut être estimée et un nouveau cycle d'analyse peut débuter.

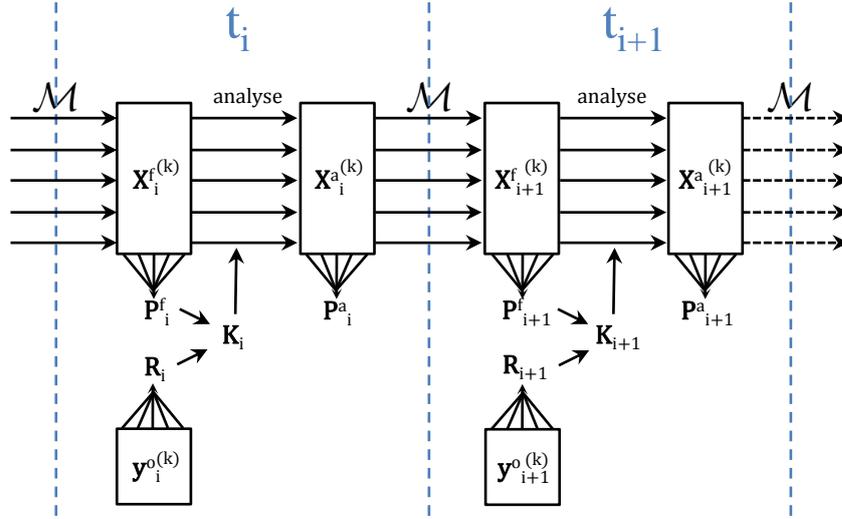


FIGURE 4.1 – Description de deux cycles d'assimilation successifs réalisés avec l'EnKF.

A propos de l'erreur modèle

Chaque membre de l'ensemble évolue dans le temps en suivant la dynamique du modèle. La matrice de covariance d'ensemble d'erreur modèle est donné par

$$\mathbf{Q}_e = \langle \eta^{(k)} \eta^{(k)T} \rangle \quad (4.57)$$

et converge vers la matrice de covariance d'erreur modèle \mathbf{Q} quand la taille de l'ensemble tend vers l'infini. L'erreur modèle est supposée sans biais.

La moyenne de l'ensemble évolue en suivant l'équation

$$\langle \mathbf{x}_{i+1} \rangle = \langle \mathcal{M}(\mathbf{x}_i) \rangle \quad (4.58)$$

$$\langle \mathbf{x}_{i+1} \rangle = \mathcal{M}(\langle \mathbf{x}_i \rangle) + n.l. \quad (4.59)$$

où $n.l.$ représente les termes introduits si le modèle \mathcal{M} est non-linéaire. Un des avantages de l'EnKF est que l'effet de ces termes est conservé puisque chaque membre est pris en compte par le modèle de manière indépendante.

La covariance d'erreur de l'ensemble évolue selon une équation semblable à l'Eq. 4.31 utilisée dans le KF classique :

$$\mathbf{P}_{e_{i+1}}^f = \mathbf{M}_i \mathbf{P}_{e_i}^a \mathbf{M}_i^T + \mathbf{Q}_i + n.l. \quad (4.60)$$

où \mathbf{M}_i est l'opérateur modèle linéaire tangent évalué au passage du temps i au temps $i+1$. La différence entre les Eq. 4.31 et 4.60 est que des termes supplémentaires $n.l.$ peuvent apparaître si \mathcal{M} est non linéaire. Implicitement, l'EnKF conserve également ces termes lors de la propagation de la matrice de covariance d'erreur.

Équivalence avec les filtres de Kalman de rang plein

Pour une dynamique du modèle linéaire et un ensemble de taille infini, \mathbf{P}_e^f converge vers \mathbf{P}^f , et indépendamment de la dynamique du modèle, \mathbf{R}_e converge vers \mathbf{R} et \mathbf{Q}_e converge vers \mathbf{Q} . Ainsi, avec ces hypothèses, le filtre de Kalman et le filtre de Kalman d'ensemble sont équivalents.

Comme expliqué dans la section 4.2.2.2, Dans le cas d'une dynamique non linéaire, l'EKF utilise également les équations 4.58, 4.59, 4.60 en négligeant les termes *n.l.*. Au contraire, les filtres utilisant des ensembles tiennent compte pleinement de ces effets non-linéaires, et aucune linéarisation ou hypothèse de fermeture n'est réalisée.

Avec l'EnKF, l'opérateur linéaire tangent \mathbf{M} ou son adjoint ne sont pas nécessaires, ce qui rend cette méthode assez facile à implémenter pour des applications pratiques⁸.

Remarques sur l'EnKF

L'EnKF peut être vu comme une méthode statistique de Monte Carlo, où la meilleure estimation du vecteur d'état est la moyenne d'ensemble et la variance de l'erreur est donnée par la dispersion de l'ensemble autour de sa moyenne. De plus, aux instants où des mesures sont effectuées, chaque observation peut être représentée par un autre ensemble, où la moyenne d'ensemble correspond à l'observation et la variance de l'ensemble aux erreurs de mesure. Pour un ensemble de taille suffisante, les erreurs sont dominées par un bruit statistique et non pas par des problèmes de fermeture ou des croissances de variance d'erreur non bornées (Burgers et al., 1998).

L'utilisation de l'EnKF présente un faible coût numérique grâce à deux propriétés :

- En général un nombre limité de membres est suffisant pour obtenir la convergence des statistiques d'erreur. Ainsi le problème de stockage de la matrice de covariance d'erreur est résolu car seuls les l vecteurs d'état de l'ensemble doivent être stockés.
- Le rang des matrices de covariance estimée est inférieur ou égale au nombre d'ensemble (en général de l'ordre de 10 à 100), et ainsi très inférieur à la dimension du vecteur d'état.

Cette méthode permet ainsi des économies de calcul (lors de l'inversion des matrices) et peut être implémentée sur des machines de calcul parallèle (tous les membres peuvent être traités simultanément).

Chen and Snyder (2007) ont montré que ce schéma pouvait également être utilisé avec un opérateur d'observation non linéaire.

Des éléments pratiques sur la création des conditions initiales, sur l'intégration de l'ensemble et sur la formulation de l'EnKF sont donnés par Evensen (2003). Cependant, l'expérience montre que, bien que le schéma général soit assez clair, chaque problème doit faire l'objet d'un traitement spécifique concernant les différents aspects évoqués précédemment.

4.2.3.3 La localisation

La localisation n'est pas une méthode d'assimilation mais plutôt une méthode de traitement des données manipulées permettant de réduire la dimension des différents espaces. Par ailleurs, l'estimation robuste des faibles corrélations associées aux observations distantes est une difficulté

8. Voir Burgers et al. (1998) et Evensen (2003)

couramment rencontrée, qui peut être surmontée grâce à la localisation. Celle-ci peut être réalisée de deux façons différentes : en effectuant l'analyse dans un domaine réduit par rapport au domaine complet (EOF locales) ou en imposant des corrélations nulles entre les variables distantes (EOF avec support compact). La localisation présente les avantages suivants (Brankart et al., 2003) :

- Un gain en terme de calcul et de stockage des matrices grâce aux dimensions des matrices réduites issues d'un sous-domaine.
- Elle évite que des observations en des points trop éloignés aient une influence sur le point corrigé.
- Les corrélations d'erreur entre des points distants sont plus faibles et moins précises que celles calculées pour des points voisins. Ainsi la localisation permet de ne pas considérer les corrélations distantes dans la matrice de covariance d'erreur de prévision. Les corrections en chaque point de grille sont moins dépendantes des corrections aux autres points de grilles et plus particulièrement des points distants.
- L'analyse est généralement calculée dans un espace dont la taille correspond au rang de la matrice de covariance d'erreur de prévision, de dimension inférieure à l'état du modèle. Calculer l'analyse point par point permet d'analyser un vecteur d'état réduit du modèle en utilisant un espace de correction (la dimension de la matrice de covariance d'erreur de prévision) relativement grand. Cela apporte plus de flexibilité à l'analyse qui utilise différentes combinaisons de matrices de covariance (ou des ensembles) pour chaque point (Evensen, 2003). La dimension effective de l'espace d'erreur est augmentée.

4.2.3.4 Ensemble Perturbation Smoother - EnPS

Cette méthode a été proposée par Barth et al. (2010) pour optimiser les forçages de marée aux frontières du domaine et reprise dans Barth et al. (2011) pour optimiser le forçage de vent. Contrairement aux méthodes d'assimilation de données précédentes, où le problème consiste généralement à obtenir la meilleure estimation du vecteur d'état du modèle, cette méthode a pour but d'optimiser les paramètres du modèle, en particulier les valeurs des conditions aux frontières. Une fois que la correction optimale a été apportée à ces paramètres, ceux-ci sont utilisés pour rejouer le modèle afin d'obtenir une solution finale satisfaisant exactement les équations d'évolution. De cette manière, c'est la trajectoire de la solution du modèle qui est optimisée. Cette méthode évite également l'introduction d'ondes transitoires, induisant un déséquilibre de la solution du modèle, qui peuvent apparaître quand l'état du modèle est corrigé. L'algorithme permettant de réaliser l'étape d'analyse est disponible à l'adresse http://modb.oce.ulg.ac.be/mediawiki/index.php/Ensemble_Perturbation_Smoother.

Cette méthode, non-séquentielle dans sa mise en œuvre, est dérivée du schéma séquentiel de l'EnKF en incluant la dimension temporelle dans les vecteurs d'états. Ainsi toutes les observations contenues dans la période d'intégration du modèle sont regroupées dans un unique vecteur d'observation \mathbf{y}^o dont la matrice de covariance d'erreur d'observation est \mathbf{R} .

Le vecteur de contrôle \mathbf{x} , qui contient tous les forçages et les paramètres du modèle à optimiser, est appelé *vecteur d'optimisation* et non pas vecteur d'état, car ce n'est plus l'état du modèle qui est directement corrigé dans la méthode EnPS.

Un ensemble de forçages \mathbf{x}^k , où k est l'indice du membre de l'ensemble, est créé en perturbant l'ébauche du forçage (en général, le forçage de référence sans assimilation) dans sa gamme d'incertitude⁹. Si les forçages perturbés dépendent du temps, alors leur évolution temporelle est également regroupée dans un vecteur unique, de manière similaire aux observations.

Pour chaque perturbation, le modèle est intégré dans le temps. Notons que contrairement au filtre de Kalman, où un nouvel état est calculé quand des observations sont disponibles, les membres de l'ensemble ne sont pas influencés, à ce stade, par les observations. Pour chaque membre de l'ensemble, la part observée de l'état du modèle est extraite. Cette extraction peut être représentée formellement par un opérateur d'observation non linéaire $\mathcal{H}(\cdot)$ qui sera appliqué à la perturbation d'ensemble \mathbf{x}^k en réalisant les opérations suivantes :

- ajout de la perturbation à l'ébauche du forçage,
- intégration du modèle,
- interpolation du modèle à l'endroit des observations.

La dynamique du modèle fait donc partie de l'opérateur d'observation. Chaque élément de l'ensemble $\mathcal{H}(\mathbf{x}^k)$ pourra être directement comparé à son correspondant dans le vecteur d'observation \mathbf{y}^o .

Notons que cet ensemble n'est pas modifié pendant les étapes d'analyse.

Comme dans l'EnKF, il est possible d'estimer les covariances d'erreurs à partir de l'ensemble. Ainsi, en reprenant les notations de [Barth et al. \(2010, 2011\)](#), nous pouvons définir l'écart de l'ensemble de forçages autour de sa moyenne d'ensemble (\mathbf{S}) et l'écart de l'ensemble à l'endroit des observations autour de sa moyenne d'ensemble (\mathbf{E}), par

$$(\mathbf{S})_k = (l - 1)^{-\frac{1}{2}}(\mathbf{x}^{(k)} - \langle \mathbf{x} \rangle) \quad (4.61)$$

$$(\mathbf{E})_k = (l - 1)^{-\frac{1}{2}}(\mathcal{H}(\mathbf{x}^{(k)}) - \langle \mathcal{H}(\mathbf{x}) \rangle) \quad (4.62)$$

où l'indice k représente un membre de l'ensemble particulier et $\langle \cdot \rangle$ correspond à la moyenne d'ensemble. L'ensemble contient l membres. Ces matrices sont normalisées de telle sorte que les produits suivants représentent, respectivement, la covariance entre les forçages et l'état du modèle et la covariance de l'état du modèle :

$$\mathbf{SE}^T = cov(\mathbf{x}^b, \mathcal{H}(\mathbf{x}^b)) \quad (4.63)$$

$$\mathbf{EE}^T = cov(\mathcal{H}(\mathbf{x}^b), \mathcal{H}(\mathbf{x}^b)) \quad (4.64)$$

Par comparaison avec le filtre de Kalman classique, les matrices \mathbf{SE}^T et \mathbf{EE}^T représenteraient les quantités $\mathbf{P}^f \mathbf{H}^T$ et $\mathbf{H} \mathbf{P}^f \mathbf{H}^T$ si l'opérateur d'observation était linéaire (Cf. Eq.4.27, 4.17).

Le forçage optimal, qui minimise l'erreur d'analyse, est donnée par l'analyse avec un filtre de Kalman utilisant un opérateur d'observation non linéaire ([Chen and Snyder, 2007](#)) :

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{SE}^T (\mathbf{EE}^T + \mathbf{R})^{-1} (\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}^b)) \quad (4.65)$$

9. La quantification de l'incertitude du forçage pourra être réalisée en comparant celui-ci à des observations.

qui peut s'écrire également, en utilisant l'Eq.4.21 (formule de Sherman-Morrison-Woodbury) :

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{S}(\mathbf{E}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{E} + 1)^{-1} \mathbf{E}^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}^b)) \quad (4.66)$$

L'analyse \mathbf{x}^a correspond ainsi à la correction de l'ébauche \mathbf{x}^b en se basant sur les observations \mathbf{y}^o . L'utilisation de la formule de Sherman-Morrison-Woodbury permet d'effectuer les inversions de matrice dans l'espace décrit par les membres de l'ensemble ($\mathcal{O}(100)$) réduit par rapport à l'espace décrit par les observations (e.g. $\mathcal{O}(10^5)$ ¹⁰).

Les matrices de covariances ne nécessitent pas d'être formées explicitement et elles sont estimées directement à partir de l'ensemble d'états du modèle et de forçages (e.g. [Nerger et al., 2005](#)).

La trajectoire du modèle est corrigée dans une étape finale qui consiste à rejouer le modèle avec les forçages optimisés sur toute la période d'optimisation, sans propagation de la covariance d'erreur d'analyse par le modèle. Les observations sont intégrées par la combinaison optimale des forçages de l'ensemble. Un résumé de la méthode d'assimilation est représenté dans la section 5.2 (Marmain et al., in revision, Fig. 3) et sur la Fig.4.2.

Discussion sur la méthode

Dans le cas où le modèle est linéaire¹¹ et pour un ensemble infini¹², l'Eq. 4.65 minimise la fonction de coût définie par l'Eq. 4.69 qui peut se réécrire

$$\mathcal{J}(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{P}^{b-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + \sum_n (\mathbf{y}_n^o - \mathbf{H}_n(\mathbf{x}_n))^T \mathbf{R}_n^{-1} (\mathbf{y}_n^o - \mathbf{H}_n(\mathbf{x}_n)) \quad (4.67)$$

où n représente l'indice temporel. Le premier terme de cette fonction de coût est une contrainte utilisée pour définir les forçages dynamiquement plausibles.

Cette méthode est une méthode non-séquentielle, de la même façon que les méthodes variationnelles de type 4d-VAR, car toutes les observations disponibles sur la période d'analyse sont utilisées pour calculer l'état optimal du forçage, contrairement aux méthodes séquentielles où l'analyse est réalisée dès que des observations sont disponibles. Cette procédure est rendue possible en incluant la dimension temporelle dans les vecteurs d'observation et d'optimisation.

La méthode est proche de l'"Ensemble Smoother" ([Van Leeuwen, 2001](#)), du 4D-LETKF ([Hunt et al., 2004, 2007](#)) et de l'AEnKF ([Sakov et al., 2010](#)) dans lesquelles la trajectoire du modèle, plutôt que l'état du modèle, est optimisée. Dans la méthode de lissage de [Van Leeuwen \(2001\)](#), les observations sont perturbées comme dans l'EnKF ([Burgers et al., 1998](#)), ce qui permet de mieux représenter les incertitudes. Pour traiter la dimension temporelle, le 4D-LETKF modifie l'opérateur d'observation en interpolant l'état du modèle à l'instant des observations ou plus simplement en arrondissant l'instant des observations à l'instant le plus proche de l'état du modèle. L'AEnKF est présenté par ces auteurs comme une légère modification de l'EnKF : le vecteur d'observation et la matrice contenant les membres de l'ensemble du modèle sont étendus

10. en considérant des observations de vitesses radiales mesurées par deux stations radar HF, données sur une grille de 30×60 points sur une durée de 1 jour toutes les heures.

11. de manière identique au filtre de Kalman

12. permet de faire l'approximation $\mathbf{P}_e = \mathbf{P}$

en concaténant verticalement les différents instants. C'est cette approche qui est utilisée dans l'EnPS. Pour un ensemble de taille infinie, l'Ensemble Smoother doit aussi converger vers le 4D-LETKF et l'AEnKF (Barth et al., 2010). Ainsi dans l'EnPS, ce type d'approche n'est pas appliqué pour estimer directement l'état du modèle mais pour estimer la trajectoire optimale des forçages. Notons que dans le cas d'un modèle linéaire, ces schémas fourniraient les mêmes résultats. Cependant, pour un modèle non linéaire, les résultats pourraient être différents. De plus les solutions optimales fournies par l'Ensemble Smoother, le 4D-LETKF ou l'AEnKF ne garantissent pas de satisfaire les équations du modèle, alors que par construction, c'est le cas pour l'EnPS.

Comme dans le filtre de Kalman, les erreurs d'ébauche et d'observation sont supposées sans biais. Cependant, si l'opérateur d'observation est fortement non-linéaire, ces deux hypothèses ne sont plus suffisantes pour garantir une erreur d'analyse non biaisée. Toutefois, il est possible de montrer que l'analyse est sans biais si l'on a (Barth et al., 2011) :

$$\langle \mathcal{H}(\mathbf{x}^k) \rangle = \mathcal{H}(\langle \mathbf{x}^k \rangle) \quad (4.68)$$

Cette condition est respectée pour un opérateur d'observation linéaire. Pour un opérateur non linéaire, il faudra la vérifier. En effet, dans ce cas, l'ensemble des états du modèle pris à l'endroit des observations pourrait ne plus être distribué de manière gaussienne. Formellement, le forçage optimisé peut toujours être obtenu de façon à minimiser l'erreur d'analyse, mais ne correspondra plus au maximum de vraisemblance. Ainsi le forçage optimisé aura une faible probabilité. Une étape de validation des forçages est donc cruciale pour s'assurer de leur réalisme.

Nous l'avons déjà vu (4.2.3.3), la localisation permet d'améliorer l'analyse en ne tenant pas compte des observations distantes qui présentent des corrélations peu significatives avec le vecteur d'état dans la zone spatiale où est effectuée l'analyse, et permet d'augmenter la dimension effective de l'espace d'erreur (Brankart et al., 2003; Evensen, 2003). Cette approche est souvent employée lors de l'utilisation de filtres de Kalman. L'EnPS utilise une approche similaire, à la différence que la localisation est réalisée dans le temps. Typiquement, l'analyse du vecteur d'optimisation se fait sur une fenêtre temporelle où toutes les observations disponibles seront utilisées pour optimiser le forçage (Fig. 4.2).

Cette localisation temporelle implique également que les corrections apportées aux forçages sur une fenêtre temporelle d'optimisation sont indépendantes des autres fenêtres d'optimisation. En effet, la matrice de covariance d'erreur de prévision n'est pas propagée par le modèle après chaque étape d'analyse des forçages, comme cela est fait par la méthode classique de l'EnKF. De plus la localisation temporelle peut créer des discontinuités entre les forçages optimisés dans deux fenêtres consécutives, qu'il convient de minimiser de façon à obtenir des variations entre deux fenêtres de l'ordre de grandeur de la variabilité temporelle. Le modèle est incrémenté dans une étape finale en utilisant l'ensemble des forçages optimisés. Ainsi, les corrections apportées par les forçages s'appliquent sur une base différente de celle utilisée pour les calculer, ce qui pourrait entraîner le non respect de l'égalité 4.68.

Nous allons utiliser l'EnPS pour l'optimisation des forçages dans une configuration régionale

de la mer Méditerranée Nord Occidentale en assimilant les vitesses radiales mesurées par radar HF (chapitre 5). Les forçages de vent et les valeurs des paramètres aux frontières océaniques baroclines seront optimisés.

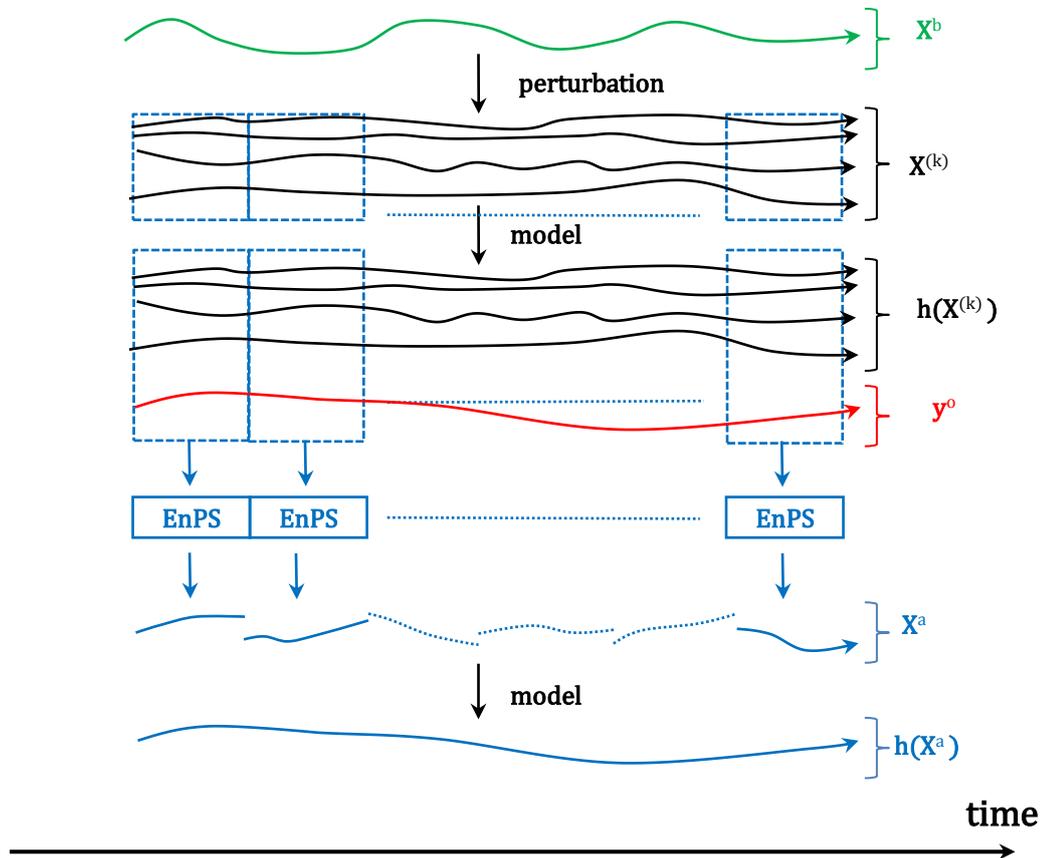


FIGURE 4.2 – Principe de la localisation temporelle utilisée dans la méthode non séquentielle EnPS.

4.3 Autres méthodes d'assimilation de données

4.3.1 Méthodes variationnelles

Dans le cas du BLUE, l'estimation de l'état optimal est réalisée en utilisant les relations 4.15 et 4.20. D'un autre point de vue, ces équations permettent de calculer le minimum \mathbf{x}^a de la fonction de coût suivante :

$$\mathcal{J}(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{P}^{b-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + (\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x})^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}) \quad (4.69)$$

L'utilisation des méthodes variationnelles, basées sur la théorie du contrôle optimal, permet de s'affranchir du calcul du gain optimal K^* (Eq. 4.20), dont les matrices mises en jeu pour son calcul ont des dimensions trop grandes (problèmes de stockage et de manipulation). Les méthodes variationnelles cherchent à minimiser la fonction de coût \mathcal{J} , quadratique en \mathbf{x} quand l'opérateur d'observation et le modèle sont linéaires.

Cette minimisation est basée sur le calcul du gradient, dont l'expression est donnée par

$$\nabla \mathcal{J}(\mathbf{x}) = \mathbf{P}^{b-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) - \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}) \quad (4.70)$$

La résolution de l'équation $\nabla \mathcal{J}(\mathbf{x}) = 0$, permettant d'obtenir le point selle de la fonction de coût, conduit à la combinaison des Eq. 4.17 et 4.20. En pratique, le gradient est calculé en utilisant le modèle adjoint (Le Dimet, 1982; Le Dimet and Talagrand, 1986).

L'hessien de la fonction de coût, c'est-à-dire sa dérivée seconde par rapport à \mathbf{x} , est donné par :

$$\nabla^2 \mathcal{J}(\mathbf{x}) = \mathbf{P}^{b-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H} \quad (4.71)$$

En identifiant avec l'Eq. 4.23, on remarque que l'inverse de l'hessien correspond à la matrice de covariance des erreurs d'analyse, soit

$$\mathbf{P}^a = (\nabla^2 \mathcal{J}(\mathbf{x}))^{-1} \quad (4.72)$$

Nous noterons que ce calcul est coûteux (e.g. Bennett, 1992).

Les méthodes variationnelles sont définies ici dans le cas d'un opérateur d'observation linéaire mais elles peuvent être étendues à des cas non linéaires en utilisant un opérateur d'observation non linéaire.

Le 3d-VAR

Le 3d-VAR est une mise en œuvre des méthodes variationnelles dans laquelle la dimension temporelle n'est pas prise en compte. Dans sa formulation classique, l'analyse est réalisée de manière séquentielle afin d'obtenir l'état optimal à un instant donné, comme dans le cas du filtre de Kalman. A chaque temps l'état analysé est calculé, une fenêtre temporelle d'observation de taille arbitraire est définie et toutes les observations disponibles sur cette fenêtre sont interpolées au temps de l'analyse.

Cette manière de procéder permet de ne pas multiplier les analyses pour prendre en compte

toutes les observations qui, en général, ne sont pas réparties de manière régulière. De plus, la mise en œuvre du 3d-VAR ne nécessite pas de modèle adjoint vu que l'évolution temporelle du système n'est pas prise en compte.

Le 4d-VAR

Le 4d-VAR (Talagrand and Courtier, 1987) est la généralisation du 3d-VAR pour prendre en compte la dimension temporelle. Contrairement au 3d-VAR, cette méthode vise à optimiser la trajectoire de l'état du modèle sur une fenêtre de temps donnée. Ainsi toutes les observations disponibles sur cette fenêtre de temps sont prises en compte. De plus, l'information donnée par ces observations sera propagée temporellement par le modèle dynamique et son adjoint. C'est une méthode largement utilisée pour l'assimilation des vitesses mesurées par radar HF (Cf. section 4.4), mais aussi pour l'optimisation des forçages du modèle (Cf. chapitre 5).

Avec l'hypothèse d'un modèle parfait, dite "contrainte forte" (Talagrand and Courtier, 1987), deux méthodes pratiques permettent d'effectuer la minimisation, dont l'équivalence a été prouvée par Courtier (1997) :

- le 4DVAR incrémental à contrainte forte (IS4DVAR, Courtier et al., 1994), utilise un schéma itératif pour minimiser la fonction en utilisant des informations provenant du modèle tangent linéaire et du modèle adjoint.
- le 4DVAR basé sur les fonctions de représentation (Bennett, 2002) cherche des coefficients pour ces fonctions de représentation qui minimisent l'écart entre le modèle et les observations.

4.3.2 Nudging

Le nudging, qui signifie "en poussant du coude", consiste à introduire un terme de relaxation vers les observations dans les équations régissant le système dynamique (Auroux, 2003). De manière analogue aux méthodes variationnelles, c'est la trajectoire du modèle que l'on cherche à contrôler lorsque des observations sont disponibles.

4.3.2.1 Nudging direct

Considérons que l'évolution du système dynamique à l'instant t soit régie par l'équation différentielle

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = F(\mathbf{x}) \quad (4.73)$$

avec une condition initiale $\mathbf{x}(0) = \mathbf{x}_0$.

Supposons que nous disposons d'observations, \mathbf{y}^o , d'une partie du système sur l'intervalle d'assimilation $[0 \ T]$. L'état du modèle à l'endroit des observations est défini par $\mathcal{H}(\mathbf{x})$, où \mathcal{H} représente l'opérateur d'observation. L'application du nudging pour contrôler la trajectoire sur la période $[0 \ T]$ peut s'écrire formellement de la manière suivante :

$$\begin{cases} \frac{d\mathbf{x}}{dt} = F(\mathbf{x}) + \mathbf{K}(\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x})) \\ \mathbf{x}(0) = \mathbf{x}_0 \end{cases} \quad (4.74)$$

Dans ce cas, la matrice \mathbf{K} est appelée matrice de nudging. Elle peut être assimilée au gain de Kalman dans la mesure où elle permet de projeter l'espace des observations dans l'espace du modèle, mais elle n'est pas déterminée de la même façon.

L'avantage de cette méthode par rapport à celles évoquées précédemment est sa simplicité et son faible coût de mise en œuvre (aussi bien en temps de calcul qu'en stockage). La principale difficulté consiste à déterminer la matrice de gain \mathbf{K} .

4.3.2.2 Nudging rétrograde

Le nudging peut également être utilisé dans le sens rétrograde pour estimer l'état initial d'un système à partir de son état final en incrémentant le modèle dans le sens rétrograde. L'équation d'évolution du système dynamique s'écrit alors

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt} = -F(\mathbf{X}) \quad (4.75)$$

avec une condition finale $\mathbf{X}(t' = 0) = \mathbf{X}(T)$, pour les temps t tels que $T > t > 0$ et en utilisant un changement de variable $t' = T - t$, \mathbf{X} est évalué à l'instant t' . Dans ce cas, l'application du nudging rétrograde s'écrit :

$$\begin{cases} \frac{d\mathbf{X}}{dt} = -F(\mathbf{X}) + \mathbf{K}'(\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{X})) \\ \mathbf{X}(t' = 0) = \mathbf{X}(T) \end{cases} \quad (4.76)$$

4.3.2.3 Back and forth Nudging

Introduit par [Auroux and Blum \(2005, 2008\)](#), il consiste à répéter les deux étapes décrites précédemment jusqu'à la convergence de l'état initial. Cet algorithme a été testé avec succès sur des modèles simples (Lorenz 3D, équations de Burgers, shallow waters et quasi-géostrophique) et a été développé pour certaines applications (équation d'onde, tomographie,...). Au jours de l'écriture de ces lignes, des évolutions de cet algorithme sont en cours de test sur des applications à des problèmes géophysiques de grande taille ¹³.

13. Thèse en cours de G. Ruggiero "A comparative study of data assimilation methods for oceanic models".

4.4 État de l'art de l'assimilation des vitesses de surfaces issues des radars courantométriques.

Dans cette thèse nous nous intéressons particulièrement à l'assimilation des données mesurées par radars HF présentées dans le chapitre 1. L'assimilation de ce type de données dans les modèles numériques est relativement récente (<20 ans) et bénéficie des différents développements de techniques d'assimilation nécessaires pour traiter le grand nombre d'observation disponibles. Une revue des différentes méthodes déjà employées s'est avérée nécessaire pour comprendre les limitations de l'assimilation de ce type de données.

Les grandes classes de méthodes décrites dans les sections 4.2-4.3 sont utilisées pour l'assimilation des données radar HF.

La première étude sur ce sujet (Lewis et al., 1998) prenait en compte les observations en utilisant une méthode de nudging des courants de surface vers les observations. Un pseudo-stress de cisaillement, représentant la différence entre le courant simulé par le modèle et les observations, est ajouté à la couche de surface du modèle. Dans la formulation du pseudo-stress, le coefficient de traînée joue le rôle de coefficient de nudging. Gopalakrishnan et al. (2007) utilisent également le nudging pour assimiler les vitesses de surface en ajoutant un terme de forçage au modèle dynamique. Dans ce cas, le coefficient de nudging est entièrement paramétré.

Une méthode de nudging a été comparée à une méthode utilisant un filtre de Kalman par Wilkin et al. (2005). Le coefficient de nudging correspond à un temps de décorrélation pondéré par les covariances d'erreur de l'état du modèle et des observations. Ces covariances sont également utilisées dans le gain de Kalman avec des matrices de covariances d'erreur du modèle paramétrées. Pour éviter d'introduire des cisaillements verticaux dans les vitesses, celles-ci sont projetées sur la verticale en utilisant dans un premier temps une extrapolation basée sur une simple fonction exponentielle, puis dans un second temps en projetant ce résultat sur une base résultant de la décomposition en EOF des profils de vitesses mesurés par ADCP. Dans cette étude, il apparaît que le filtre de Kalman permet de mieux assimiler les vitesses radar que le nudging.

Les filtres de Kalman sont largement utilisés. Leur principal limitation est d'estimer correctement les matrices de covariance d'erreur. Comme expliqué précédemment, les statistiques d'erreur sont généralement mal (ou pas) connues et les matrices de covariance de rang plein ne sont pas manipulables avec les outils informatiques actuels. Pour l'assimilation des données radar HF, les matrices de covariances d'erreurs sont ainsi issues de paramétrisations ou estimées à partir d'un ensemble d'états de modèle.

Les approches choisies par Paduan and Shulman (2004) ou Shulman and Paduan (2009) sont basées sur la paramétrisation des matrices de covariance d'erreur modèle couplée à des considérations physiques pour projeter l'information de surface sur la verticale. La première approche consiste à corriger la tension du vent de façon à ce que le travail du vent soit conservé à la surface de l'océan (Paduan and Shulman, 2004). La deuxième approche consiste à utiliser la solution d'Ekman des courants de surface induits par le vent pour projeter la correction de la vitesse de surface vers le fond (Paduan and Shulman, 2004; Shulman and Paduan, 2009).

[Breivik and Sætra \(2001\)](#) déterminent les covariances d'erreur modèle en utilisant un ensemble d'état du modèle issu d'une simulation de référence caractéristique de la période d'étude. Les covariances spatiales n'évoluent pas temporellement pendant la période d'assimilation et cette méthode peut donc être qualifiée d'interpolation optimale d'ensemble. Cette étude est conduite dans un cadre opérationnel et montre que l'assimilation des données radar HF a un impact positif sur les prévisions du modèle mais les bénéfices de l'assimilation s'atténuent avec une échelle de temps de 6 heures.

[Oke et al. \(2002b\)](#) utilisent un ensemble constitué d'états du modèle pris sur 18 étés différents pour estimer les covariances spatiales anisotropes entre les différentes variables d'état du modèle. Ces covariances restent ensuite fixes sur la période d'assimilation. Pour éviter les incompatibilités entre les données lors de l'initialisation, les observations et les sorties du modèle sont moyennées et l'incrément est distribué graduellement sur la période considérée en utilisant la méthode TDAP (time-distributed averaging procedure). Cette étude montre que les résultats sont meilleurs en tronquant les matrices de covariance et que l'assimilation des données radar HF permet de compenser les composantes mal représentées de la tension du vent et de son rotationnel.

[Oke et al. \(2009\)](#) considèrent également une interpolation optimale d'ensemble dans un système opérationnel d'assimilation de données (BODAS, [Oke et al., 2008](#)). L'ensemble stationnaire de 120 membres est construit à partir des anomalies intra-saisonnières du modèle. Cette étude montre que l'assimilation des données radar peut réduire les erreurs d'analyse des vitesses de surface jusqu'à 80%.

Dans ces différentes applications, les ensembles sont construits à partir d'états modèle pris à différents moments, faisant ainsi l'hypothèse que les erreurs du modèle sont du même ordre de grandeur que sa variabilité. Ainsi des facteurs d'échelle sont souvent nécessaires afin de dimensionner correctement les covariances d'erreur. Les méthodes d'ensemble permettent également de tenir compte de l'erreur du modèle due à des incertitudes sur des paramètres, de la condition initiale ou encore des forçages du modèle. C'est l'approche choisie par [Barth et al. \(2008a\)](#) qui construisent un ensemble de 100 membres d'état du modèle à partir de perturbations dans le champ de vent à la surface du domaine. Dans cette étude, l'ensemble est également stationnaire, les données sont moyennées temporellement, les ondes de gravités introduites lors de l'initialisation sont filtrées et le vecteur d'état est augmenté pour inclure la tension du vent.

[Barth et al. \(2010\)](#) ont développé une méthode non séquentielle d'assimilation de données basée sur un lisseur de Kalman (EnPS) permettant d'optimiser des paramètres du modèle à partir des observations. L'ensemble est créé en perturbant les paramètres à optimiser. Ces paramètres optimisés sont ensuite utilisés dans le modèle pour obtenir une meilleure description de l'état de l'océan. Cette méthode permet d'éviter d'introduire des ondes transitoires et irréalistes dans les sorties du modèle qui peuvent exister quand l'état du modèle est corrigé. Dans cette étude, les ondes de marées M2 sont optimisées aux frontières du domaine en utilisant les vitesses de surface issues de radar HF. Cette méthode permet également d'optimiser la trajectoire du vecteur d'état du modèle comme dans le cas des méthodes variationnelles. Cette approche est reprise par [Barth et al. \(2011\)](#) pour optimiser le vent en surface. L'assimilation des données radar effectuée dans la section 4.2.3.4 s'inspire largement de cette méthode.

L'optimisation de paramètres est souvent réalisée par des méthodes variationnelles basées sur la minimisation de l'écart quadratique entre les observations et l'état du modèle (e.g. section 4.3.1). C'est l'approche choisie par Kurapov et al. (2003) pour modéliser les marées internes de types M2. Ils utilisent une méthode variationnelle basée sur un problème inverse généralisé formulé avec les fonctions de représentation (e.g. Bennett, 1992). Ils montrent que l'assimilation des données radar permet d'optimiser les valeurs des courants baroclines aux frontières ouvertes.

Yu et al. (2012) utilisent une méthode variationnelle de type 4DVAR également basée sur les fonctions de représentation pour optimiser la condition initiale du modèle. Les covariances utilisées dans la fonction de coût sont, soit dynamiquement équilibrées, soit non-équilibrées. L'étude montre que les propriétés du modèle adjoint permettent d'obtenir un champ corrigé en équilibre dynamique dans les deux cas. L'assimilation a un impact positif sur les courants de surface mais aussi sur la géométrie des fronts de SST.

Zhang et al. (2010) assimilent également les vitesses vectorielles de surface pour optimiser la condition initiale du vecteur d'état du modèle en utilisant une méthode de type 4DVAR incrémentale à contrainte forte.

Hoteit et al. (2009) optimisent la condition initiale, mais aussi les valeurs aux frontières océaniques et les forçages atmosphériques en utilisant une méthode variationnelle de type 4DVAR avec modèle adjoint. L'objet de l'étude est d'utiliser un modèle haute résolution et son adjoint afin de réaliser une cartographie vectorielle des vitesses de surface en utilisant une contrainte dynamique représentée par le modèle de circulation. Il est montré que la tension du vent subit l'ajustement le plus important lors de l'assimilation des données.

La liste des études précédentes et des méthodes d'assimilation utilisées est présentée dans le Tab. 4.2.

TABLE 4.2 – *Assimilation des vitesses radar HF : récapitulatif des études et des méthodes utilisées.*

	Nudging	Kalman filter	Kalman smoother	Variationnal
Lewis et al. (1998)	X			
Breivik and Sætra (2001)		EnOI		
Oke et al. (2002a)		EnOI		
Kurapov et al. (2003)				X
Paduan and Shulman (2004)		X		
Wilkin et al. (2005)	X	X		
Gopalakrishnan et al. (2007)	X			
Barth et al. (2008a)		EnOI		
Oke et al. (2009)		EnOI		
Shulman and Paduan (2009)		X		
Hoteit et al. (2009)				X
Zhang et al. (2010)				X
Barth et al. (2010)			EnPS	
Barth et al. (2011)			EnPS	
Yu et al. (2012)				X

Différents éléments pratiques ressortent des études précédentes. Les mesures radar peuvent

être assimilées dans des configurations opérationnelles (Breivik and Sætra, 2001; Oke et al., 2009) et peuvent apporter des informations en bande côtière non disponibles avec l'altimétrie (Yu et al., 2012). L'assimilation des vitesses de surface a un impact à l'endroit des observations mais aussi horizontalement, hors de la zone observée (Breivik and Sætra, 2001; Oke et al., 2009), et verticalement (Oke et al., 2002a; Paduan and Shulman, 2004; Barth et al., 2008a; Shulman and Paduan, 2009). Elle permet de réduire les décalages spatiaux et temporels qui peuvent exister entre les structures de méso-échelle modélisées et observées (Paduan and Shulman, 2004). Le bénéfice de l'assimilation des vitesses de surface, en terme de transport barocline, par rapport à la seule assimilation des profils de température et de salinité, a également été montré par Wilkin et al. (2005). Un impact positif sur la SLA ¹⁴, la SSS ¹⁵ et les températures et salinités de sub-surface proches des observations est également obtenu par Oke et al. (2009) et pour les températures proches de la surface par Gopalakrishnan et al. (2007). L'assimilation des vitesses radar permet à Barth et al. (2011) d'observer une diminution du biais de SST dans les zones où la température est initialement trop chaude, et Yu et al. (2012) notent un impact positif sur la géométrie d'un front de surface.

Au contraire, aucune amélioration en terme de SST n'avait été obtenue par Oke et al. (2009) et Zhang et al. (2010). Ces derniers notent que l'assimilation des vitesses radar pourrait nuire aux prévisions de température en subsurface. Breivik and Sætra (2001) relèvent un problème d'inconsistance du champ de masse analysé dans les configurations imbriquées ("nested") qui crée une augmentation du gradient de densité le long des frontières ouvertes rendant le modèle instable. Ces auteurs proposent d'effectuer l'assimilation à la fois dans les modèles interne et externe. Également, Lewis et al. (1998) remarquent des courants de surface irréalistes dus à des erreurs importantes, qui se matérialisent par des divergences ou convergences de courant irréalistes, et qui forcent le modèle à répondre de manière irréaliste pour contrebalancer les effets des courants observés. Bien que l'assimilation des seules vitesses de surface permet de réduire les erreurs du modèle, il est nécessaire d'assimiler d'autres observations comme des données altimétriques Yu et al. (2012) ou des profils de température et salinité pour déterminer au mieux l'état complet du modèle et éviter des ambiguïtés entre la température et la salinité lors du calcul de la densité (Hoteit et al., 2009).

Par ailleurs les statistiques d'erreur d'observation des mesures par radar sont mal connues et les covariances d'erreur d'observation des vitesses radar sont souvent approchées par la valeur de la précision de mesure. Lors de l'utilisation des vitesses vectorielles issues de la combinaison des vitesses radiales et calculées aux endroits où au moins deux mesures sont disponibles, une erreur due à la géométrie des radiales est introduite (GDOP, section 1.2.3.2) et de plus toutes les données fournies par les vitesses radiales ne sont pas utilisées. Au contraire, l'utilisation des vitesses radiales permet de ne pas ajouter d'erreur et de considérer toutes les données disponibles (Barth et al., 2008a; Hoteit et al., 2009; Shulman and Paduan, 2009).

Ainsi ces différents éléments permettent d'appréhender certaines particularités de l'assimilation des vitesses radar. En particulier, la méthode doit être choisie en fonction du problème à résoudre. En particulier, le chapitre 5 s'intéresse à l'optimisation des forçages d'une configu-

14. Sea Level Anomaly

15. Sea Surface Salinity

ration régionale pour améliorer la description de la circulation côtière en Méditerranée Nord Occidentale.

4.5 L'assimilation de données pour le contrôle des forçages

Dans de nombreuses études l'assimilation des observations a pour but de réduire les erreurs du modèle en agissant directement sur le vecteur d'état le caractérisant (température, salinité, vitesses, élévation de la surface ...). D'autres stratégies peuvent être adoptées pour réduire les erreurs en agissant directement sur les sources d'incertitude. En effet, l'une des sources d'incertitude identifiée réside dans les forçages utilisés. Il peut être alors bénéfique de corriger ces forçages soit en agissant directement sur ses valeurs, soit en optimisant la paramétrisation pour corriger les coefficients qui sont utilisées dans les équations. De nombreuses méthodes ont été développées, s'intéressant à l'optimisation des forçages atmosphériques ou océaniques.

4.5.1 Contrôle du vent

Le contrôle des forçages atmosphériques a déjà fait l'objet de différentes études. En particulier, l'optimisation des coefficients turbulents des formulations Bulk ([Skachko et al., 2009](#)) et des variables atmosphériques de température, d'humidité, de fraction nuageuse et de précipitation ([Skandrani et al., 2009](#)) a déjà été étudiée en utilisant une approche séquentielle par filtrage de Kalman en assimilant des profils de température et de salinité ([Skachko et al., 2009](#)) ou des SST et SSS ([Skandrani et al., 2009](#)). Guidés par le fait que l'impact des erreurs sur les valeurs des forçages est plus important sur le flux de chaleur net que celui des paramètres de la formulation Bulk, ces travaux ont été étendus par [Meinvielle \(2012\)](#) à l'assimilation de données réalistes de SST pour optimiser la température de l'air, l'humidité, les flux radiatifs de courte et longue longueurs d'onde, les précipitations et les composantes zonales et méridiennes du vent dans un contexte climatique.

Aux échelles de temps plus courtes associées au milieu côtier, typiquement la submésos-échelle, le vent joue un rôle prépondérant dans le forçage de l'océan ([He et al., 2004](#); [Barth et al., 2008a](#); [Langlais et al., 2009a](#); [Schaeffer et al., 2011a](#)). Ainsi pour corriger la prise en compte du vent par le modèle, différents travaux ont concerné la paramétrisation de la tension du vent en optimisant le coefficient de trainée avec un filtre de Kalman étendu ([Ten Brummelhuis et al., 1993](#)), ou des méthodes adjointes associés à un modèle 1D de la couche d'Ekman ([Yu and O'Brien, 1991](#)), à un modèle 2D ([Zhang et al., 2002](#); [Chen et al., 2008](#)) ou encore à un modèle 3D dans le cas de simulation de tempête ([Peng et al., 2012](#)). L'optimisation de l'état du vent ainsi que d'autres forçages, a également été réalisée en utilisant une méthode adjointe ([Hoteit et al., 2009](#)) ou un lisseur de Kalman ([Barth et al., 2011](#)).

4.5.2 Contrôle des OBC

La gestion des conditions aux frontières ouvertes (OBC) est nécessaire lors de l'utilisation de configurations régionales imbriquées dans des configurations de plus grande emprise. Les OBC (Cf. annexe E) permettent d'apporter des connaissances supplémentaires sur l'information

entrante dans le domaine, en faisant en sorte que la solution du modèle soit compatible avec celle-ci et en permettant l'évacuation d'information sortante atteignant les frontières du domaine sans perturber la solution interne (Røed and Cooper, 1986; Blayo and Debreu, 2005). Cependant, la qualité des données extérieures a un impact important. C'est pourquoi de nombreuses études se sont intéressées à corriger ces données grâce à des méthodes d'optimisation visant à ce que la solution interne se rapproche des observations utilisées.

Dans la plupart des modèles océaniques, les OBC sont choisies localement, c'est-à-dire qu'elles dépendent de la solution du modèle près de la frontière. Or, pour un modèle hydrostatique aux équations primitives, le traitement local des frontières ouvertes est un problème mal posé car il est difficile de prouver qu'une solution unique existe, c'est-à-dire dépendante de manière biunivoque des valeurs aux frontières (Oliger and Sundström, 1978; Bennett, 1992).

L'assimilation de données permet dans ce cas d'améliorer le traitement local des OBC. Les méthodes variationnelles sont classiquement utilisées pour réaliser ce genre de travail. Elles reposent sur la formulation d'un problème inverse qui combine les observations à l'intérieur du domaine avec la dynamique du modèle pour optimiser les forçages aux OBC. Elles permettent d'introduire la dimension temporelle dans l'estimation des forçages et ainsi de tenir compte de l'évolution temporelle du système. Elles ont été associées à des modèles de courant de marée (Devenon, 1990), quasi-géostrophique (Seiler, 1993), barotrope utilisant les équations shallow water (Bennett and Chua, 1994; Shulman and Lewis, 1995; Bogden et al., 1996; Gunson and Malanotte-Rizzoli, 1996; Shulman et al., 1999) ou aux équations primitives (Taillandier et al., 2004, 2009) pour optimiser des forçages aux OBC de types barotrope ou barocline. L'utilisation de méthodes d'optimisation basées sur le filtre de Kalman ont également été développée (Ten Brummelhuis and Heemink, 1990; Ten Brummelhuis et al., 1993; Barth et al., 2010).

À notre connaissance, l'utilisation de données de radar HF pour optimiser les valeurs aux OBC n'a été réalisée qu'à trois reprises. Devenon (1990) explore la possibilité d'utiliser des vitesses de surface mesurées par radar HF pour optimiser les forçages aux frontières d'un modèle de marée et les coefficients de frottement au fond en réalisant des expériences jumelles. Hoteit et al. (2009) optimisent les valeurs aux OBC, les forçages atmosphériques et la condition initiale (Cf. section 4.4). Barth et al. (2010) optimisent les ondes de marée M2 aux frontières du domaine (Cf. section 4.4).

La plupart des études concernant l'optimisation des valeurs aux OBC utilisent des méthodes variationnelles basées sur un modèle adjoint. Celui-ci n'est pas toujours disponible et peut être difficile à formuler. Les méthodes inverses sont coûteuses en temps, en mémoire et en manipulation du code. Elles nécessitent de poser des hypothèses sur les statistiques des erreurs afin de conditionner correctement la fonction de coût à minimiser. Très peu d'études s'intéressent à l'optimisation des valeurs aux OBC de type barocline (e.g. Shulman et al., 1999).

4.6 Conclusion

Compte tenu de la multitude de variante des méthodes d'assimilation de données, il n'est pas possible d'utiliser une méthode unique pouvant s'adapter à tous les problèmes. Ainsi en fonction du modèle physique et des observations d'une part, et des moyens de calculs disponibles d'autre

part, chaque problème pourra donner naissance à sa variante.

L'assimilation des vitesses de surface mesurées par radar HF a fait l'objet de nombreuses méthodologies. Par ailleurs, l'objet de l'assimilation de données est de réduire les erreurs dans la solution d'un modèle. Les forçages atmosphériques et océaniques sont identifiés comme étant une source d'erreur importante et de nombreuses études se sont intéressées à leur optimisation.

Souvent réalisée avec des méthodes variationnelles, l'optimisation des forçages peut être faite avec des méthodes dérivées du filtre de Kalman ne nécessitant pas la formulation du modèle adjoint, en particulier la méthode de rang réduit EnPS, utilisée dans la suite.

Chapitre 5

Estimation optimale des forçages par assimilation de vitesses de surface mesurées par radar HF

Ce chapitre s'intéresse à l'optimisation du vent et des forçages aux frontières océaniques ouvertes (OBC¹) grâce à l'assimilation des vitesses de surface mesurées par radar HF. La caractérisation de l'erreur de vitesse de surface causée par des forçages incertains est réalisée à partir de simulation d'ensemble de RGLAZUR12 (section 2.1.2). Nous analyserons ensuite la capacité des vitesses radar HF à diminuer l'erreur sur les courants de surface de RGLAZUR12 avec la méthode EnPS (Assimilation of HF radar surface currents to optimize forcing in the North Western Mediterranean sea - Marmain et al., in revision).

5.1 Caractérisation de l'erreur du modèle avec les méthodes d'ensemble

En assimilation de données, la quantification des erreurs permet d'accorder le juste poids aux différentes quantités utilisées lors de l'étape d'analyse. Les méthodes d'ensemble sont particulièrement intéressantes car elles permettent d'étudier l'erreur du modèle en réponse à une perturbation sur un paramètre du modèle. Ces méthodes sont à la base de l'EnKF (section 4.2.3.2) pour quantifier les matrices de covariances d'erreur de prévision, mais peuvent également être utilisées pour étudier la sensibilité de l'erreur d'un modèle à une cause particulière. [Lamouroux \(2006\)](#) évalue de cette façon les covariances d'erreur d'un modèle océanique barotrope du golfe de Gascogne causées par des incertitudes sur les forçages atmosphériques. [Auclair et al. \(2003\)](#) quantifient l'erreur d'une configuration régionale du golfe du Lion due à des incertitudes sur la condition initiale, les caractéristiques d'un courant côtier, les forçages de vent ou les apports des fleuves. L'estimation des covariances d'erreur du modèle est équivalente à calculer les covariances entre les différents membres de l'ensemble d'états du modèle (Eq.4.49). Une décomposition en EOF de la matrice de covariance d'erreurs permet de quantifier les différentes caractéristiques

1. Open Boundary Condition

de l'erreur du modèle (Auclair et al., 2003; Lamouroux, 2006).

Ici nous ne nous intéressons pas directement à évaluer l'importance des différents modes résultant de la décomposition en EOF de l'erreur, mais plutôt à la compréhension de l'impact d'une erreur dans un forçage sur l'erreur globale du modèle. Indirectement, nous cherchons à établir s'il existe des covariances entre les forçages aux limites atmosphériques ou océaniques et les valeurs des variables calculées par le modèle. L'incertitude des forçages est représentée par un ensemble résultant de la perturbation de ceux-ci. Un ensemble d'états du modèle, issu de l'ensemble de forçage, permettra alors de quantifier l'erreur dans la solution du modèle en réponse à l'incertitude estimée du forçage. L'écart-type de l'ensemble d'état du modèle devrait en principe être du même ordre de grandeur que l'erreur du modèle. L'incertitude des forçages ou de la solution du modèle peut être évaluée en les comparant avec des observations, pas forcément disponibles.

5.1.1 Génération de l'ensemble

Nous utilisons la configuration RGLAZUR12 (section 2.1.2) pour générer un ensemble d'états du modèle à partir des perturbations de forçages de vent ou des valeurs aux OBC sur la période Novembre-Décembre 2011.

5.1.1.1 Perturbation des forçages

Les incertitudes sur les forçages de vent ou les forçages océaniques sont de natures très différentes. Différentes méthodes peuvent être utilisées pour créer les perturbations. Pour le vent, une méthode assez répandue consiste à décomposer les champs de vitesse de vent zonale U^w et méridienne V^w en EOF relativement à leur moyenne temporelle. Les perturbations sont obtenues en perturbant les modes spatiaux des EOF en les multipliant par des séries temporelles aléatoires (e.g. Auclair et al., 2003; Barth et al., 2008a; Béal et al., 2010). Cette méthode aboutit à des perturbations dynamiquement consistantes sans créer de conditions de vent irréalistes. Mais chaque mode spatial issu de la décomposition EOF, basée sur la décomposition en modes orthogonaux de variabilité, peut mélanger différentes échelles temporelles si celles-ci expliquent la même variance du signal étudié. Par conséquent, il n'est pas possible de sélectionner des échelles temporelles particulières avec cette méthode.

La méthode que nous considérons ici est basée sur la perturbation de structures spatiales dans le domaine des forçages associés à des fréquences temporelles particulières. Cette méthode a déjà été appliquée pour perturber le vent de surface (Barth et al., 2011) et elle le sera également aux valeurs des forçages aux OBC. Cette façon de procéder, basée sur la décomposition en séries de Fourier, permet d'assurer la compatibilité de la structure spatiale des perturbations avec les échelles temporelles associées.

Soit $\mathbf{x}(\vec{x}, t)$ un signal représentant le forçage à perturber. Il peut être représenté comme la somme sur les fréquences, d'indice k , du produit d'une série temporelle sinusoïdale ne dépendant que de la fréquence temporelle et de la structure spatiale associée à cette fréquence représentée

par les coefficients de Fourier. $\mathbf{x}(\vec{x}, t)$ s'écrit

$$\mathbf{x}(\vec{x}, t) = \sum_k \mathbf{a}_k(\vec{x}) \exp(i\omega_k t) \quad (5.1)$$

où $\mathbf{a}_k(\vec{x})$ est le coefficient de Fourier complexe associé à la pulsation ω_k telle que

$$\omega_k = 2\pi f_k = \frac{2\pi k}{T_0} \quad k = \frac{-k_{max}}{2}, \dots, \frac{k_{max}}{2} - 1 \quad (5.2)$$

où f_k est la $k^{ième}$ fréquence contenue dans le signal de durée $T_0 = k_{max} \times \Delta t$. k_{max} représente le nombre de pas de temps disponibles dans le forçage pour la période considérée et Δt la période d'échantillonnage.

Pour chaque f_k , on crée une série aléatoire complexe $Z_k(t)$ présentant une longueur de corrélation temporelle dépendant de la fréquence, $T_k = \frac{2\pi}{|\omega_k|}$, une moyenne nulle et une variance unitaire. Les parties réelles et imaginaires des séries temporelles aléatoires ont une covariance de la forme :

$$C_T(t, t') = e^{-\frac{(t-t')^2}{T_k^2}} \quad (5.3)$$

Les séries $Z_k(t)$ sont en fait construites en multipliant un vecteur aléatoire de distribution normale à la matrice de covariance C_T (Evensen, 1994, 2003).

Les perturbations sont obtenues en calculant

$$\mathbf{x}_p(\vec{x}, t) = \alpha \operatorname{Re} \left(\sum_k \mathbf{a}_k(\vec{x}) Z_k(t) \right) \quad (5.4)$$

Avec ce type de perturbation, on considère que l'incertitude dans le champ de forçage de référence est principalement causée par des erreurs sur la phase et l'amplitude des processus sous-jacents plutôt que des erreurs sur la variabilité et que l'erreur dans le champ de forçage présente des échelles spatiales et temporelles similaires à celles du forçage de référence.

L'amplitude des perturbations créées est ajustée avec le coefficient α qui permet d'exprimer l'amplitude de l'erreur comme une portion de la variabilité temporelle du forçage de référence (Cf. annexe B). Si $\alpha=1$, on considère alors que l'erreur dans le champ de forçage est du même ordre de grandeur que sa variabilité temporelle. Ce coefficient doit en pratique subir un réglage précis pour obtenir des perturbations réalistes.

Les forçages perturbés sont obtenus en ajoutant la perturbation au forçage de référence.

Cette méthode de perturbation est alors appliquée aux composantes U^w et V^w du forçage de vent sur tout le domaine du modèle et aux valeurs de température (T^{obc}), salinité (S^{obc}), vitesse zonale (U^{obc}) et méridienne (V^{obc}) et élévation de la surface (η^{obc}) sur la frontière Est du domaine. Les variables de l'OBC Est ne sont perturbées que sur la partie Nord du domaine et uniquement dans la couche de sub-surface, c'est-à-dire dans la zone d'écoulement du CN.

Les forçages originaux, que nous qualifierons d'ébauche (notés b) sont perturbés sur la période d'étude, allant du 1 Novembre au 31 Décembre 2011. Toutes les périodes contenues entre le pas

de temps minimum des forçage (3h pour le vent, 1 jour pour les OBC) et 30 jours sont perturbées.

Des moyennes temporelles seront calculées dans la suite sur la période du 15 Novembre au 15 Décembre 2011 afin de considérer un spin-up d'ensemble nécessaire pour obtenir une dispersion suffisante entre les membres et correspond à la période de l'étude que nous mènerons dans la section 5.2.

5.1.1.2 Ensemble d'état du modèle

Pour chaque forçage perturbé, une simulation est réalisée sur la période 1 Novembre - 31 Décembre 2011 à partir de la même condition initiale pour chaque membre, issue d'une période de spin-up préalable de 4 mois. Ces simulations constituent l'ensemble d'états du modèle. Nous nous sommes intéressé à la sensibilité de l'erreur du modèle par rapport à l'amplitude des perturbations introduites dans les forçages de vent (*WindE1*, *WindE2*) et d'OBC (*ObcE1*, *ObcE2*).

Les forçages atmosphériques ont une fréquence de 3 h alors que les valeurs aux frontières de 1 jour. De plus les courants de surface dépendent fortement du vent qui présente une variabilité importante. Pour découpler l'impact des perturbations du vent par rapport à celle des OBC, trois simulations (*ObcS1*, *ObcS2*, *ObcS3*) ont été réalisées à partir de forçages atmosphériques lissés sur un jour pour filtrer la variabilité du vent. Cependant, afin d'obtenir une solution consistante, ces simulations ont également fait l'objet d'un spin-up de 4 mois. Les expériences sont résumées dans la Table 5.1

TABLE 5.1 – *Récapitulatif des expériences d'ensemble.*

Expériences	paramètres perturbés	α
<i>WindE1</i>	U^w, V^w	0.3
<i>WindE2</i>	U^w, V^w	0.5
<i>ObcE1</i>	$U^{obc}, V^{obc}, T^{obc}, S^{obc}, \eta^{obc}$	0.5
<i>ObcE2</i>	$U^{obc}, V^{obc}, T^{obc}, S^{obc}, \eta^{obc}$	1
<i>ObcS1</i>	$U^{obc}, V^{obc}, T^{obc}, S^{obc}, \eta^{obc}$	0.5
<i>ObcS2</i>	$U^{obc}, V^{obc}, T^{obc}, S^{obc}, \eta^{obc}$	1
<i>ObcS3</i>	$U^{obc}, V^{obc}, T^{obc}, S^{obc}, \eta^{obc}$	1.5

5.1.2 Analyse des erreurs du modèle

Malgré un usage plus répandu des vitesses cartésiennes, l'analyse des erreurs sera limitée à la variable observée, c'est-à-dire la vitesse radiale. Dans cette étude, l'analyse des erreurs sera principalement axée sur trois points :

- la dispersion de l'ensemble autour de sa moyenne pour quantifier l'erreur du modèle en réponse à une perturbation ;
- l'estimation des covariances entre les vitesses de surface dans la zone d'observation et les variables à corriger ;
- la vérification du respect des hypothèses de gaussianité des erreurs et de la linéarité de l'opérateur d'observation.

5.1.2.1 Erreurs dues à une perturbation du vent

Pour comprendre l'impact de l'amplitude de l'erreur du forçage, nous nous intéressons à deux perturbations correspondant à $\alpha = 0.3$ (WindE1) et $\alpha = 0.5$ (WindE2).

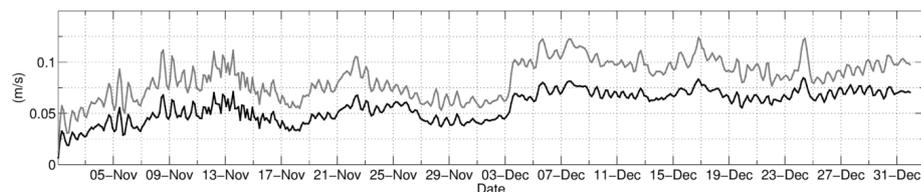
Écart-type de l'ensemble

L'erreur du modèle peut être évaluée à partir de la dispersion de l'ensemble autour de sa moyenne. En effet, la variance d'ensemble correspond à la diagonale de la matrice de covariance, d'où l'on déduit l'écart-type par :

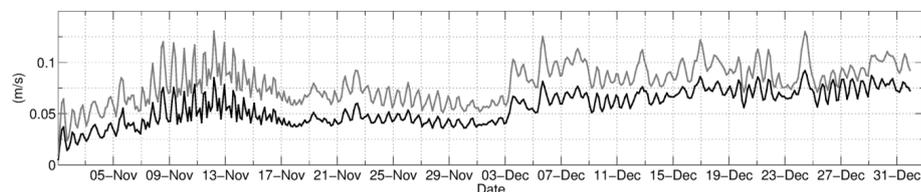
$$SPD = \sqrt{\langle (\psi - \langle \psi \rangle)^2 \rangle} \quad (5.5)$$

où ψ représente une variable quelconque et $\langle . \rangle$ représente la moyenne d'ensemble.

L'évolution de SPD calculé sur les vitesses radiales et moyenné sur tous les points d'espace à chaque instant, est montrée sur la Fig. 5.1 pour *WindE1* et *WindE2*. Dans les deux cas, l'ensemble se disperse rapidement, mais avec des valeurs deux fois plus élevées pour $\alpha = 0.5$ (5 cm/s le premier jour). Cela montre que les effets du vent sont "ressentis" par le modèle avec des échelles de temps très courtes et que par conséquent, l'erreur du modèle due au vent apparaît avec la même échelle de temps. Nous observons ensuite que les écart-types d'ensemble évoluent de la même façon avec des valeurs de SPD plus grande pour $\alpha = 0.5$. Ainsi, plus l'incertitude sur le vent est élevée et plus les erreurs du modèle sont grandes. Notons également que des oscillations, avec une période d'environ 17 h, sont présentes, correspondant à la bande de fréquence inertielle, et peuvent être interprétées comme un déphasage des oscillations d'inertie entre les différents membres de l'ensemble de courant.



(a) PEY



(b) BEN

FIGURE 5.1 – Évolution temporelle des écart-types de l'ensemble des vitesses radiales en réponse à des perturbations du vent pour *WindE1* ($\alpha = 0.3$, noir) et *WindE2* ($\alpha = 0.5$, gris).

La distribution spatiale de l'erreur est également évaluée en calculant en chaque point d'espace la moyenne temporelle de SPD pour les vitesses radiales sur la période 15 Novembre-15 Décembre 2011 (Fig. 5.2). Nous observons là-aussi que les distributions spatiales de SPD pour les stations PEY et BEN sont généralement plus grandes pour les plus grandes incertitudes dans le vent.

Elles se répartissent dans les zones où la plus grande variabilité temporelle de l'ébauche est observée sur la période. En effet, la partie Ouest correspond à l'emplacement d'une structure tourbillonnaire ayant une signature en moyenne mensuelle, et la partie Sud est située au Sud de la veine du CN.

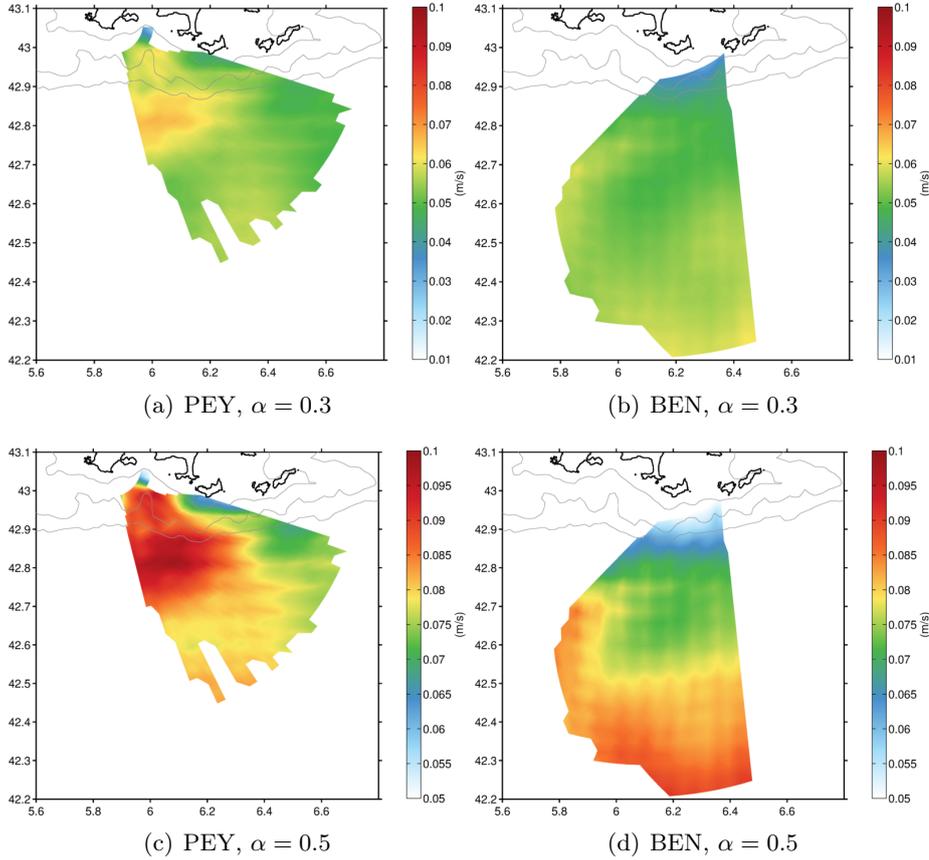


FIGURE 5.2 – Distribution spatiale des écart-type de l'ensemble des vitesses radiales de PEY (gauche) et BEN (droite) en réponse à des perturbations du vent pour $\alpha = 0.3$ (haut) et $\alpha = 0.5$ (bas)

Nous remarquons que malgré les perturbations réalistes du vent utilisées pour créer l'ensemble de courant, les valeurs des écart-types de l'ensemble du modèle restent inférieures aux erreurs estimées à partir de la différence entre le modèle et les observations (section 2.3.1). Nous interprétons ce résultat par le fait que d'autres erreurs ont un impact dans l'erreur du modèle et que les perturbations de vent ne sont pas suffisantes pour la reproduire.

Covariances spatiales d'ensemble entre le vent et l'état du modèle

La quasi-simultanéité de la réponse de l'océan au vent nous suggère de considérer les covariances spatiales entre les vitesses radiales et le vent. Les fonctions de représentation sont habituellement utilisées pour représenter les corrections apportées par une observation à l'ensemble des variables à corriger (e.g. Echevin et al., 2000; Mourre et al., 2004). Ici, nous nous limitons à l'estimation des covariances entre une observation du courant en un point et le vent sur tout le domaine de façon à vérifier que la covariance entre le modèle à l'endroit des observations

et le vent n'est pas nulle, ce qui impliquerait que le terme \mathbf{SE}^T de l'Eq. 4.65 soit nul, ainsi que la correction.

La covariance d'ensemble entre les vitesses radiales des stations PEY et BEN en un point représentatif du domaine et les composantes zonales et méridienne de la vitesse du vent pour une date particulière est montrée Fig. 5.3. On observe que les covariances les plus fortes concernent les vitesses radiales de PEY avec la composante U^w . Ces covariances diminuent en s'éloignant du point d'observation. Ce résultat est également valable pour les covariances entre les vitesses radiales de la station PEY et la composante V^w , avec des valeurs de covariance plus faibles. Pour les vitesses radiales de la station BEN, nous observons que les covariances entre le courant et le vent sont essentiellement non locales.

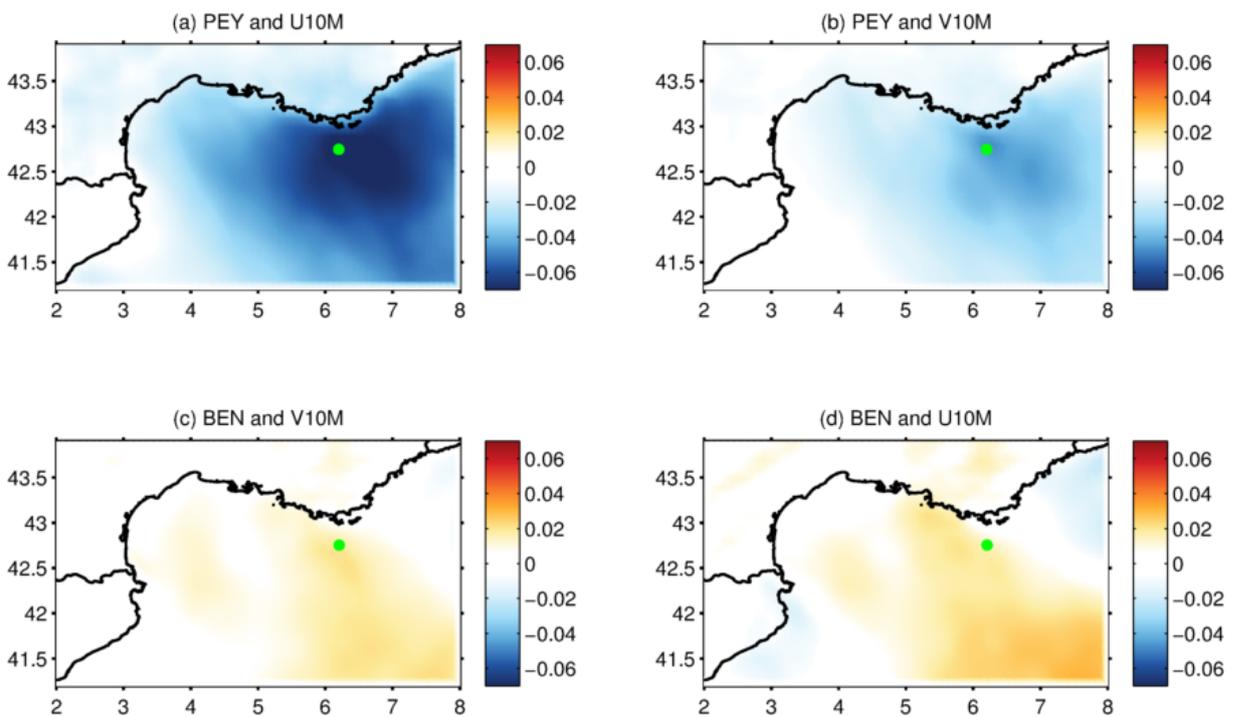


FIGURE 5.3 – Covariances d'ensemble ($m^2.s^{-2}$) entre les vitesses radiales des stations PEY et BEN au point $6.2^\circ E - 42.75^\circ N$ (point vert) et les composantes U^w et V^w du vent le 19 Novembre 2011 à 13h00.

Ces observations de covariance entre le courant et le vent suggèrent que l'assimilation de donnée pourra corriger le vent à partir des observations de courant. De plus, les covariances sont plus importantes entre les vitesses radiales de la station PEY et le vent laissant présager que les observations de la station PEY pourraient avoir un impact plus important dans l'assimilation de données.

Linéarité de l'opérateur d'observation

L'utilisation du filtre de Kalman, basée sur une analyse BLUE, repose notamment sur l'hypothèse que les erreurs du modèle sont distribuées de manière gaussienne sans biais. Dans le cadre des méthodes d'ensemble, l'erreur est évaluée par l'écart entre les membres et la moyenne de l'ensemble. Nous représentons ces distributions sur la Fig.5.4 pour $WindE1$ et $WindE2$.

L'ensemble des vitesses radiales est distribué de manière gaussienne sans biais significatif pour les deux perturbations. L'écart-type de la gaussienne est, comme pour le *SPD*, plus élevé pour $\alpha = 0.5$ traduisant une plus grande dispersion de l'ensemble de courant.

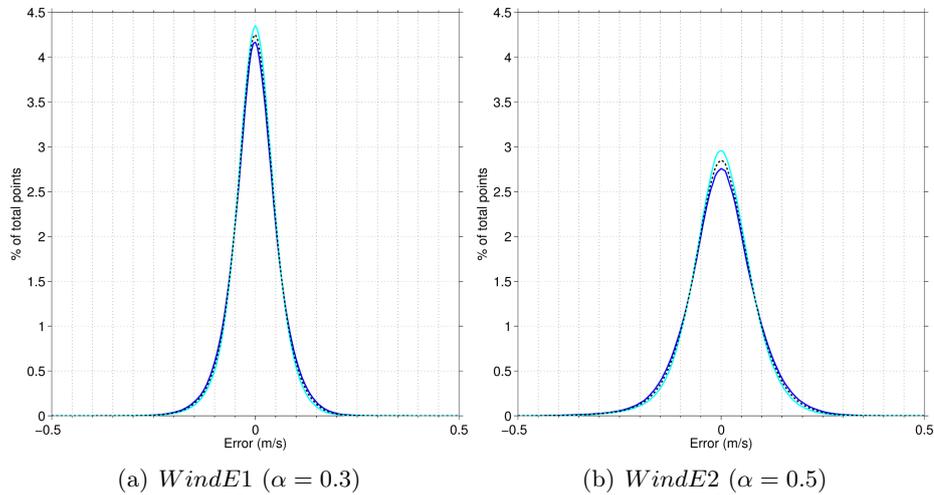


FIGURE 5.4 – Distribution des valeurs de la différence entre les membres de l'ensemble et la moyenne d'ensemble pour les expériences *WindE1* et *WindE2*, pour les station *PEY* (bleu clair) et *BEN* (bleu foncé)

Pour montrer que l'analyse est sans biais, il faut vérifier l'égalité de l'Eq. 4.68. Nous calculons pour cela l'évolution temporelle de l'écart quadratique moyen (*RMSD*) entre les deux membres de cette égalité (Fig. 5.5). Ces *RMSD* augmentent lentement en début de période. Nous observons des valeurs plus fortes sur les périodes 12-13 Novembre et 24-27 Novembre, puis à partir du 10 Décembre (de l'ordre de 0.05 m/s). Sur la période du 15 Novembre au 15 Décembre le *RMSD* moyen est de 0.03 m/s. Nous notons également la présence d'oscillations dans la bande inertielle.

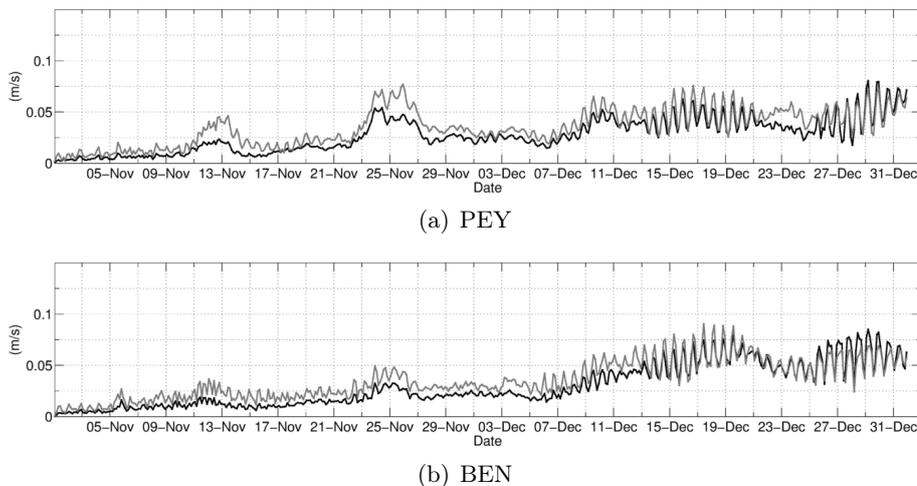


FIGURE 5.5 – Evolution temporelle du *RMSD* en réponse à des perturbations du vent pour $\alpha = 0.3$ (noir) et $\alpha = 0.5$ (gris).

Pour la période du 15 Novembre au 15 Décembre 2011, la distribution spatiale du *RMSD*

(Fig. 5.6) indique qu'il existe des zones où les non-linéarités de l'opérateur d'observation sont plus importantes et où elles sont amplifiées quand les incertitudes sur le vent augmentent. Aucune zone caractéristique de la circulation générale n'est identifiable.

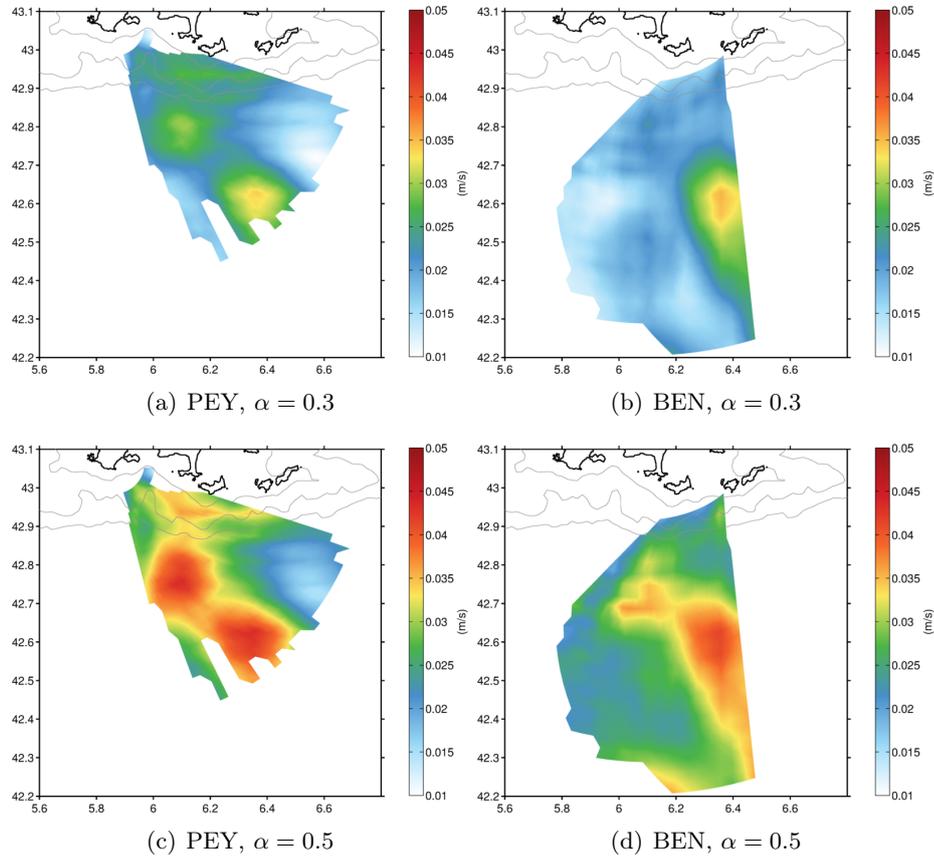


FIGURE 5.6 – Distribution spatiale du RMS entre l'ébauche et la moyenne d'ensemble des vitesses radiales de PEY (gauche) et BEN (droite) en réponse à des perturbations du vent pour $\alpha = 0.3$ (haut) et $\alpha = 0.5$ (bas).

Ainsi l'existence possible de non-linéarités devra nous alerter lors de l'interprétation de l'état analysé. En effet, ces non-linéarités peuvent entraîner un biais dans l'état analysé qui ne correspondra plus au maximum de vraisemblance et pourra avoir une faible probabilité.

5.1.2.2 Erreurs causées par une perturbation sur l'OBC

Écart-type de l'ensemble

Le calcul des écart-type des ensembles *ObsS1*, *ObsS2* et *ObsS3* est montré sur la Fig. 5.7. Les valeurs de *STD* dépendent encore de l'incertitude introduite dans les forçages et sont d'autant plus élevées que les forçages sont incertains. Au moins deux jours sont nécessaires pour que l'ensemble commence à se disperser. Ensuite le *STD* augmente lentement atteignant des valeurs de l'ordre de 0.05 m/s en fin de période. Les différences entre les trois ensembles sont plus nettes pour les vitesses radiales de la station PEY. De plus les valeurs de *STD* pour les trois perturbations imposées à l'OBC convergent sur la fin de la période. Ce résultat n'est pas trivial et indique qu'après un certain temps d'incrémentations du modèle, des incertitudes d'amplitudes

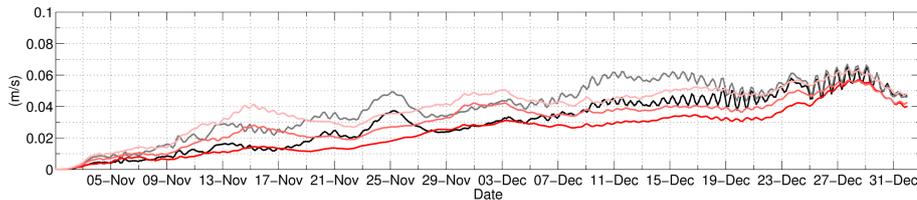
différentes dans les forçages conduisent à des erreurs similaires dans le modèle.

L'analyse des écarts-types des ensembles $ObcE1$, $ObcE2$ (Fig. 5.7) montre que le vent influe sur l'amplitude de l'erreur du modèle. En effet, pour α fixé, l'erreur est plus importante pour un vent non lissé. En particulier, l'amplitude des oscillations dans la bande inertielle est plus grande. Dans ce cas aussi STD converge vers la même valeur pour les deux ensembles, mais plus rapidement que dans le cas où les forçages atmosphériques sont lissés. Par ailleurs, pour deux valeurs de α successives, la différence des erreurs n'excède pas 0.01 m/s.

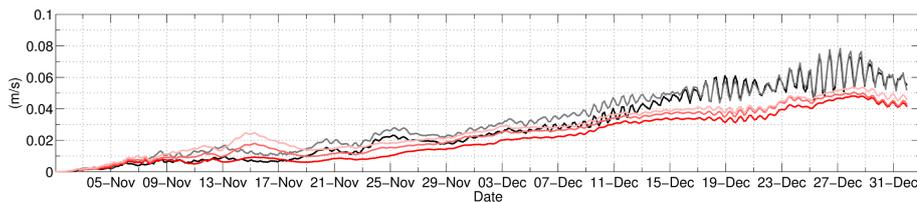
La distribution spatiale des erreurs dues à des incertitudes sur les valeurs aux OBC, pour les ensembles $ObcE1$ et $ObcE2$, est montrée sur la Fig. 5.8. Les erreurs sont distribuées de manière similaire aux erreurs dues au vent mais avec des structures spatiales mieux définies et une amplitude inférieure d'un facteur 2. Dans ce cas, l'amplitude des écart-types est également plus élevée quand α augmente.

Nous retiendrons dans le cas de la perturbation des OBC que

- l'erreur du modèle augmente avec l'incertitude sur les forçages ;
- l'erreur converge après un certain temps d'incrémentation ;
- le vent contribue à l'erreur du modèle due à des incertitudes aux OBC ;
- le vent permet de faire converger l'erreur plus rapidement.



(a) PEY



(b) BEN

FIGURE 5.7 – Évolution temporelle des écart-types de l'ensemble des vitesses radiales en réponse à des perturbations des OBC avec des forçages atmosphériques lissés sur 1 jour pour $ObcS1$ ($\alpha = 0.5$, rouge), $ObcS2$ ($\alpha = 1$, rose foncé) et $ObcS3$ ($\alpha = 1.5$, rose clair) et des forçages atmosphériques non lissés pour $ObcE1$ ($\alpha = 0.5$, noir) et $ObcE2$ ($\alpha = 1$, gris).

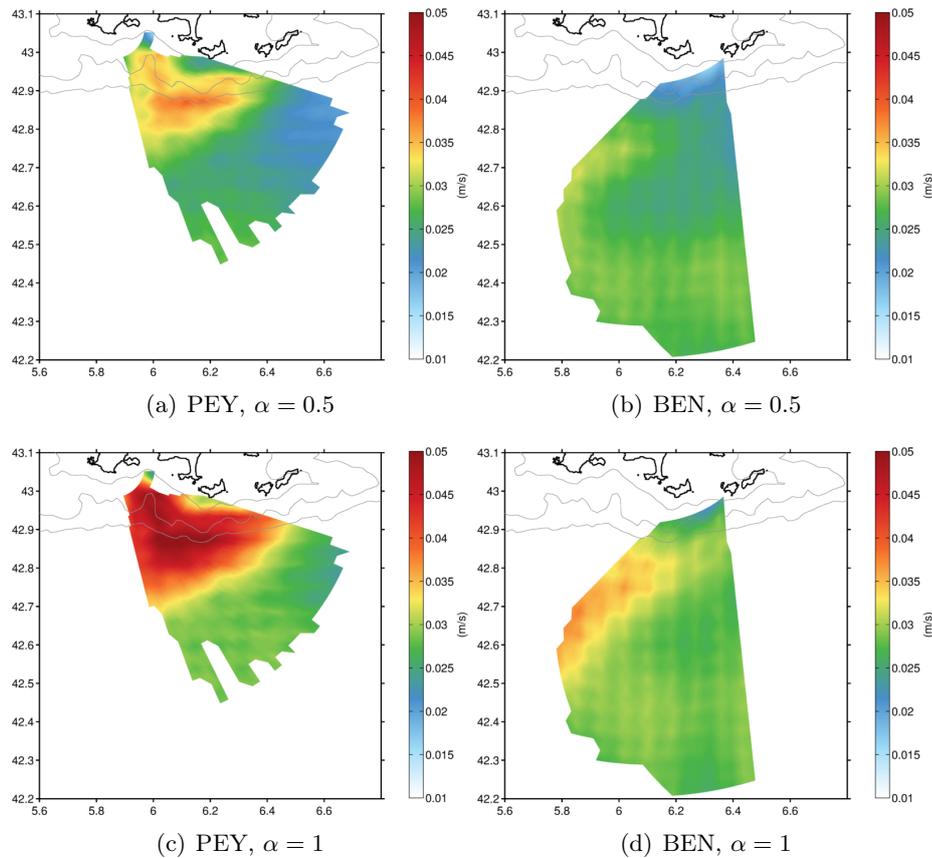


FIGURE 5.8 – Distribution spatiale des écart-types de l'ensemble des vitesses radiales de PEY (gauche) et BEN (droite) en réponse à des perturbations des OBC pour *ObcE1* ($\alpha = 0.5$, haut) et *ObcE2* ($\alpha = 1$, bas)

Covariances entre les valeurs aux OBC et dans la zone d'observation

Dans le cas où l'évolution temporelle est prise en compte, les covariances peuvent être estimées indirectement², par exemple en tenant compte du sens de l'écoulement du courant côtier.

Une échelle de temps de la propagation de l'information de la frontière Est vers la zone d'observation peut être estimée si on fait l'hypothèse que l'information est propagée par la veine de courant. En considérant que le courant moyen dans la veine est de 0.25 m/s et une distance moyenne de 100 km entre la frontière Est et la zone d'observation, il faut environ 4.5 jours pour qu'une information provenant de la frontière Est parvienne dans le domaine d'observation. En réalité, l'hypothèse d'advection pure est trop restrictive et ces échelles de temps peuvent être divisées d'un facteur 2 comme nous pouvons le constater sur la Fig. 5.7.

Linéarité de l'opérateur d'observation

Les distributions des écarts entre les vitesses radiales des membres de l'ensemble et la moyenne d'ensemble sont représentées sur la Fig. 5.9 pour les ensembles *ObcE1* et *ObcE2*. Comme pour

2. L'estimation des fonctions de représentation est plus compliquée car elle nécessite de disposer du modèle adjoint de façon à pouvoir rétro-propager l'information de la zone d'observation vers la zone de correction (e.g. Echevin et al., 2000; Bennett, 1992)

les perturbations du vent, les distributions sont gaussiennes avec un écart-type plus important pour les incertitudes les plus grandes.

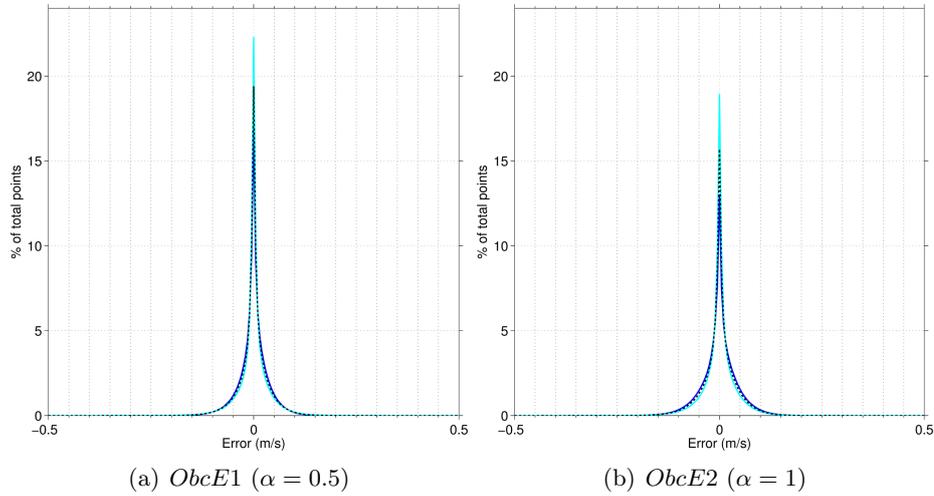
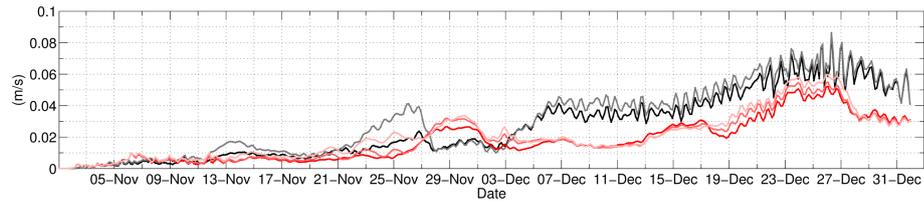


FIGURE 5.9 – Distribution des valeurs de la différence entre les membres de l'ensemble et la moyenne d'ensemble pour *ObcE1* et *ObcE2*, pour les station *PEY* (bleu clair) et *BEN* (bleu foncé)

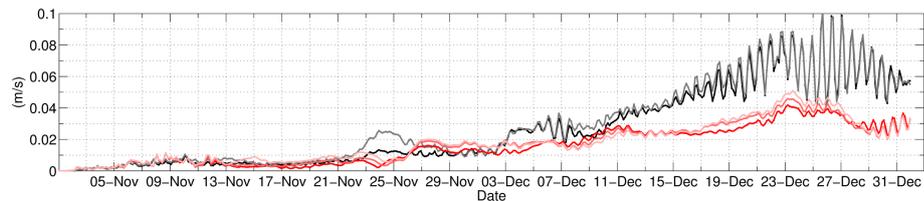
La linéarité de l'opérateur d'observation peut également être testée en calculant le *RMSD* entre les deux membres de l'égalité de l'Eq. 4.68. Intéressons nous d'abord au cas où les forçages atmosphériques sont lissés sur 1 jour (Fig. 5.10). Comme pour les *SPD*, un temps de l'ordre de deux jours est nécessaire pour constater l'apparition de non linéarités. Celles-ci augmentent avec le temps mais l'amplitude des perturbations aux OBC ne semblent pas avoir un impact important sur elles, puisqu'à certains moments les valeurs de *RMSD* correspondant à l'incertitude la plus faible sont supérieures aux autres *RMSD* (e.g. 1-17 Décembre pour *PEY*). De plus les non linéarités évoluent de manière différente pour les deux stations.

L'utilisation de forçages atmosphériques non lissés ne conduit pas à des différences significatives avec les résultats précédents, au cours du premier mois de simulations. Les valeurs de *RMSD* restent proches, parfois même confondues, pour toutes les simulations. Notons également l'amplification significative des oscillations de *RMSD* dans la bande inertielle sur la deuxième partie du mois de décembre, beaucoup plus marquées sur les vitesses radiales issues de *BEN* et pour les expériences *ObcE1* et *ObcE2*.

La distribution spatiale du *RMSD* entre les deux membres de l'égalité de l'Eq. 4.68 sur la période du 15 novembre au 15 décembre 2011 (Fig. 5.11) montre que dans le cas d'incertitudes aux OBC, il existe des zones où les non-linéarités sont plus importantes en moyenne. En observant l'évolution temporelle du *RMSD* sur la période considérée, les non-linéarités sont peu sensibles à l'amplitude des incertitudes sur cette période. Comme pour le vent et les *STD*, nous ne distinguons aucune structure particulière de la circulation générale.



(a) PEY



(b) BEN

FIGURE 5.10 – Évolution temporelle de la linéarité de l'opérateur d'observation des vitesses radiales en réponse à des perturbations des OBC avec des forçages atmosphériques lissés sur 1 jour pour *ObsS1* ($\alpha = 0.5$, rouge), *ObsS2* ($\alpha = 1$, rose foncé) et *ObsS3* ($\alpha = 1.5$, rose clair) et des forçages atmosphériques non lissés pour *ObsE1* ($\alpha = 0.5$, noir) et *ObsE2* ($\alpha = 1$, gris).

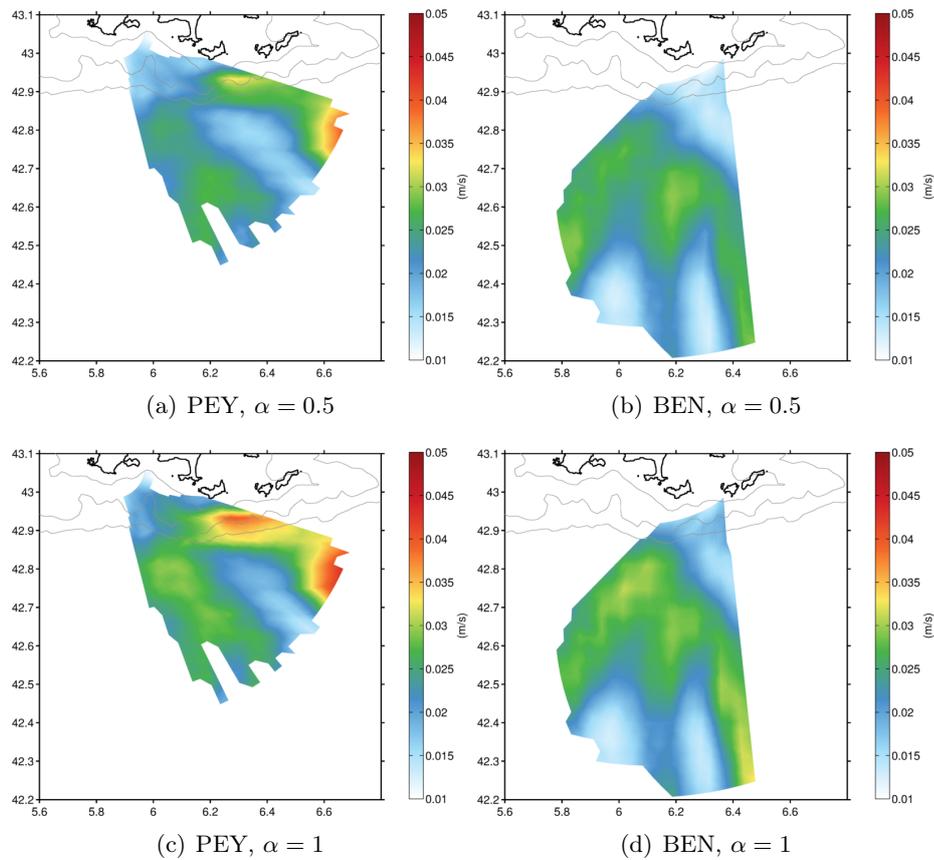


FIGURE 5.11 – Distribution spatiale du RMS entre l'ébauche et la moyenne d'ensemble des vitesses radiales de PEY (gauche) et BEN (droite) en réponse à des perturbations des OBC pour $\alpha = 0.5$ (haut) et $\alpha = 1$ (bas).

5.1.2.3 Discussion

L'impact des incertitudes des forçages sur la solution du modèle est clairement montré. La réponse du modèle au vent se fait à des échelles de temps très courtes ($\mathcal{O}(1h)$) et par conséquent l'erreur du modèle due au vent apparaît aux mêmes échelles de temps. Dans le cas des OBC, la réponse du modèle dans la zone d'observation se fait à partir de 2 jours, correspondant au temps nécessaire pour qu'une information à la frontière se propage jusqu'à l'entrée de la zone d'observation. Les erreurs du modèle sont d'un ordre de grandeur deux fois supérieur pour des incertitudes dues au vent comparées à celles dues à des incertitudes sur les OBC. L'erreur du modèle due à des incertitudes sur les OBC montre également une sensibilité à la variabilité temporelle du vent. La distribution spatiale des erreurs est assez proche pour les deux perturbations mais beaucoup plus étendue dans le cas du vent. Dans les deux cas, il n'est pas possible de reproduire l'amplitude des erreurs du modèle obtenues par comparaison avec les observations, ce qui indique que les erreurs présentes dans le modèle proviennent également d'autres sources d'incertitudes que nous n'avons pas encore identifiées.

Compte tenu de la simultanéité de la réponse du modèle au vent, l'étude des covariances spatiales entre le courant et le vent nous permet d'obtenir un proxy des fonctions de représentation pour estimer l'impact d'une observation dans la correction globale. Dans le cas des forçages aux frontières, leur covariance avec le courant dans la zone d'observation est estimée qualitativement en considérant le temps nécessaire pour qu'une information soit propagée de la frontière à la zone d'observation.

Quelques soient les incertitudes introduites dans les forçages de vent ou aux OBC, les membres des ensembles se répartissent de manière gaussienne. Cependant la vérification de l'égalité représentée par la relation 4.68 indique que les non-linéarités dépendent assez peu des incertitudes dans les forçages, qui augmentent avec le temps et convergent vers une valeur identique quelque soit la perturbation. De plus, au bout d'un mois de simulation, les non-linéarités dues aux incertitudes sur les valeurs aux OBC sont plus importantes que celles dues aux incertitudes du vent. Certaines zones spatiales, différentes en fonction de l'origine des incertitudes, montrent des non-linéarités plus importantes.

L'augmentation des erreurs et des non-linéarités après une période relativement longue d'incrémentement du modèle ($\mathcal{O}(1 \text{ mois})$) peut s'expliquer par le fait que dans chaque membre de l'ensemble vont apparaître des régimes de circulation de plus en plus différents (structures de méso-échelle). Les méthodes d'ensemble sont basées sur l'hypothèse de "petites perturbations", mais cette hypothèse n'est plus valable à partir d'un certain temps, car soit les erreurs introduites dans l'ensemble ne sont plus représentatives des erreurs du modèle, soit les erreurs introduites par les non linéarités sont prédominantes sur les erreurs intrinsèques du modèle. Dans le cas de l'utilisation d'un ensemble en assimilation de données, les non-linéarités peuvent entraîner un biais dans l'état analysé. Celui-ci ne correspondra alors plus au maximum de vraisemblance donné par une analyse BLUE.

5.2 Assimilation de courants de surface mesurés par radar HF pour l'optimisation de forçages en Méditerranée Nord Occidentale (Marmain et al., en révision)

Ce manuscrit a été soumis à la revue "Nonlinear Processes in Geophysics" et utilise les ensembles décrits précédemment avec la méthode EnPS pour assimiler les vitesses radiales mesurées par deux radar HF le long de la côte provençale dans la configuration régionale de la Méditerranée Nord Occidentale RGLAZUR12. Le but est de contraindre les courants de surface en contrôlant d'une part le vent à la surface du domaine et d'autre part les valeurs aux OBC. Pour la première fois, l'assimilation d'observations par radar HF est réalisée en Méditerranée. Les performances de la méthode sont évaluées dans un premier temps en réalisant des expériences jumelles. L'assimilation des observations est ensuite réalisée et conduit à des améliorations significatives évaluées en calculant les différences entre les observations et les simulations libres ou assimilées.

Assimilation of HF radar surface currents to optimize forcing in the North Western Mediterranean sea

J. Marmain^{1,2}, A. Molcard^{1,2}, P. Forget^{1,2}, and A. Barth³

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

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

³GeoHydrodynamics and Environment Research (GHER),MARE, Liège, Belgium

Abstract. HF radar measurements are used to optimize surface wind-forcing and baroclinic Open Boundary Condition-forcing in order to constrain model coastal surface currents. This method is applied to a North Western Mediterranean (NWM) regional primitive equation model configuration. A new radar data set, provided by two radars deployed in the Toulon area (France), is used. To our
5 knowledge, this is the first time that radar measurements of the NWM sea are assimilated into a circulation model. Special attention has been paid to the improvement of the model coastal current in terms of speed and position. The data assimilation method uses an ensemble Kalman smoother to optimize forcing in order to improve the model trajectory. Twin experiments are initially performed to evaluate method skill. Real measurements are then fed into the circulation model and significant
10 improvements of model surface currents, when compared to observations, are obtained.

1 Introduction

The coastal dynamic of the North Western Mediterranean (NWM) sea has been studied over the last decades by observation (e.g., Millot, 1999; Petrenko, 2003; Sammari et al., 1995; Allou et al., 2010),
15 modelling (Echevin et al., 2003; Casella et al., 2011; Ourmières et al., 2011; Pairaud et al., 2011) or a combination of both (Schaeffer et al., 2011b; Guihou et al., 2013). The NWM is a micro-tidal sea (e.g., Alberola et al., 1995) and its dynamic is mainly governed by wind-forcing and by the action of the Northern Current (NC), which is the northern branch of the general circulation of the NWM sea (Millot, 1999). The NC is a quasi-permanent density current which originates in the eastern part of the NWM and forms a large-scale loop. Bathymetric constraints operate on the northern, western
20 and southwestern sides of its path. This geostrophic current can experience a strong variability in this particular region, due to the steep topography and the irregular coastline, and to the atmospheric

forcing. The NC varies in strength and width, its meandering can generate eddies, and its separation in the vicinity of Toulon (Fig. 1) controls water fluxes at the entrance of the Gulf of Lion (GoL). Several of the above studies were carried out in the GoL or off-Nice. However the dynamics of the
25 NC in the intermediate area, typically in the region off-Toulon, is poorly documented. Since May 2010, a HF radar system has been deployed in this region in an attempt to fill this void, allowing the gathering of continuous and synoptic observations of surface currents up to 100 km off the coastline with typical temporal and spatial resolutions of 1 h and 3 km, respectively.

Scientific interest in the assimilation of HF radar measurements in hydrodynamical models has
30 been growing over the last few years. Various assimilation methods have been developed based on nudging (Lewis et al., 1998), Kalman filtering using parametrized (Paduan and Shulman, 2004; Shulman and Paduan, 2009) or ensemble (Breivik and Sætra, 2001; Oke et al., 2002b; Barth et al., 2008a) error covariances, and the application of adjoint-based methods (Kurapov et al., 2003; Hoteit et al., 2009).

35 The method applied herein consists in optimizing the wind-forcing and lateral boundary-forcing components of a numerical regional primitive equation model in order to minimize differences between model and radar-derived surface currents.

Wind optimization is an important issue as, in coastal zones, surface wind errors can explain a large part of model error regarding surface currents (He et al., 2004; Barth et al., 2008b). Such optimization can be achieved by correcting the surface wind field (Barth et al., 2011) or the parameters
40 governing the wind-sea momentum transfer, e.g. drag coefficient (Ten Brummelhuis et al., 1993; Peng et al., 2012).

Similarly, Open Boundary Condition (OBC) optimization can be achieved by correcting the OBC values themselves or by correcting the OBC's formulation and discretization. This last approach has
45 been addressed several times (e.g., Orlanski, 1976; Flather, 1976; Marchesiello et al., 2001; Blayo and Debreu, 2005). It consists in a numerical treatment of oceanic boundaries allowing the removal of the perturbations generated inside the model domain without deterioration of the inner model solution (Røed and Cooper, 1986). Research in this field is still ongoing. Instead of pursuing this approach further, we shall address the first approach, i.e. the optimization of time-dependent OBC values.
50 This has been achieved previously in barotropic models (e.g., Seiler, 1993; Ten Brummelhuis et al., 1993; Gunson and Malanotte-Rizzoli, 1996; Bogden et al., 1996; Taillandier et al., 2004) and, more rarely, in baroclinic models (e.g., Shulman et al., 1999; Taillandier et al., 2009).

Variational methods (e.g., Le Dimet and Talagrand, 1986) are often preferred to address forcing optimization problems. The adjoint model technique is the most often used but, depending
55 on the model, it can sometimes be difficult to formulate (Shulman et al., 1999). An other way of solving optimization problems is by the application of a Kalman filter (e.g., Gelb, 1974). However, in its original form, this technique has a prohibitively high computational burden to be used in geophysical applications. The development of reduced rank methods such as ensemble methods

(Evensen, 1994) allows to reduce this computational cost because only a limited number of model
60 states ($\mathcal{O}(100)$) needs to be stored in order to achieve an accurate estimate of error covariance ma-
trices. Moreover, ensemble methods are efficient for dealing with error propagation in non-linear
models.

Recently, the Ensemble Perturbation Smoother (EnPS) has been developed to optimize stationary
tidal boundary conditions of a hydrodynamical model of the German Bight (Barth et al., 2010), a
65 very shallow area (maximum depth of about 50m) where winds and tides are the main sources of
variability. The EnPS has also been used successfully to optimize surface wind estimates (Barth
et al., 2011) in the same area but the resulting model surface current was not directly evaluated.
This beckons the following questions: firstly, whether optimizing wind can improve model surface
currents, and secondly, whether it is possible to optimize non-stationary baroclinic OBC by applying
70 the EnPS with the aim of improving model surface currents in a highly dynamic area. These issues
are addressed by using the EnPS in a regional baroclinic model of the NWM sea and by using the
HF radar-derived surface currents measured off-Toulon.

Section 2 describes the hydrodynamical model configuration and the experimental data set. The
data assimilation method is explained in section 3. Results of wind optimization are shown in sec-
75 tion 4 and section 5 shows the results of OBC optimization. Finally, results are discussed in the
conclusion.

2 Model and data

2.1 Model

The simulations described below were obtained using the Regional Ocean Modeling System (ROMS,
80 Shechetkin and McWilliams, 2003, 2005), which solves the free surface, hydrostatic, primitive
equations ocean model over variable topography, using terrain-following coordinates in the vertical
dimension and curvilinear coordinates in the horizontal dimension. ROMS incorporates advanced
features and high-order numerics, allowing efficient and robust resolution of mesoscale dynamics in
the oceanic and coastal domains. ROMS has been widely applied to different oceanic regions for a
85 variety of dynamic studies (Penven et al., 2001; Capet et al., 2008; Casella et al., 2011). The model
domain (MD) as depicted in Fig .1 extends from 2.10°E to 7.93°E and from 41.26°N to 43.96°N .
Horizontal resolution is $1/12^{\circ}$, and 32 vertical σ -levels are employed with vertical refinement near
the surface to obtain a satisfactory representation of the surface layer.

Two active open boundaries connecting the MD with the NWM basin are incorporated. The OBC
90 treatment is a well-know ill-posed problem (e.g. Chapman, 1985; Marchesiello et al., 2001; Blayo
and Debreu, 2005), and the goal here is to implement the optimal conditions in order to allow inflow
from open sea, to conserve mass and energy and to reduce any wave reflection phenomena. A
radiation-relaxation condition for 3D momentum and tracers is combined with a Flather condition

for the 2D momentum (Marchesiello et al., 2001), and a sponge layer is added to avoid spurious
95 reflections. The typical relaxation coefficients have been adjusted to 1 and 10 days (for tracers and
baroclinic velocities, respectively) for inflow and to 360 days for outflow.

The data for the relaxation boundary conditions were derived from the NEMO-based PSY2V4R2
operational configuration developed by MERCATOR-OCEAN (<http://www.mercator-ocean.fr>). The
PSY2V4R2 simulation runs at resolution of $1/12^\circ$ with 50 vertical z -levels, and includes a sequential
100 data assimilation system (SAM2V1) based on the Kalman filter. Satellite Sea Surface Temperature
(SST) and Sea Level Anomaly (SLA) are assimilated, in addition to available in-situ temperature
and salinity profiles. Daily averages of the velocity, mass fields and surface height at the MD open
boundaries are used.

At the air-sea interface, the oceanic model is forced by the ALADIN operational regional model
105 from Météo-France. ALADIN runs at a resolution of $1/10^\circ$, features data assimilation and state-of-
the-art atmospheric physics (Fischer et al., 2005). The importance of such high spatial and tempo-
ral resolution in term of oceanic response has been widely studied and demonstrated over the last
few years, particularly to achieve a more realistic representation of the oceanic mesoscale circulation
(Langlais et al., 2009; Schaeffer et al., 2011a).

110 The initial condition of the simulation is that on 1 July 2011, based on the daily averaged baro-
clinic and barotropic velocities, temperature, salinity and surface elevation derived from PSY2V4R2.
A 4-month spin-up period is considered to be adequate to reach a state of equilibrium. Model output
corresponds to 3 hour-averaged fields.

The average surface current for the period 15 November 2012 - 15 December 2012 is shown in
115 Fig. 1. The model simulations give a maximum mean current of 0.5 m/s, in accordance with the
observations.

2.2 Observations

Since May 2010, HF radars have been monitoring surface currents off-Toulon (Fig. 1). The radars
employed are WERA's (Wellen Radar, Gurgel et al., 1999) and operate at 16.15 MHz with a 50
120 kHz bandwidth. A radar system is installed in Fort Peyras in Cape Sicié (hereafter PEY) and oper-
ates in a monostatic configuration, i.e. transmitter and receiver are very close together (~ 100 m).
The second system operates in a bistatic configuration. The transmitting antennas are those of the
PEY radar whereas the receiving antennas consist of a linear array of 8 antennas installed near Cape
Bénat (hereafter BEN), 40 km to the East of PEY. Integration time, i.e. the time over which the
125 temporal signals are processed, is one hour. Velocity accuracy is 4 cm/s, and the spatial sampling is
3 km in range. An azimuthal resolution of 2° was achieved through direction finding using the MU-
SIC processing technique (Schmidt, 1986). This technique is now in common use in the HF radar
community (Lipa et al., 2006; Sentchev et al., 2013). The radial component of the current is mea-
sured along the aim of the radar. With the given radar frequency, the radial velocity is theoretically

130 measured at a depth of 74 cm (Stewart and Joy, 1974).

MUSIC technique involves spatial holes, temporal gaps and false alarms (outliers) on radial velocity maps. For the present study, a series over a 30-day time-period was used at every radar cell in order to remove outliers. Outlier removal was performed using the histogram of the temporal gradients of the current. Spatial holes and temporal gaps were not filled, in order to avoid the addition of
135 spurious and correlated information in radial velocities, which can result from interpolations. Only the radial component maps were taken into consideration, and not the current vectors that can be deduced by the geometric combination of the two sets of radar measurements. The first reason for this choice is to prevent the introduction of the geometric dilution of precision which is inherent to the vector mapping process (Chapman et al., 1997). The second reason is to dispose of the most
140 extended observation area and to avoid wasting valid observations.

HF radar measurements from PEY and BEN (y_{pey}, y_{ben}) gathered during the period 15 November 2011 00:00 - 15 December 2011 23:00 were taken into consideration for this study. A spatial mask rejecting the input from radar cells having a temporal coverage below 20% over the period was applied to the data. The 20% temporal coverage level is depicted in Fig. 1 and is hereafter referred
145 to as the observed domain (OD). When measurements from both stations are available, variability in the total coverage is mainly due to the degradation of PEY performance owing to high wind speed.

28 temperature and salinity profiles from Conductivity-Temperature-Depth (CTD) measurements were also taken into consideration for the analysis of assimilation results. CTD measurements were carried out in the area within the geographical grid defined by coordinates $5.8^{\circ}\text{E} - 7.35^{\circ}\text{E}$
150 and $42.6^{\circ}\text{N} - 43.3^{\circ}\text{N}$, over the period 11-14 December 2011, during a cruise undertaken in the framework of the European TOSCA (Tracking Oil Spill and Coastal Awareness network, <http://www.tosca.med.eu>) programme. Note that this data set is independent data which can be used for validation of results.

2.3 Model validation

155 The Hovmöller diagram (time versus latitude) of both model-derived and observed radial velocities is depicted for the PEY station (Fig. 2). The radial velocity is the component of the total surface velocity of the current in the radial direction. By convention its sign is positive (negative) for velocity going toward (away from) the station. High positive values in the PEY radial component is a distinct signature of the coastal current (Marmain et al., 2011). The model clearly underestimates the in-
160 tensity of the current radial components, and the position of the maximum seems slightly displaced off-shore. However, the temporal variability is well simulated: the change of sign at the beginning of December, as well as the high-frequency modulations (Near Inertial Oscillations (NIO)), and the maximum intensity observed from PEY around the 23 November are reproduced well by the model.

The validity of the vertical structure of the model was evaluated using CTD measurements. Model
165 temperature and salinity exhibit low departures from observations. According to the definition of

Er and B given in section 3, $Er=0.780^\circ\text{C}$ and $B=0.002^\circ\text{C}$ for temperature and $Er=0.084$ and $B=-0.054$ for salinity. Significant correlation appear (0.79 and 0.86 respectively). The main errors come from the inaccurate representation of the thermocline by the model. However, densities are in good agreement.

170 3 Data assimilation methodology

HF radar-derived velocities have already been used to correct M2 tidal boundary conditions (Barth et al., 2010) and surface wind fields (Barth et al., 2011) using an ensemble smoother. In Ensemble Methods, error covariance matrices are estimated from an ensemble of model runs which represents the model errors due to uncertainties in model parameters. Here the impact of the errors in the wind-
 175 forcing or the baroclinic OBC-forcing on surface currents is evaluated. Uncertainties in these atmospheric and oceanic fields are represented by ensembles of wind-forcing and OBC-forcing based on perturbations of the original (or free) fields (\mathbf{x}^b).

The perturbation method is detailed in Barth et al. (2011). Briefly, the spatial structure of the forcing perturbations is obtained by using a Fourier decomposition of the forcing field. The Fourier
 180 coefficients correspond to the spatial field. For each temporal frequency subjected to perturbation, a complex random time series is constructed with a temporal correlation scale according to the perturbed frequency, with nil mean and unit variance (Evensen, 1994). Such series is then multiplied by the corresponding Fourier coefficient and the resulting products are summed. The real part of this quantity corresponds to the forcing perturbation \mathbf{x}_p^l , with l as the member index. \mathbf{x}_p^l is added to \mathbf{x}^b
 185 resulting in

$$\mathbf{x}^l = \mathbf{x}^b + \alpha \mathbf{x}_p^l \quad (1)$$

With this method, forcing errors are assumed to have similar spatial and temporal scales to the original, non-perturbed forcing. In using this approach, it is assumed that the uncertainty in the forcing field is mainly caused by phase and amplitude errors of the underlying processes rather than
 190 errors in the variability. Perturbations are estimated using the time variability of the forcing field. \mathbf{x}_p^l is weighted by the α coefficient in order to achieve realistic perturbations. This approach ensures that a spatial structure is multiplied by a compatible temporal scale. The forcing ensemble must verify $\mathbf{x}^b = \langle \mathbf{x}^l \rangle$, with $\langle \cdot \rangle$ as the ensemble average operator.

An ensemble of 100 perturbations for zonal and meridional components of the wind vector \mathbf{W}
 195 was generated over the MD and over a period extending from 1 November to 31 December 2011, taking into consideration temporal scales ranging from 3 hours to 30 days. The minimum period is the temporal resolution of the original forcing and the maximum is set to 30 days, assuming that higher periods do not contain uncertainties.

An ensemble of 100 OBC perturbations was generated, taking into consideration temporal scales
 200 ranging from 1 to 30 days, over the same time period, for temperature, salinity, surface elevation,

zonal velocities and meridional velocities (respectively T^{obc} , S^{obc} , η^{obc} , U^{obc} , V^{obc}) at the eastern boundary of the MD. Only this boundary was taken into consideration because it is located upstream of the observation area along the NC flow. Perturbations were introduced in the northern part of the OBC (42,5°N – 44°N) and over the sub-surface ocean layer (–200 – 0m) as the prognostic variables at higher depths do not exhibit any significant correlation with the surface current in the OD. In fact, such restriction of the perturbation domain can be seen as a spatial localization (Brankart et al., 2003). Therefore, we consider that errors in model solution originate only in the perturbed area.

For each forcing perturbation, the model was run using the same initial condition as the free simulation. A 15-day ensemble spin-up was elected to attain a satisfactory variance between surface current members. The ensemble simulations for the time period 15 November-15 December 2011 were taken into consideration.

Since the EnPS is a non-sequential method, all available observations over the period of analysis are used to compute the optimal state. The time dimension is consequently embedded in the observation and optimization vectors. The model trajectory is not directly estimated. Rather, the optimal forcing trajectory is derived and then run in the model. Furthermore, the EnPS ensures that the model equations are satisfied, and correcting the forcing instead of the model state also avoids unrealistic transients (Malanotte-Rizzoli et al., 1989).

The optimized forcing \mathbf{x}^a is computed using the Kalman filter analysis step with a non-linear observation operator:

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{K}(\mathbf{y}^o - h(\mathbf{x}^b)) \quad (2)$$

where \mathbf{K} is the Kalman gain which varies according to ensemble and observation error covariance matrices (Appendix A).

The observation vector \mathbf{y}^o is associated with an observation error covariance matrix \mathbf{R} . For the sake of simplicity, \mathbf{R} is assumed diagonal and it is also assumed that \mathbf{R} is the sum of the measurement error covariance $R_{obs}\mathbf{I}$ and the representativity error covariance $S_{obs}^2\mathbf{I}$ where \mathbf{I} is the identity matrix. R_{obs} represents the measurement errors which arise from noise effects imparted by data processing as well as by the radar itself. S_{obs} is introduced to characterize processes and scales present in the observation but not resolved by the model. The representativity error could be extended to include processes that cannot be corrected using these forcing only (Barth et al., 2011).

The non-linear observation operator $h(\cdot)$ is applied to the forcing \mathbf{x} and $h(\mathbf{x})$ represents the surface currents within the integration period.

To increase the effective dimension of the error subspace, to discard distant observations involving unrealistic correlations and to improve computational capabilities, the Kalman filter analysis step can be performed in reduced spatial domains, zone by zone, which is known as spatial localization (Brankart et al., 2003; Evensen, 2003). A similar approach can be performed in the temporal dimension.

Typically, the model integration period is divided into a series of shorter, non-overlapped, intervals called optimization windows with a duration of win_{ana} . Considering an observation window of
 240 duration win_{obs} , such as $win_{ana} = win_{obs}$, forcing fields within the time range $[t; t + win_{ana}]$ are updated using all available observations in such observation window, with t as the beginning of the optimization window (Barth et al., 2010, 2011). Here, the definition of the observation window was modified to take into account backward (win_{obs}^-) or forward (win_{obs}^+) observations within the time range $[t - win_{obs}^-; t + win_{obs}^+]$, considering the delay of the oceanic response to the lateral
 245 and surface forcing which may result in non-instantaneous correlations between forcing and surface currents (e.g., Seiler, 1993).

To ensure that the analysis \mathbf{x}^a is unbiased, the degree of linearity of the observation operator was verified using Eq.3 (Barth et al., 2011):

$$\langle h(\mathbf{x}^l) \rangle = h(\langle \mathbf{x}^l \rangle) \quad (3)$$

250 The overall root-mean-square difference between both side of Eq.3 was computed for wind and OBC ensembles. A value of 0.03 m/s was found, which is small in comparison with other errors and bias.

The analyzed model trajectory is obtained in a final step, by performing a new run of the model using the optimized forcing field (Fig. 3).

The assimilation methodology was first applied to a set of radar pseudo-observations in identical
 255 twin experiments (TE) to assess the method, and then applied to experimental radar observations.

In TE, forcing and model control states (\mathbf{x}^{true} , $h(\mathbf{x}^{true})$) are extracted from the ensemble members. These control states are used to generate a set of pseudo-radial velocity fields by adding a gaussian noise. The free run corresponds to running the model using the free forcing. The assimilation of these pseudo-observations results in an analyzed forcing which can be used in the model to
 260 simulate the resultant analyzed model surface current. The true state is known and the skill of the assimilation scheme can be easily computed.

Pseudo-observation values are given for a geographical grid defined by coordinates $5 - 7^\circ\text{E}$ and $42.2 - 43.2^\circ\text{N}$, the Pseudo Observation Domain (POD), and are defined as the projection of model surface velocities in the radial directions at each model node. The measurement noise is assumed to
 265 be nil. The experimental observations consist in the radial velocity measurements derived from the two PEY and BEN radars with R_{obs} is 0.04 m/s, corresponding to the velocity accuracy.

The skill of the assimilation method is evaluated by comparing the control state (*control*) to the free (*b*) or analyzed (*a*) states in terms of Root-Mean-Square Error (RMSE) (e.g., Oke et al.,
 270 2002a). In case of the twin experiments, the control state is the true one, *true*, while in the real case experiments, the control state is the observation one, *o*.

Let n be the spatial index of dimension N , and k the temporal index of dimension K . The RMSE

of a variable Φ is defined by:

$$Er^{a,b} = \sqrt{\frac{1}{NK} \sum_{n=1}^N \sum_{k=1}^K (\Phi_{n,k}^{a,b} - \Phi_{n,k}^{control})^2} \quad (4)$$

275 When the summation is applied to both spatial and temporal dimensions of Φ , Er corresponds to an overall scalar measurement of the assimilation performance. If the sum is computed on the spatial dimension only, the error is evaluated during the experiment time evolution ($Er_N(k)$), and when the average is calculated on the temporal dimension, the performance is evaluated in terms of spatial structure ($Er_K(n)$).

280 The bias B can also be computed to determine the mean difference between model solution and control:

$$B^{a,b} = \frac{1}{NK} \sum_{n=1}^N \sum_{k=1}^K (\Phi_{n,k}^{a,b} - \Phi_{n,k}^{control}) \quad (5)$$

The skill score Sc is an additional metric which can measure the performance of the data assimilation, and is defined by

$$285 \quad Sc = 1 - \left(\frac{Er^a}{Er^b} \right)^2 \quad (6)$$

A positive score Sc indicates that the assimilation is efficient, while a negative score indicates a degradation. In particular, $Sc = 1$ will be obtained for a perfect analyzed field, and $Sc = 0$ will reflect a nil impact.

Eventually, $\Delta = Er_K^b(n) - Er_K^a(n)$ will be also computed. $\Delta > 0$ ($\Delta < 0$) indicates an area of
290 improvement (degradation).

4 Impact of the wind optimization

4.1 Results of a twin experiment

The first sensitivity study concerns the wind forcing. Wind perturbations are introduced in such a way that the resulting wind ensemble represents the wind uncertainties. Insufficient wind perturba-
295 tions may induce only a small variance of the model surface current ensemble and the model control space will be misrepresented by this ensemble of model states. On the contrary, excessive wind perturbations can generate unrealistic patterns in the wind ensemble or in the corresponding model ensemble. We found that, for the present model setting, an error in wind forcing corresponding to 50% of its temporal variability ($\alpha=0.5$) is the most efficient in terms of the overall RMSE between
300 control and analyzed states for wind and model solutions during the assimilation period.

The representativity error, S_{obs} , is also investigated. We look for the value of S_{obs} that provides the most accurate optimized wind and model solutions for a given optimization and observation

window. A high value of S_{obs} can give insufficient weighting to the observations relatively to the background state, while a low value of S_{obs} can produce unrealistic optimized forcings. Therefore, the analysis of the forcing and of the model solution must be investigated concurrently to find the optimal compromise. For the present experiment, S_{obs} was set at 1 m/s.

The assimilation process also requires the selection of the duration of the temporal optimization window, win_{ana} , used to localize the analysis. This duration should minimize the discontinuities between two consecutive windows. Typically, the amplitude of these discontinuities must be of the same order as the temporal variability of the model, and again a compromise must be found to reduce the error of optimized forcing and the resulting model solution. 1 day was found to be adequate for win_{ana} .

Traditionally, observations are considered within the optimization window. However, depending on the application, the covariances between observations and ensemble simulations at a given time may be low due to a weak causality between forcing and model solution at the observation points. At such stage we suggest taking into consideration a temporal shift between the observation and optimization windows. Given a time reference that corresponds to the beginning of win_{ana} , the observations before (after) this time are included in win_{obs}^- (win_{obs}^+). The values $win_{obs}^- = 0$ day and $win_{obs}^+ = 3$ days provide the best results in terms of the overall Er for wind and surface currents. The experiment performed with this data set, is hereafter referred to as *WindTE*.

Figure 4a evidences the improvement in wind field estimation using idealized radar measurements in terms of the time evolution of $Er_N(k)$. The assimilation is effective over the total period except at some dates (e.g. 30 November- 2 December 2011) representing only 8.6% of the overall duration. These dates mainly correspond to weak covariances between surface currents on the POD and wind over the MD, corresponding to the presence of mesoscale circulation patterns which are not wind-induced.

The resulting velocity field in radial component shows an improvement during the assimilation period after a 3-day adjustment period (Fig. 4b). The overall Sc of radial velocities is 0.54. Oscillations can be observed to have a period of 17 h which is close to the inertial period at the considered latitudes, but cannot be directly correlated to the wind solutions (Fig. 4a). The presence of such oscillations indicates that free and control surface currents NIOs are not in phase and that the wind optimization has only a limited impact on the NIOs.

The spatial patterns of $Er_K(n)$ for the wind-forcing are depicted in Fig. 5, superimposed on the negative values of Δ to highlight the regions where the optimized wind is degraded compared to the free wind. Over most of the MD, assimilation of surface currents improves the wind estimation. The area at the eastern part of the MD, where wind estimation is degraded, corresponds to a region where free and control winds are in good agreement before assimilation.

The model response to the analyzed wind forcing in terms of Er of surface velocity field is shown in Fig. 6. The surface current vector field resulting from analysis is generally more accurate than

340 the free run. Maximum improvement is observed at the entrance of the GoL and along the shelf break. Along the eastern open boundary the assimilated solution is less accurate, corresponding to the degradation of the analyzed wind forcing (Fig. 5).

Hovmöller diagrams of radial velocities along a South-North transect at 6.2°N across the POD are shown on Fig. 7 for the PEY radar station. The efficiency of the optimized wind forcing on the radial velocity model response is visible in the high intensity patterns. For the positive radial velocities (red), the assimilation reduces the overestimation of the free run in the period 20-24 November. Later in December, the free run clearly underestimates the radial velocities, and again the optimized wind intensifies these features, for outward components (4-10 December) and inward components (10-16 December). Moreover, the use of the optimized wind does preserve the NIOs. Results for the 350 BEN radar station (not shown) are similar but weaker.

4.2 Results of a real case experiment

The *WindReal* experiment is performed to correct the same free model run with real radar observations, from the two PEY and BEN radar stations (Fig. 1). Observations are averaged over consecutive 3h-windows to improve computational capabilities.

355 The best compromise in terms of lowest overall Er and Sc is obtained for $\alpha=0.3$, $S_{obs}=1$ m/s, $win_{ana}=1$ day, $win_{obs}^- = 0$ day and $win_{obs}^+ = 3$ days, according to the findings from sensitivity tests performed on these parameters.

Contrarily to the TE where the true state is known in terms of wind and model solution, in this instance no ground truth data is available to validate the optimized wind forcing. Meteorological stations in the region did supply wind observations effectively, but all were assimilated in the ALADIN meteorological forcing, and no additional independent wind observations were available. To ensure realistically optimized winds, the free and optimized wind have been compared to in situ wind from 4 land stations located near Toulon and from 2 moorings located in the GoL and off-Nice. No significant changes appear in correlations. The optimized meridional wind component approximates the 360 free one. The optimized zonal wind component Er increases by 0.6 m/s compared to the free wind. The free and optimized wind maps show some differences but the optimization does not introduce any unrealistic features.

The time evolution of $Er_N(k)$ computed from the radial surface current components measured by the PEY and BEN radars is plotted in Fig. 8.

370 Current estimation by using wind optimization is better for the PEY station than for the BEN station with a Sc of 0.36 and 0.13, respectively (Fig. 8b,c, and Table 1). The two radar stations have different viewing geometries, in particular regarding the NC vein. While the PEY radar station is well-placed to identify the westward coastal current velocity corresponding to the largest component of the NC, the BEN station mainly measures its meandering and oscillations, as the NC flows 375 perpendicularly to the aim of the BEN radar.

When both stations are considered together, Er reaches values of up to 0.15 m/s (Table 1), and the overall bias is halved.

The spatial patterns of $Er_K(n)$ are limited to the radar regions (Fig. 9) to be compared with the observations. The assimilation performs well in most of the domain, especially North of 42.7
380 °N. The best improvement (red areas of the figure) corresponds to the NC vein, the most energetic feature of the region.

Hovmöller diagrams from free (Fig.2a) and analyzed (Fig.10a) radial velocities from the PEY station show that optimized wind forcing acts on the NC vein intensity. During the period 15-26 November 2011, the intensity of the NC vein is strengthened, better approximating the observations
385 (Fig. 2b), and is weakened during the period 4-9 December 2011. A southward shift of the NC vein was also found during the period 10-16 November 2011.

Data assimilation performance reduces when moving southward and degradation regions may appear. This may be due to the scarcity of observations when moving away from the radar stations.

Once we have verified that the wind optimization obtained through the assimilation of surface
390 velocities does not degrade the model solution in the observation area, the question of its impact off the OD, and in the whole water column, in terms of hydrological variables, arises. Temperature and salinity from CTD measurements and free/analyzed simulations are compared. The wind optimization method employed only has a weak effect on the temperature ($B=0.017$ °C, $Er=0.818$ °C) and salinity ($B=-0.049$, $Er=0.081$) profiles. No significant changes in correlation are noted.
395 This result is not surprising, as the primary wind effect on the ocean dynamics is surface current response, and only for longer time scales should the turbulent processes transfer the surface instant impact to deeper layers. However, assimilation of radial velocities may not enable the corresponding wind-forcing to impact the whole water column or any hydrological variables.

5 Impact of the OBC optimization

400 5.1 Results of a twin experiment

An attempt to correct the OBC values using the same method as for the wind correction is evaluated first on the TE. These experiments are performed with 1 day-smoothed atmospheric forcing to weaken the influence of the high frequency wind variability on surface currents and focus on the OBC influence only.

405 The method requires the tuning of the same parameters as for wind optimization : α , S_{obs} , win_{ana} , win_{obs}^+ , win_{obs}^- . The reference control state is a member of the ensemble with $\alpha=1$. After several numerical tests, the best compromise in terms of the overall Er and Sc was found with $\alpha=1.5$, $S_{obs}=2$ m/s, $win_{ana}=1$ day, $win_{obs}^- = 0$ day and $win_{obs}^+ = 15$ days. The experiment performed with this data set, is hereafter referred to as *ObcTE*.

410 It should be noticed that the choice $win_{obs}^{+,-}$ is crucial. As the coastal circulation flows westward,

win_{obs}^+ allows the temporal localization to take into account the delay necessary for propagating OBC information up to the observation area. This delay is about 15 days for an advection propagation of 25 cm/s (e.g. Fig.1). The nil value obtained for win_{obs}^- denotes that no valuable information propagates from the observation area to the Eastern OBC.

415 The assimilation method leads to a significant improvement of optimized OBC variables U^{obc} and η^{obc} . The method has only limited effect on T^{obc} and S^{obc} while V^{obc} is degraded (Table 2). This suggests that zonal velocity and surface elevation at the eastern boundary are the key parameters controlling model surface currents in the POD. The first parameter imposes the fluxes at the entrance of the MD, whereas the second parameter governs the geostrophic component of the NC, which is
 420 the main large-scale feature of the region (e.g., Birol et al., 2010). The degradation of the meridional velocity reflects the weak correlation that exists between surface currents in the POD and V^{obc} . The spatial pattern of $Er_K^{a,b}(n)$ at the eastern boundary of the model shows that maximum improvement occurs at North of 43.5 °N.

In the POD, the optimized OBC values improve the model radial velocity (Fig. 11a). From 15
 425 November to 18 November 2011, no effect on the surface currents is apparent. This corresponds to the time necessary for the OBC information to reach the POD. From 25 November 2011, $Er_N^a(k)$ is smaller than $Er_N^b(k)$, with differences of up to 1 cm/s, except at the end of the time period. The lower efficiency of assimilation on surface currents from 14 December 2011 is a direct consequence of the degradation of U^{obc} . The overall Sc of radial velocities is 0.22. Similar comments can be
 430 made for the vectorial surface currents (Fig. 11b) except that no degradation occurs at the end of the time period.

Despite several regions of degradation, model radial surface currents are globally improved, as well as surface temperature and salinity (not shown).

5.2 Results of a real case experiment

435 The same free run and the same real radar observations as in *WindReal* are used to correct OBC values. In order to set the optimal value for α , the nearest observations were used to get an estimate of the forcing error relatively to its temporal variability at the eastern boundary. α ranged from 0.5 to 1. In this study, the lowest overall Er were obtained for $\alpha = 1$. The value $S_{obs}=2$ m/s was the best compromise for the representativity error. The other parameters are identical to those of the *ObcTE*
 440 experiment. The experiment performed with this data set, is hereafter referred to as *ObcReal*.

Fig. 12 shows the temporal evolution of $Er_N(k)$ for radial surface currents, for each individual radar site, and for both. When both stations are considered, the analyzed currents better approximate observations, with differences between $Er_N^a(k)$ and $Er_N^b(k)$ of up to 7 cm/s. The adjustment delay at the beginning of the period is needed for the optimized information to be propagated from the
 445 eastern boundary to the OD. Statistical analysis reveals that the absolute value of the overall B is reduced by 2.3 cm/s for the analyzed surface currents compared to the free surface currents (Table

1). As in *WindReal*, greater improvements are obtained for the PEY station (Fig. 12b) and the impact of data assimilation is small on BEN radial velocities (Fig. 12c).

$Er_K(n)$ maps for PEY and BEN are shown Fig. 9c,f. Modeled radar currents are mainly improved North of 42.8 °N in the NC vein. For PEY, no significant degradation is observed. On the contrary, for BEN, areas of degradation up to 1.6 cm/s are observed around 42.6 °N, which corresponds to the southern edge of the NC. The analysis of vectorial surface currents (not shown here) shows that, using the optimized OBC, the NC vein is more marked due to higher surface velocities along the whole of the NC pathway.

455 Hovmöller diagrams of free (Fig.2a) and analyzed (Fig.10b) radial velocities from PEY station show that the use of optimized OBC values has a similar effect on radial velocities to the use of optimized wind fields but to a lesser extent.

The effect of OBC optimization on the water column is also studied using CTD measurements. Correlations remain unchanged. A bias difference between *ObcReal* analyzed and free runs of 0.12 460 °C is observed on temperature values, which indicates that the effect of assimilation on the water column is more important than in *WindReal*. A slight degradation is obtained for salinity values with a bias difference of -0.006.

6 Conclusion

For the first time, HF radar measurements in the NWM sea are assimilated into a circulation model. 465 The region is characterized by a steep topography and complex coastline, and its dynamic includes a geostrophic coastal current associated with strong mesoscale activity. The EnPS is used to correct two different sources of error acting on the model surface current: high resolution wind-forcing and baroclinic Open Boundary Conditions.

The performance of the assimilation method can be assessed by evaluating either the optimized 470 forcing or the resulting model response. Since no independent wind measurements were available, the assessment of the wind optimisation could be done only on the TEs, which clearly demonstrate the strong non-local impact of this method. A limited area of HF radar observations can be effective on large-scale wind correction, and it can reasonably be inferred that the resulting model response will be improved over the whole area. This method also improves surface current simulations through OBC optimization. This result is non-trivial because the OBC optimized area is 475 located far from the observation area (150 km). The perturbation of OBC is done in the NC vein area and takes into account uncertainties regarding width, depth and speed of the NC vein since all variables are perturbed.

The results show that the correction of the wind forcing has a stronger impact on the resulting simulated surface current than the OBC forcing correction. *WindReal* Er is 1 cm/s less than *ObcReal* 480 one, and in both cases, bias is reduced. Wind optimization effects are felt in surface currents over

short time intervals contrarily to OBC optimization whose improved values are propagated by model equations over time and space. In terms of temperature and salinity along the water column, mixed results are achieved. No significant improvements are obtained and areas of degradations can occur
485 on temperature values for *WindReal* or salinity values for *ObcReal*.

The assimilation of HF radar-derived radial velocities acts on model surface currents over the whole of the MD. The main corrections are depicted by red values on Fig. 13, which represent the norm of $\mathbf{U}^b - \mathbf{U}^a$ averaged over the assimilation period. These corrections are primarily located in the NC vein all along the French coast and over the GoL shelf break. *WindReal* corrections are less
490 significant off-Nice but occur over the whole of the MD. When the same vector speed difference is applied to the 200m-depth averaged currents (not shown), the correction introduced by *ObcReal* can affect model currents of the deeper water masses, whereas the correction introduced by *WindReal* mainly concerns model surface currents.

These results inspire confidence in the implementation of the method on OBC forcing optimi-
495 sation. When dealing with a domain with large open boundaries that strongly influences internal dynamics, a small inconsistency from the outside will certainly trigger unrealistic features in the domain of interest. The availability of local monitoring systems in the area of interest could be used with this method, to correct the OBC input information, in terms of intensity or positioning of incoming/outcoming currents. In addition, the monitoring of the region off-Toulon can be of value for
500 the comprehension of the NWM sea circulation, in particular when considering the NC variability which is still poorly documented. The recent development of HF radars on the Mediterranean coast through national and international projects, should be extended to enhance the coastal monitoring and the assimilation.

The methodology was successfully applied and departures between observed and modeled surface
505 currents were significantly reduced. However, further improvements can be envisaged by means of taking further aspects into consideration. Wind and OBC optimization have been tested independently and the impact on the model by simultaneous forcing optimizations should be considered in future work, which would require the use of a more realistic eddy resolving model. Only the eastern boundary was addressed here, and the complementary treatment of the southern boundary may also
510 improve the overall result. Furthermore, the regional model used in this study is quite coarse and may contain errors not directly linked to the forcing: for instance, the bathymetry and the coastline contour may not be well resolved, or the parametrization of the OBC treatment or the turbulent schemes may not be accurate enough when considering the assimilation of high-resolution surface currents derived from HF radar. The use of a high resolution regional model configuration with an
515 advanced physical parametrization (Ourmières et al., 2011; Guihou et al., 2013) could also lead to significant improvements.

Appendix A

Ensemble Perturbation Smoother

EnPS was proposed by Barth et al. (2010) to optimize tidal boundary conditions and successfully
 520 applied by Barth et al. (2011) to optimize surface wind forcing. Contrary to the classical sequential
 method, which intends to derive the best estimation of the model state, this method aims at opti-
 mizing forcing values. These forcing fields are then run a new time in the model to get the final
 model solution. Thus, the model trajectory is corrected instead of the model state as in the Ensemble
 Smoother (Van Leeuwen, 2001), the 4D-LETKF (Hunt et al., 2004, 2007) or the AEnKF (Sakov
 525 et al., 2010). This method also ensure that the model solution satisfies exactly the model equations.

This non-sequential method is derived from the sequential EnKF scheme by including the time
 dimension in the observation vector (Sakov et al., 2010). Consequently, all observations in the opti-
 mization period are gathered in a single observation vector \mathbf{y}^o , with an observation error covariance
 matrix \mathbf{R} .

530 Optimization vector \mathbf{x} , called the state vector in the classical method, contains all forcing and
 model parameters to improve.

An ensemble of forcing \mathbf{x}^l , where l is the index of a member in the ensemble, is generated
 by adding a perturbation to the background (or free) forcing \mathbf{x}^b . If perturbed forcing are time-
 dependents, their temporal evolution is gathered in a single vector, in the same way than observa-
 535 tions.

For each perturbed forcing, the model is run. Note that at this step ensemble members are
 not influenced by observations. For each ensemble member, observed part of model state $h(\mathbf{x}^l)$ is
 extracted using a non linear observation operator $h(\cdot)$. Consequently, model dynamic is included
 in the observation operator. Each element of the ensemble $h(\mathbf{x}^l)$ can be directly compared to the
 540 corresponding one in the observation vector \mathbf{y}^o .

Error covariance matrices can be estimated from the use of an ensemble of forcing state and model
 state. Using the same notation as in Barth et al. (2010, 2011), we define the deviation of the ensemble
 members around the ensemble mean of forcing \mathbf{S} and observed part of surface currents \mathbf{E} as:

$$545 (\mathbf{S})_l = (L - 1)^{-\frac{1}{2}} (\mathbf{x}^{(l)} - \langle \mathbf{x} \rangle) \quad (\text{A1})$$

$$(\mathbf{E})_l = (L - 1)^{-\frac{1}{2}} (h(\mathbf{x}^{(l)}) - \langle h(\mathbf{x}) \rangle) \quad (\text{A2})$$

where L is the number of ensemble members, the index l refers to the ensemble member ($l =$
 $1, \dots, N$) and $\langle \cdot \rangle$ is the ensemble average operator. These matrices are scaled in such a way that
 $\mathbf{S}\mathbf{E}^T$ and $\mathbf{E}\mathbf{E}^T$ represent respectively ensemble forcing covariance and covariance between ensem-
 550 ble forcing and extracted observations:

$$\mathbf{S}\mathbf{E}^T = cov(\mathbf{x}^b, h(\mathbf{x}^b)) \quad (\text{A3})$$

$$\mathbf{E}\mathbf{E}^T = \text{cov}(h(\mathbf{x}^b), h(\mathbf{x}^b)) \quad (\text{A4})$$

Note that there is no need to form explicitly and to store the covariance matrices, because analysis
555 is computed in the ensemble space (e.g. Nerger et al., 2005).

The optimal forcing \mathbf{x}^a which minimizes the analysis error is computed using Eq.2 which is the Kalman filter analysis step with a non linear observation operator (Chen and Snyder, 2007). It can be developed as

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{S}\mathbf{E}^T(\mathbf{E}\mathbf{E}^T + \mathbf{R})^{-1}(\mathbf{y}^o - h(\mathbf{x}^b)) \quad (\text{A5})$$

560 or using the Sherman-Morrison-Woodbury formula:

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{S}(\mathbf{E}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{E} + 1)^{-1}\mathbf{E}^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}^o - h(\mathbf{x}^b)) \quad (\text{A6})$$

The superscripts a and b refer to the analysis and the background estimates. As in Kalman filtering, background and observation errors are assumed to be unbiased. But in case of strongly non linear observation operator, such assumptions are not sufficient to ensure the analysis \mathbf{x}^a is unbiased.
565 However, the analysis is unbiased if Eq.3 is verified (Barth et al., 2011).

The model trajectory is corrected in a final step which consists in running the model with the optimized forcing \mathbf{x}^a . Consequently, observations influence the analyzed model solution using an optimal combination of ensemble forcing.

Acknowledgements. The experiment at sea and the HF radar installation were supported by ECCOP- LEFE/IDAO
570 (CNRS/INSU) and TOSCA (2G-MED09-425). TOSCA project is cofinanced by the European Regional Development Fund, in the framework of the MED Programme. This study is also supported by LEFE-INSU GMMC. The calculations were performed using NEC-SX8 from GENCI-IDRIS resources (Grant 2012011707). The authors also wish to thank Mercator Ocean and Météo-France for providing numerical data and observations. The MIO RADAR team (Y. Barbin, J. Gaggelli, C. Quentin, P. Guterman) is also acknowledged for its major
575 contribution to radar field campaigns of this study.

References

- Alberola, C., Rousseau, S., Millot, C., Astraldi, M., Font, J., Garcialafuente, J., Gasparini, G., Send, U., and Vangriesheim, A.: Tidal currents in the western mediterranean-sea, *Oceanologica acta*, 18, 273–284, 1995.
- Allou, A., Forget, P., and Devenon, J.-L.: Submesoscale vortex structures at the entrance of the Gulf of Lions
580 in the Northwestern Mediterranean Sea, *Continental Shelf Research*, 30, 724–732, 2010.
- Barth, A., Alvera-Azcárate, A., and Weisberg, R. H.: Assimilation of high-frequency radar currents in a nested model of the West Florida Shelf, *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 113, 2008a.
- Barth, A., Alvera-Azcarate, A., and Weisberg, R. H.: A nested model study of the Loop Current generated variability and its impact on the West Florida Shelf, *Journal of Geophysical Research*, 113, C05 009, 2008b.
- 585 Barth, A., Alvera-Azcárate, A., Gurgel, K.-W., Staneva, J., Port, A., Beckers, J.-M., and Stanev, E. V.: Ensemble perturbation smoother for optimizing tidal boundary conditions by assimilation of High-Frequency radar surface currents-application to the German Bight, *Ocean Science*, 6, 2010.
- Barth, A., Alvera-Azcárate, A., Beckers, J.-M., Staneva, J., Stanev, E. V., and Schulz-Stellenfleth, J.: Correcting surface winds by assimilating High-Frequency Radar surface currents in the German Bight, *Ocean
590 Dynamics*, 61, 599–610, 2011.
- Birol, F., Cancet, M., and Estournel, C.: Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry, *Journal of Marine Systems*, 81, 297–311, 2010.
- Blayo, E. and Debreu, L.: Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables, *Ocean Modelling*, 9, 231–252, 2005.
- 595 Bogden, P. S., Malanotte-Rizzoli, P., and Signell, R.: Open-ocean boundary conditions from interior data: Local and remote forcing of Massachusetts Bay, *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 101, 6487–6500, 1996.
- Brankart, J.-M., Testut, C.-E., Brasseur, P., and Verron, J.: Implementation of a multivariate data assimilation scheme for isopycnic coordinate ocean models: application to a 1993–1996 hindcast of the North Atlantic
600 Ocean circulation, *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 108, 2003.
- Breivik, Ø. and Sætra, Ø.: Real time assimilation of HF radar currents into a coastal ocean model, *Journal of Marine Systems*, 28, 161–182, 2001.
- Capet, X., McWilliams, J., Molemaker, M., and Shchepetkin, A.: Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests, *Journal of Physical
605 Oceanography*, 38, 29–43, 2008.
- Casella, E., Molcard, A., and Provenzale, A.: Mesoscale vortices in the Ligurian Sea and their effect on coastal upwelling processes, *Journal of Marine Systems*, 88, 12–19, 2011.
- Chapman, D. C.: Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model, *Journal of Physical Oceanography*, 15, 1060–1075, 1985.
- 610 Chapman, R., Shay, L., Graber, H., Edson, J., Karachintsev, A., Trump, C., and Ross, D.: On the accuracy of HF radar surface current measurements: Intercomparisons with ship-based sensors, *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 102, 18 737–18 748, 1997.
- Chen, Y. and Snyder, C.: Assimilating vortex position with an ensemble Kalman filter, *Monthly Weather Review*, 135, 1828–1845, 2007.
- 615 Echevin, V., Crepon, M., and Mortier, L.: Interaction of a coastal current with a gulf: application to the shelf

- circulation of the Gulf of Lions in the Mediterranean Sea, *Journal of physical oceanography*, 33, 188–206, 2003.
- Evensen, G.: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics, *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 99, 10 143–10 162, 1994.
- 620 Evensen, G.: The ensemble Kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation, *Ocean dynamics*, 53, 343–367, 2003.
- Fischer, C., Montmerle, T., Berre, L., Auger, L., and Ștefănescu, S. E.: An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 3477–3492, 2005.
- 625 Flather, R.: A tidal model of the northwest European continental shelf, *Mem. Soc. R. Sci. Liege*, 10, 141–164, 1976.
- Gelb, A.: *Applied optimal estimation*, The MIT press, 1974.
- Guihou, K., Marmain, J., Ourmières, Y., Molcard, A., Zakardjian, B., and Forget, P.: A case study of the mesoscale dynamics in the North-Western Mediterranean Sea: a combined data–model approach, *Ocean*
- 630 *Dynamics*, pp. 1–16, 2013.
- Gunson, J. R. and Malanotte-Rizzoli, P.: Assimilation studies of open-ocean flows: 1. Estimation of initial and boundary conditions, *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 101, 28 457–28 472, 1996.
- Gurgel, K.-W., Antonischki, G., Essen, H.-H., and Schlick, T.: Wellen Radar (WERA): a new ground-wave HF radar for ocean remote sensing, *Coastal Engineering*, 37, 219–234, 1999.
- 635 He, R., Liu, Y., and Weisberg, R. H.: Coastal ocean wind fields gauged against the performance of an ocean circulation model, *Geophysical research letters*, 31, L14 303, 2004.
- Hoteit, I., Cornuelle, B., Kim, S., Forget, G., Köhl, A., and Terrill, E.: Assessing 4D-VAR for dynamical mapping of coastal high-frequency radar in San Diego, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 48, 175–197, 2009.
- 640 Hunt, B., Kalnay, E., Kostelich, E., Ott, E., Patil, D., Sauer, T., Szunyogh, I., Yorke, J., and Zimin, A.: Four-dimensional ensemble Kalman filtering, *Tellus A*, 56, 273–277, 2004.
- Hunt, B. R., Kostelich, E. J., and Szunyogh, I.: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter, *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 230, 112–126, 2007.
- Kurapov, A. L., Egbert, G. D., Allen, J., Miller, R. N., Erofeeva, S. Y., and Kosro, P.: The M 2 internal tide off
- 645 Oregon: Inferences from data assimilation, *Journal of Physical Oceanography*, 33, 1733–1757, 2003.
- Langlais, C., Barnier, B., and Fraunié, P.: Towards high resolution coastal and shelf circulation modeling: impact of the atmospheric forcing resolution in the Gulf of Lions, *Mercator Ocean Q Newsl*, 32, 5, 2009.
- Le Dimet, F.-X. and Talagrand, O.: Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: theoretical aspects, *Tellus A*, 38, 97–110, 1986.
- 650 Lewis, J. K., Shulman, I., and Blumberg, A. F.: Assimilation of Doppler radar current data into numerical ocean models, *Continental Shelf Research*, 18, 541–559, 1998.
- Lipa, B., Nyden, B., Ullman, D. S., and Terrill, E.: SeaSonde radial velocities: derivation and internal consistency, *Oceanic Engineering, IEEE Journal of*, 31, 850–861, 2006.
- Malanotte-Rizzoli, P., Young, R. E., and Haidvogel, D. B.: Initialization and data assimilation experiments with
- 655 a primitive equation model, *Dynamics of atmospheres and oceans*, 13, 349–378, 1989.

- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., and Shchepetkin, A.: Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models, *Ocean modelling*, 3, 1–20, 2001.
- Marmain, J., Forget, P., and Molcard, A.: Characterization of ocean surface current properties from single site HF/VHF radar, *Ocean Dynamics*, 61, 1967–1979, 2011.
- 660 Millot, C.: Circulation in the western Mediterranean Sea, *Journal of Marine Systems*, 20, 423–442, 1999.
- Nerger, L., Hiller, W., and Schröter, J.: A comparison of error subspace Kalman filters, *Tellus A*, 57, 715–735, 2005.
- Oke, P. R., Allen, J., Miller, R., Egbert, G., Austin, J., Barth, J., Boyd, T., Kosro, P., and Levine, M.: A modeling study of the three-dimensional continental shelf circulation off Oregon. Part I: Model-data comparisons, 665 *Journal of Physical Oceanography*, 32, 1360–1382, 2002a.
- Oke, P. R., Allen, J. S., Miller, R. N., Egbert, G. D., and Kosro, P. M.: Assimilation of surface velocity data into a primitive equation coastal ocean model, *Journal of Geophysical Research*, 107, 3122, 2002b.
- Orlanski, I.: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *Journal of computational physics*, 21, 251–269, 1976.
- 670 Ourmières, Y., Zakardjian, B., Béranger, K., and Langlais, C.: Assessment of a NEMO-based downscaling experiment for the North-Western Mediterranean region: Impacts on the Northern Current and comparison with ADCP data and altimetry products, *Ocean Modelling*, 39, 386–404, 2011.
- Paduan, J. D. and Shulman, I.: HF radar data assimilation in the Monterey Bay area, *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 109, 2004.
- 675 Pairaud, I., Gatti, J., Bensoussan, N., Verney, R., and Garreau, P.: Hydrology and circulation in a coastal area off Marseille: Validation of a nested 3D model with observations, *Journal of Marine Systems*, 88, 20–33, 2011.
- Peng, S., Li, Y., and Xie, L.: Adjusting the wind stress drag coefficient in storm surge forecasting using an adjoint technique, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2012.
- 680 Penven, P., Roy, C., Brundrit, G., De Verdière, A. C., Fréon, P., Johnson, A., Lutjeharms, J., Shillington, F., et al.: A regional hydrodynamic model of upwelling in the Southern Benguela, *South African Journal of Science*, 97, 472–475, 2001.
- Petrenko, A. A.: Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents, *Oceanologica Acta*, 26, 323–338, 2003.
- 685 Røed, L. and Cooper, C.: Open boundary conditions in numerical ocean models, in: *Advanced physical oceanographic numerical modelling*, pp. 411–436, Springer, 1986.
- Sakov, P., Evensen, G., and Bertino, L.: Asynchronous data assimilation with the EnKF, *Tellus A*, 62, 24–29, 2010.
- Sammari, C., Millot, C., and Prieur, L.: Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern 690 Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42, 893–917, 1995.
- Schaeffer, A., Garreau, P., Molcard, A., Fraunié, P., and Seity, Y.: Influence of high-resolution wind forcing on hydrodynamic modeling of the Gulf of Lions, *Ocean Dynamics*, 61, 1823–1844, 2011a.
- Schaeffer, A., Molcard, A., Forget, P., Fraunié, P., and Garreau, P.: Generation mechanisms for mesoscale 695 eddies in the Gulf of Lions: radar observation and modeling, *Ocean Dynamics*, 61, 1587–1609, 2011b.

- Schmidt, R.: Multiple emitter location and signal parameter estimation, *Antennas and Propagation, IEEE Transactions on*, 34, 276–280, 1986.
- Seiler, U.: Estimation of open boundary conditions with the adjoint method, *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 98, 22 855–22 870, 1993.
- 700 Sentchev, A., Forget, P., Barbin, Y., and Yaremchuk, M.: Surface circulation in the Iroise Sea (W. Brittany) from high resolution HF radar mapping, *Journal of Marine Systems*, 2013.
- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C.: A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate, *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 108, 2003.
- 705 Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C.: The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Modelling*, 9, 347–404, 2005.
- Shulman, I. and Paduan, J. D.: Assimilation of HF radar-derived radials and total currents in the Monterey Bay area, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56, 149–160, 2009.
- Shulman, I., Lewis, J. K., and Mayer, J. G.: Local data assimilation in the estimation of barotropic and baroclinic open boundary conditions, *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 104, 13 667–13 680, 1999.
- 710 Stewart, R. H. and Joy, J. W.: HF radio measurements of surface currents, *Deep Sea Res.*, 21, 1039–1049, 1974.
- Taillandier, V., Echevin, V., Mortier, L., and Devenon, J.-L.: Controlling boundary conditions with a four-dimensional variational data-assimilation method in a non-stratified open coastal model, *Ocean Dynamics*, 715 54, 284–298, 2004.
- Taillandier, V., Echevin, V., Mortier, L., and Devenon, J.-L.: Controlling the open ocean forcing of baroclinic coastal jets with a 4D-var method, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 48, 155–174, 2009.
- Ten Brummelhuis, P., Heemink, A., and Van Den Boogaard, H.: Identification of shallow sea models, *International journal for numerical methods in fluids*, 17, 637–665, 1993.
- 720 Van Leeuwen, P. J.: An ensemble smoother with error estimates, *Monthly weather review*, 129, 709–728, 2001.

Table 1. Radial velocities statistics computed for the free, *WindReal* and *ObcReal* runs in relation to the observation overall the assimilation period. *B* and *Er* are in m/s.

		free	<i>WindReal</i>	<i>ObcReal</i>
PEY+BEN	<i>B</i>	-0.101	-0.051	-0.078
	<i>Er</i>	0.191	0.158	0.169
	<i>Sc</i>	-	0.31	0.23
PEY	<i>B</i>	-0.133	-0.074	-0.099
	<i>Er</i>	0.225	0.179	0.192
	<i>Sc</i>	-	0.36	0.27
BEN	<i>B</i>	-0.056	-0.022	-0.053
	<i>Er</i>	0.138	0.127	0.134
	<i>Sc</i>	-	0.13	0.06

Table 2. T^{obc} , S^{obc} , U^{obc} , V^{obc} and η^{obc} statistics computed for *ObcTE* between control and free or analyzed OBC values over the assimilation period. Er unit depends on physical parameters. Sc is without unit.

	Er^b	Er^a	Sc
T^{obc} ($^{\circ}\text{C}$)	0.147	0.142	0.06
S^{obc}	0.014	0.014	0.06
U^{obc} (m/s)	0.022	0.019	0.27
V^{obc} (m/s)	0.017	0.019	-0.24
η^{obc} (m)	0.009	0.008	0.20

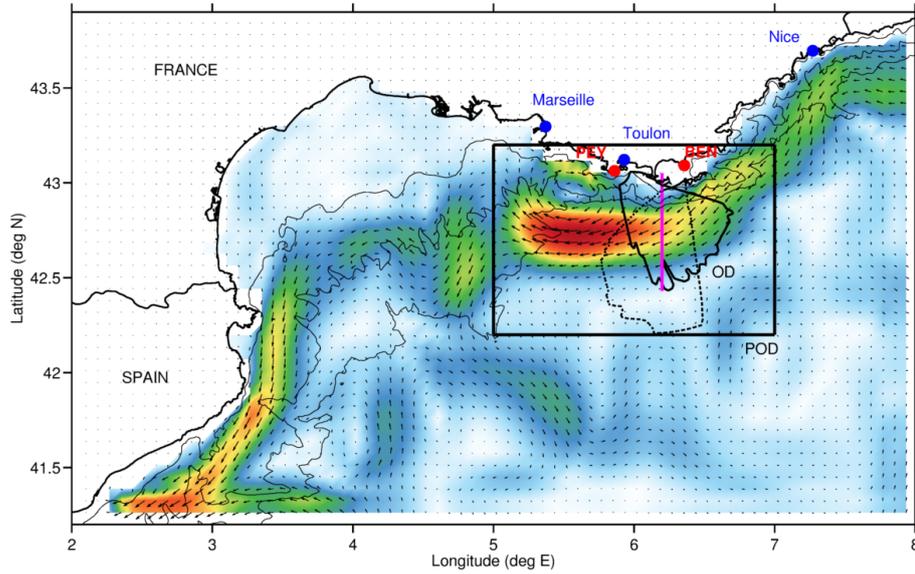


Fig. 1. Description of the studied area. The larger area is the model domain (MD). Red points mark radar stations PEY and BEN. The black contour lines shows area where HF radar data are available more than 20% over the assimilation period for PEY (full) and BEN (dashed) radars and is called the observation domain (OD). Black box sketches the pseudo-observation domain (POD). The meridional magenta line crossing the coastal current will be used for hovmöller diagrams. Surface currents of free simulation averaged over the assimilation period are shown. Colorbar range from 0 (white) to 0.5 (red) m/s. The 100 m, 1,000 m and 2,000 m isobaths are drawn (black thin lines).

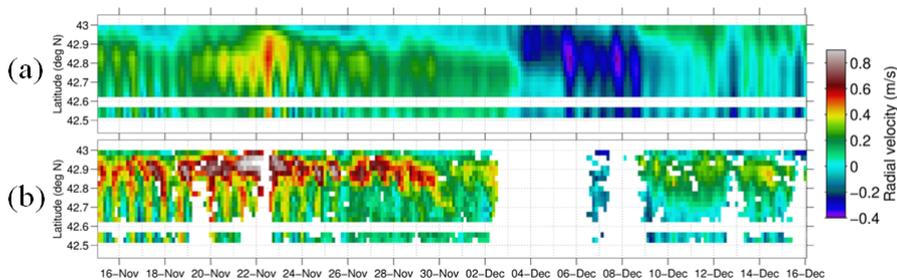


Fig. 2. Hovmöller diagram of radial velocities from PEY station along a South-North transect at 6.2 °N (see Fig. 1), (a) from free simulation and (b) from observation.

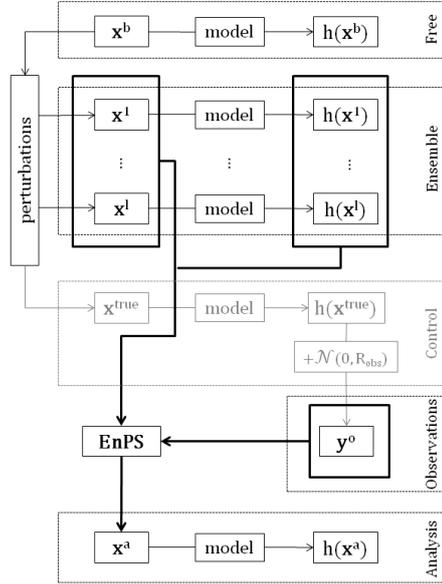


Fig. 3. Schematic representation of EnPS assimilation procedure. \mathbf{x} is the forcing. $h(\cdot)$ is a non-linear operator which links forcing to surface currents for the first guess (b), the ensemble members (l) and the analysis (a). y^o are the observations. Synthetic true states (*true*) are used for twin experiments (gray part).

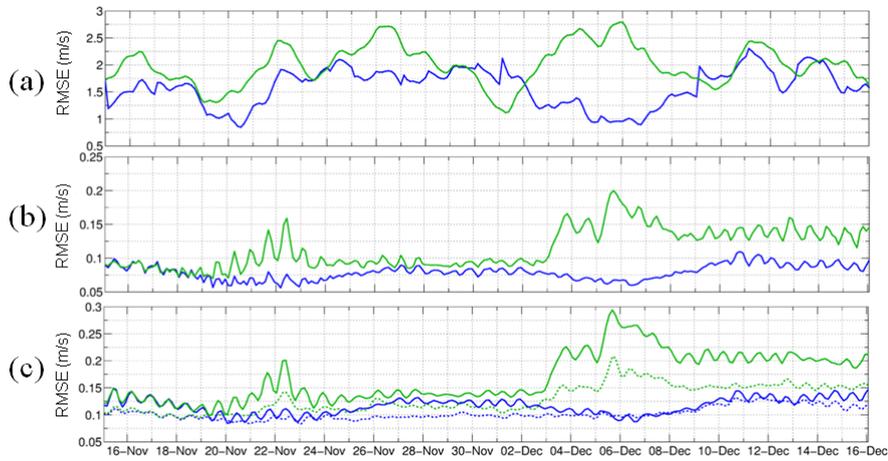


Fig. 4. Root mean square error Er time evolution of (a) wind (\mathbf{W}), (b) radial velocity (y) and (c) surface current (\mathbf{U}) for *WindTE*, computed over the POD (full lines) or the MD (dashed lines). Er^b (Er^a) is in green (blue).

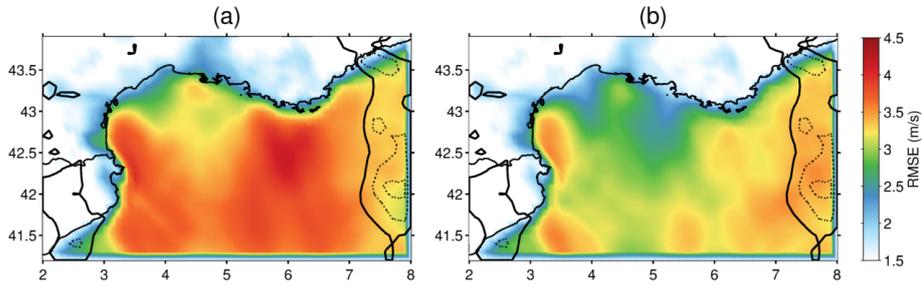


Fig. 5. Spatial pattern of (a) Er^b and (b) Er^a of the wind (W) computed over the assimilation period for *WindTE*. Δ is indicated by contour lines and only 0 m/s (bold black lines) and negatives (-0.2 and -0.1 m/s, dashed black lines) values are shown.

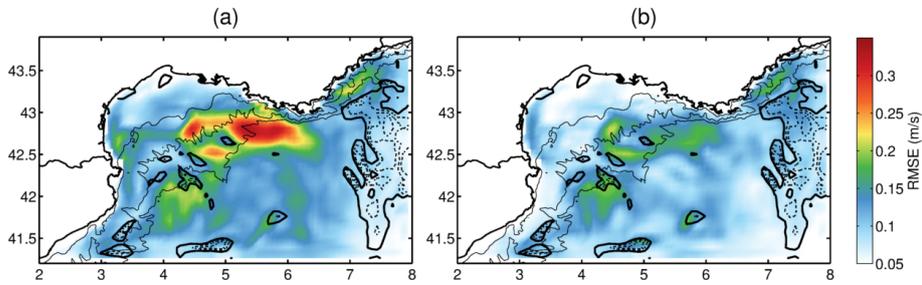


Fig. 6. Spatial pattern of (a) Er^b and (b) Er^a of the surface current U for *WindTE*. Δ is indicated by contour lines and only 0 m/s (bold black lines) and negatives (-0.03, -0.02 and -0.01 m/s, dashed black lines) values are shown. The 100 m, 1,000 m and 2,000 m isobaths are drawn (black thin lines).

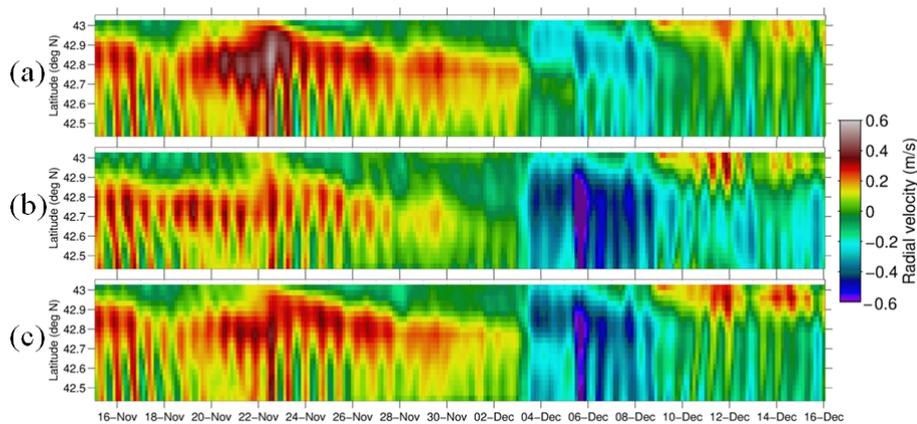


Fig. 7. Hovmöller diagram of radial velocities from PEY along the South-North transect at 6.2°N (see Fig.1), simulated by (a) the free simulation, (b) the control and (c) the analysis for *WindTE* simulation.

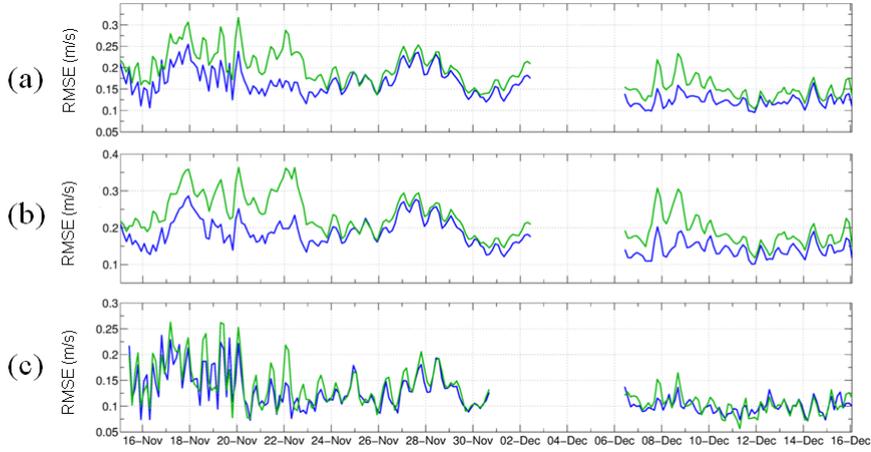


Fig. 8. (a) Er time evolution of radial velocity from (a) both radar sites (y), (b) PEY (y_{pey}) and (c) BEN (y_{ben}) for *WindReal*. Er^b (Er^a) is in green (blue).

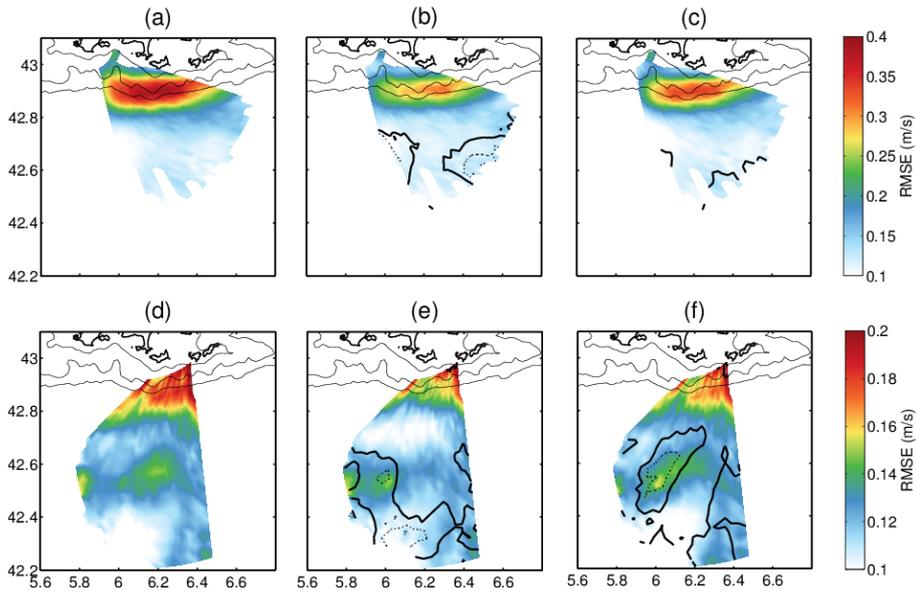


Fig. 9. Spatial distributions of (a) $Er^b(y_{pey})$, (b) $Er^a(y_{pey})$ for *WindReal* and (c) $Er^a(y_{pey})$ for *ObcReal* (respectively (d), (e), (f) for y_{ben}). Δ is indicated by contour lines and only 0 m/s (bold black lines) and negatives (-0.02 and -0.01 m/s, dashed black lines) values are shown. Colorbars differ for PEY and BEN. The 100 m, 1,000 m and 2,000 m isobaths are drawn (black thin lines).

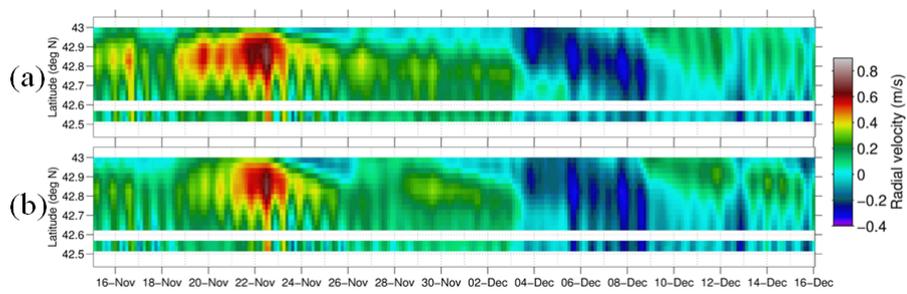


Fig. 10. Hovmöller diagram of radial velocities from PEY station along a South-North transect at 6.2°N (see Fig.1) (a) from *WindReal* and (b) *ObcReal* analysis.

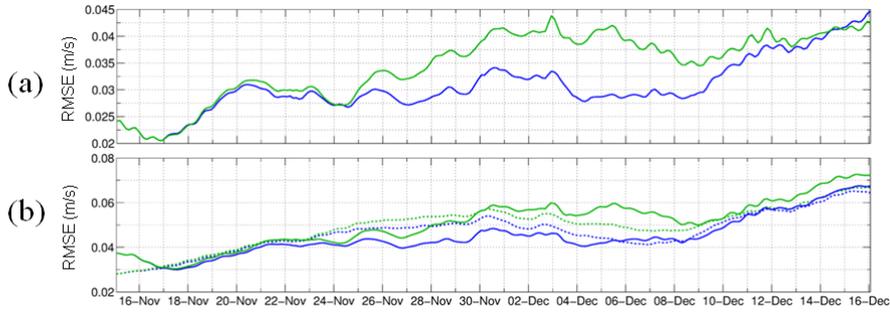


Fig. 11. Time evolution of (a) $Er^{a,b}(y)$ and (b) $Er^{a,b}(U)$ computed over the POD (full lines) or the MD (dashed lines) for *ObcTE*. Er^b (Er^a) is in green (blue).

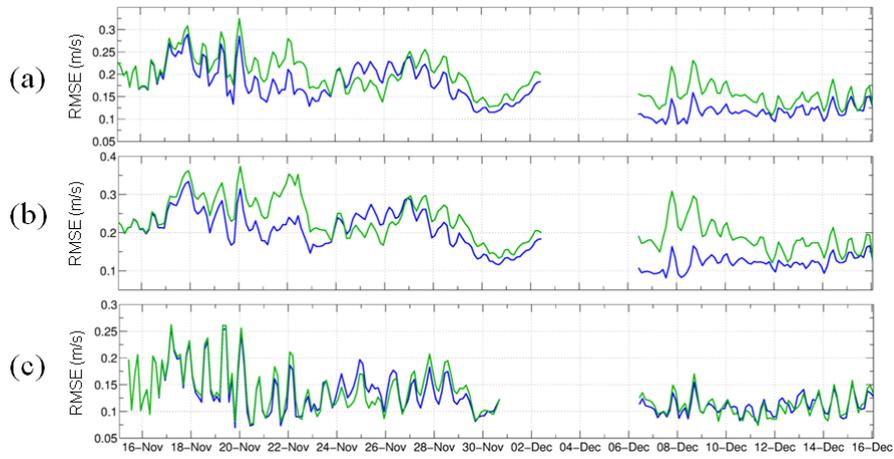


Fig. 12. Temporal evolution of (a) $Er^{a,b}(y)$, (b) $Er^{a,b}(y_{pey})$, (c) $Er^{a,b}(y_{ben})$ for *ObcReal*. Er^b (Er^a) is in green (blue).

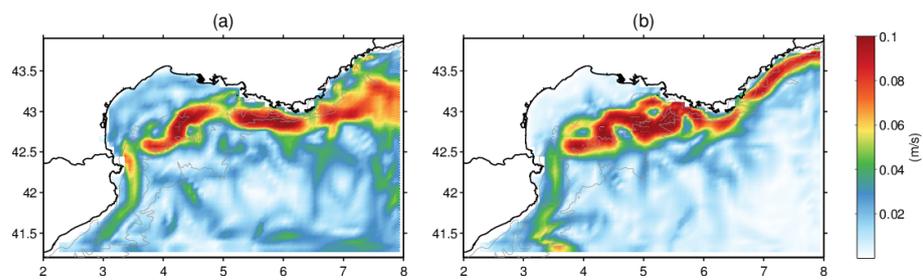


Fig. 13. Vector speed difference computed over the assimilation period between free surface current \mathbf{U}^b and analyzed surface current \mathbf{U}^a from (a) *WindReal* or (b) *ObsReal*. The 100 m, 1,000 m and 2,000 m isobaths are drawn (gray lines).

Conclusion

Des radars HF pour l'étude de la circulation côtière : le cas des côtes varoises

Pour des raisons sociétales, écologiques et scientifiques, la connaissance de la circulation océanique côtière représente un enjeu important. En particulier, la zone des côtes varoises subit une pression anthropique croissante (tourisme, trafic maritime) et présente un milieu naturel unique en Méditerranée (aire marine protégée du parc national de Port-Cros).

Cette zone est également le siège de l'écoulement de la branche Nord de la circulation générale dans le bassin Ouest méditerranéen : le Courant Nord méditerranéen. Bien que les caractéristiques de ce courant soient bien connues à l'Est et à l'Ouest de cette zone, il n'a fait l'objet que de peu d'études au large des côtes varoises qui constituent pourtant une région clé pour la compréhension du schéma d'ensemble de la dynamique côtière de ce bassin.

L'installation récente d'un système de radars HF situés près de Toulon, sur les sites du Cap Sicié, du Cap Bénat et sur l'île de Porquerolles, a permis d'obtenir des mesures de courant de surface inédites avec des résolutions et des durées permettant de décrire complètement la circulation côtière dont les échelles de variabilité typiques sont de l'ordre d'une heure à une année et d'un à cent kilomètres.

Ces travaux de thèse ont abouti aux premières applications scientifiques des mesures effectuées par ce système depuis mai 2010.

Dans le cadre du projet TOSCA, des campagnes de mesure ont été conduites en Méditerranée. Le but de ce projet est d'établir un système opérationnel basé sur l'utilisation conjointe des radars HF, de flotteurs lagrangiens de surface et de la modélisation numérique afin d'améliorer la réponse en cas d'accidents maritimes (nappes d'hydrocarbures, recherche et sauvetage...) en incluant les autorités locales et les scientifiques. Deux campagnes de mesure, auxquelles j'ai pu participer, ont été conduites au large de Toulon et ont permis d'acquérir de nombreuses données, notamment des trajectoires de flotteurs dont les vitesses ont permis de valider les mesures des radars HF.

Des informations sur la circulation côtière à partir d'un seul radar

Les applications océanographiques sont souvent basées sur une connaissance complète du courant de surface qui peut être obtenue si au moins deux radars sont disponibles. **Mais que faire des données d'une station si la deuxième n'est pas opérationnelle ?** La réponse n'est pas triviale, surtout quand on traite des vitesses exprimées dans un repère polaire. L'originalité de cette thèse est donc de s'intéresser principalement aux vitesses radiales et en particulier de proposer des solutions à l'utilisation d'un seul radar.

Ce défi s'est révélé nécessaire car la station installée sur le cap Sicié, la station PEY, a fonctionné seule pendant plus d'un et demi, nous amenant à proposer des méthodes d'exploitation de ces données nouvelles.

Dans l'étude conduite par [Marmain et al. \(2011\)](#), nous nous intéressons, d'une part, à la reconstruction du courant vectoriel à partir d'une composante radiale en s'appuyant sur des propriétés du courant de surface. D'autre part, nous montrons qu'il est possible d'identifier des structures de méso-échelle de type tourbillonnaire si elles sont contenues dans la zone couverte

par le radar.

L'analyse spectrale des données de la station PEY, conduite sur la période mai 2010 - septembre 2012, a également permis de révéler la présence de phénomènes oscillatoires sur les courants de surface qui n'avaient pas encore été décrits dans cette zone. En particulier, les brises montrent une signature significative, mais d'autres phénomènes diurnes et semi-diurnes, connus pour être provoqués par les marées océaniques, peuvent également être associés à des marées atmosphériques à travers les oscillations du vent ayant un effet sur les courants de surface. La bande spectrale associée aux oscillations d'inertie dégage elle aussi une énergie significative. Cette détection récurrente de la bande inertielle nous encourage à penser que le radar HF constitue un capteur exceptionnel pour l'étude de ce phénomène. L'étude préliminaire sur les phénomènes que nous présentons ici s'enrichira bien entendu de l'exploitation des cartes de courants vectoriels, désormais délivrés par le système toulonnais (depuis mai 2012).

Les séries temporelles ont été de plus exploitées pour caractériser la veine du CN grâce à la géométrie favorable de l'écoulement de ce courant, principalement zonal, par rapport aux directions radiales du radar. Ainsi, nous montrons qu'il est possible, à partir des seules composantes radiales, d'obtenir des informations sur la vitesse, la position et la largeur de ce courant en surface. Sur la période mai 2010 - septembre 2012, nous avons pu confirmer, comme observé dans les régions amont et aval, que la vitesse du CN suit une variabilité saisonnière, plus élevée en hiver (> 0.8 m/s) qu'en été (~ 0.2 m/s). Nous avons, en outre, mis clairement en évidence un guidage bathymétrique du CN dont le cœur suit l'isobathe 1000 m avec peu de variabilité temporelle. La largeur de la veine, qui n'a pas fait l'objet d'une définition unifiée dans la littérature, a été définie par les positions où la vitesse correspond à la moitié de la vitesse du cœur de la veine. Avec cette définition, nous obtenons une largeur de la veine comprise entre 10 et 15 km et ne présentant pas de variabilité saisonnière marquée. Là encore, la cartographie vectorielle sera exploitée pour préciser ces résultats.

La zone des côtes varoises est également soumise à une forte activité de méso-échelle, visible sur les séries temporelles de vitesse radiale. Nous avons identifié un méandre du CN à partir des observations in situ de flotteurs et les cartes de vitesse radiale (Guihou et al., 2013). L'analyse combinée de ces informations, d'observations satellitales et de la modélisation numérique a permis de décrire la formation et la propagation de ce méandre.

Les vitesses radiales ont aussi été utilisées pour valider des résultats de simulations numériques. Leur utilisation pour ce type de comparaison est préférable car elle permet notamment de ne pas introduire d'erreurs géométriques lors de leur combinaison vectorielle.

Des radars HF pour corriger les simulations numériques : l'optimisation des forçages

L'impossibilité d'obtenir des informations sur toute la colonne d'eau avec les radars HF fait de la modélisation un outil complémentaire permettant de restituer des informations sur l'état 3D de l'Océan.

La modélisation de la mer Méditerranée a subi un essor depuis la fin des années 1980. La configuration haute résolution GLAZUR64 est un exemple de contribution à sa modélisation

régionale, permettant de reproduire les phénomènes de méso-échelle comme nous l'avons montré dans [Guihou et al. \(2013\)](#). Nous avons également utilisée cette configuration pour valider des méthodologies d'identification des caractéristiques du CN ([Marmain et al., 2011](#), et chapitre 3.2).

Cependant, les simulations numériques sont soumises à la validité des hypothèses formulées afin de simplifier les équations primitives. En utilisant les observations, l'assimilation de données permet de corriger la solution d'un modèle grâce à une combinaison optimale des informations.

L'assimilation des données radar est relativement récente (< 20 ans) et n'a jamais été effectuée en Méditerranée. Par ailleurs, de nombreuses méthodes d'assimilation ont été développées afin de faire face à différents problèmes qui apparaissent en géophysique : la dimension des systèmes, le coût de calcul et les non-linéarités. En particulier, les méthodes stochastiques de rangs réduits permettent de répondre à ces questions.

Parmi toutes les stratégies possibles, la correction de l'état initial est souvent effectuée en corrigeant directement le vecteur d'état du modèle. Cependant, les effets de la correction sont éphémères et la stratégie que nous avons choisie est basée sur une autre source d'erreur : les forçages.

La mise en place d'une méthodologie d'assimilation des données de radar HF innovante afin d'optimiser, non seulement le vent en surface, mais aussi les forçages aux frontières océaniques baroclines a été réalisée en utilisant la méthode EnPS. Basée sur un ensemble d'état du modèle issue de perturbation des forçages, elle permet d'agir sur la trajectoire de la solution du modèle.

Une configuration régionale de la Méditerranée Nord Occidentale, RGLAZUR12, a été spécialement mise en place pour développer la méthode d'assimilation. Ces performances sont équivalentes à la configuration opérationnelle PSY2V4R2 développée par Mercator-Océan.

Nous montrons ainsi que les observations par radar HF peuvent être utilisées pour optimiser d'une part le vent en surface, dont la correction montre une action essentiellement localisée en surface dans la veine du courant, et d'autre part les forçages aux frontières océaniques, dont les corrections ont un effet non seulement en surface mais aussi en profondeur sur la veine ([Marmain et al.](#), en révision).

"Is there a simple way of controlling the forcing function of the Ocean?" C'est la question posé par [Brankart et al. \(2009\)](#), dont la réponse n'est évidemment pas triviale. Cette thèse permet d'apporter des éléments de réponse au couplage effectif entre modèles imbriqués hauturiers et côtiers, qui en est toujours au stade exploratoire, en exploitant des pistes prometteuses. L'utilisation d'une méthode statistique d'assimilation évite le développement d'un modèle adjoint, difficile à maintenir en phase avec les évolutions du code de calcul. Les méthodes de rangs réduits considérées permettent de diminuer les coûts de calcul et l'utilisation de simulations d'ensemble permet de mieux prendre en compte les non linéarités. Les vitesses de surface mesurées par radar permettent de corriger le vent mais aussi les forçages aux frontières océaniques de façon à obtenir une meilleure description de la circulation côtière dans une configuration régionale.

Perspectives...

La connaissance limitée des processus affectant le transport de surface d'une part et l'intérêt sociétal pour la prévision des dérives d'objets flottants et du devenir de pollutions diverses d'autre

part, orientent naturellement la suite de ces travaux vers l'étude du transport de surface et de la prédictibilité lagrangienne. Cette problématique adresse des problèmes fondamentaux de la dynamique océanique et trouve également des applications opérationnelles dans le développement et l'implémentation de modules spécialisés dans des dispositifs de surveillance et d'alerte en zone côtière.

L'assimilation de données est un outil puissant qui pourra permettre d'obtenir des vitesses de surface plus précises. Dans ce cadre de nombreuses voix pourraient être suivies comme l'optimisation des champs de vitesse issus de radars ou de modèles à partir de flotteurs de surface avec le logiciel LAVA (Berta et al., 2013). Aussi la méthode d'assimilation développée dans cette thèse pourra être appliquée à une configuration haute résolution comme GLAZUR64 au $1/64^\circ$ qui a prouvé sa capacité à reproduire les principales caractéristiques de la circulation côtière de la Méditerranée Nord Occidentale.

L'optimisation simultanée des forçages de vent et océaniques reste à évaluer. L'utilisation complémentaire d'autres types d'observation telle que la SST, la SSH ou des profils verticaux de température et salinité pourraient conduire à une correction plus complète des simulations en optimisant tous les forçages du modèle permettant d'étendre nos résultats.

De plus, nous avons pu constater lors de cette thèse que les observations radar sont souvent lacunaires et que les données absentes doivent donc être complétées. L'utilisation de différentes méthodes d'interpolation des vitesses radiales (DINEOF) ou des vitesses vectorielles (2DVAR) ont été envisagées mais n'ont pas encore pu être complètement évaluées.

Le radar HF constitue un instrument indispensable pour l'étude de la circulation côtière et a prouvé son efficacité aux Etats-Unis et en Australie, qui bénéficient de systèmes d'observation par radar HF développés permettant une couverture étendue de leurs zones côtières. La mise en réseau des informations a également permis de faciliter leur utilisation.

En Europe, le radar HF est actuellement en plein essor. Pour ne citer qu'un cas, une nouvelle installation est actuellement en cours sur la côte d'Azur et permettra à terme d'obtenir des informations sur une zone voisine à celle que nous avons considérée dans cette thèse. Ainsi, la mise en réseau des systèmes, la normalisation et le partage des informations pourraient bénéficier à une large communauté d'utilisateurs, allant des scientifiques aux autorités locales.

Dans ce cadre, l'océanographie opérationnelle est en plein essor en France et en Europe, avec Mercator-Océan pour le milieu hauturier et Previmer pour le milieu côtier. Elle s'appuie sur des systèmes intégrés d'observations satellitales en temps réel (altimétrie, SST) ou in situ (ARGO) et de simulations numériques assimilant ces données. À l'heure actuelle les observations par radar courantométrique sont intégrées au système d'observation MOOSE, mais ne sont pas encore prises en compte par les systèmes opérationnels dans lesquelles elles ont vocation à être intégrées. De plus, ces systèmes opérationnels ne bénéficient pas encore d'assimilation de données en zone côtière et pourraient fournir des analyses et des prévisions avec des erreurs significativement réduites en bénéficiant de l'utilisation des radars HF.

La quantification des erreurs est également un objectif commun aux systèmes d'observations et aux modèles numériques. Pour les observations radars, encore beaucoup d'incertitudes existent

dans la compréhension de la physique de la mesure et de l'impact de la taille de la grille de discrétisation sur la représentativité de la mesure. Pour les modèles, les méthodes d'ensemble, particulièrement adaptée aux architectures parallèles des calculateurs modernes, semblent la voie la plus pertinente pour représenter leurs erreurs en zone côtière. De plus, une meilleure paramétrisation des forçages pourrait diminuer les erreurs notamment en considérant les rétroactions au sein de l'Océan en considérant des configurations de types "two way" ou en considérant des modèles couplés Océan/Atmosphère. Une meilleure représentation des petites échelles peut se faire en considérant des hypothèses moins restrictives, ce qui est rendu possible par les modèles non hydrostatiques, déjà opérationnels en météorologie (e.g. AROME de Météo France) et encore en développement en océanographie (e.g. MITgcm <http://dev.mitgcm.org/>), qui pourraient bénéficier de l'assimilation des données radar HF encore peu étudiée dans ce type de configuration (Hoteit et al., 2013).

Bibliographie

- Abascal, A. J., Castanedo, S., Medina, R., Losada, I. J., and Alvarez-Fanjul, E. (2009). Application of hf radar currents to oil spill modelling. *Marine Pollution Bulletin*, 58(2) :238–248.
- Alberola, C., Millot, C., and Font, J. (1995a). 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.
- Alberola, C., Rousseau, S., Millot, C., Astraldi, M., Font, J., Garcialafuente, J., Gasparini, G., Send, U., and Vangriesheim, A. (1995b). Tidal currents in the western mediterranean-sea. *Oceanologica acta*, 18(2) :273–284.
- Allou, A., Forget, P., and Devenon, J.-L. (2010). Submesoscale vortex structures at the entrance of the gulf of lions in the northwestern mediterranean sea. *Continental Shelf Research*, 30(7) :724–732.
- Alvera-Azcárate, A., Barth, A., Beckers, J.-M., and Weisberg, R. H. (2007). Multivariate reconstruction of missing data in sea surface temperature, chlorophyll, and wind satellite fields. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 112(C3).
- Alvera-Azcárate, A., Barth, A., Rixen, M., and Beckers, J.-M. (2005). Reconstruction of incomplete oceanographic data sets using empirical orthogonal functions : application to the adriatic sea surface temperature. *Ocean Modelling*, 9(4) :325–346.
- Alvera-Azcárate, A., Barth, A., Sirjacobs, D., and Beckers, J.-M. (2009). Enhancing temporal correlations in eof expansions for the reconstruction of missing data using dineof. *Ocean Science*, 5(4) :475–485.
- Auclair, F., Marsaleix, P., and De Mey, P. (2003). Space-time structure and dynamics of the forecast error in a coastal circulation model of the gulf of lions. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 36(4) :309–346.
- 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.
- Auroux, D. (2003). *Etude de différentes méthodes d’assimilation de données pour l’environnement*. PhD thesis, Université de Nice Sophia Antipolis.
- Auroux, D. and Blum, J. (2005). Back and forth nudging algorithm for data assimilation problems. *Comptes Rendus Mathématique*, 340(12) :873–878.

- Auroux, D. and Blum, J. (2008). A nudging-based data assimilation method : the back and forth nudging (bfm) algorithm. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 15 :305–319.
- Barnier, B., Marchesiello, P., De Miranda, A. P., Molines, J.-M., and Coulibaly, M. (1998). A sigma-coordinate primitive equation model for studying the circulation in the south atlantic. part i : Model configuration with error estimates. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 45(4) :543–572.
- Barrick, D., Fernandez, V., Ferrer, M. I., Whelan, C., and Breivik, Ø. (2012). A short-term predictive system for surface currents from a rapidly deployed coastal hf radar network. *Ocean Dynamics*, 62(5) :725–740.
- Barrick, D. and Lipa, B. (1996). A comparison of direction-finding and beam-forming in hf radar ocean surface current mapping. *Codar Ocean Sensors, Los Altos, CA, Phase, 1*.
- Barrick, D. E. (1968). A review of scattering from surfaces with different roughness scales. *Radio Science*, 3 :865.
- Barrick, D. E. (1972). First-order theory and analysis of mf/hf/vhf scatter from the sea. *Antennas and Propagation, IEEE Transactions on*, 20(1) :2–10.
- Barrick, D. E. (1977). Extraction of wave parameters from measured hf radar sea-echo doppler spectra. *Radio Science*, 12(3) :415–424.
- Barrick, D. E. (1978). Hf radio oceanography—a review. *Boundary-Layer Meteorology*, 13(1-4) :23–43.
- Barrick, D. E. and Evans, M. W. (1979). Hf coastal current mapping radar system. US Patent 4,172,255.
- Barrick, D. E. and Lipa, B. J. (1997). Evolution of bearing determination in hf current mapping radars. *OCEANOGRAPHY-WASHINGTON DC-OCEANOGRAPHY SOCIETY-*, 10 :72–75.
- Barrick, D. E. and Peake, W. H. (1967). Scattering from surfaces with different roughness scales : analysis and interpretation. Technical report, DTIC Document.
- Barth, A. (2004). *Assimilation of sea surface temperature and sea surface height in a two-way nested primitive equation model of the Ligurian Sea*. PhD thesis, Université de Liège.
- Barth, A., Alvera-Azcárate, A., Beckers, J.-M., Staneva, J., Stanev, E. V., and Schulz-Stellenfleth, J. (2011). Correcting surface winds by assimilating high-frequency radar surface currents in the german bight. *Ocean Dynamics*, 61(5) :599–610.
- Barth, A., Alvera-Azcárate, A., Gurgel, K.-W., Staneva, J., Port, A., Beckers, J.-M., and Stanev, E. V. (2010). Ensemble perturbation smoother for optimizing tidal boundary conditions by assimilation of high-frequency radar surface currents-application to the german bight. *Ocean Science*, 6(1).

- Barth, A., Alvera-Azcárate, A., and Weisberg, R. H. (2008a). Assimilation of high-frequency radar currents in a nested model of the west florida shelf. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 113(C8).
- Barth, A., Alvera-Azcarate, A., and Weisberg, R. H. (2008b). A nested model study of the loop current generated variability and its impact on the west florida shelf. *Journal of Geophysical Research*, 113(C5) :C05009.
- Béal, D., Brasseur, P., Brankart, J.-M., Ourmières, Y., and Verron, J. (2010). Characterization of mixing errors in a coupled physical biogeochemical model of the north atlantic : implications for nonlinear estimation using gaussian anamorphosis. *Ocean Science*, 6(1) :247–262.
- Beckers, J.-M., Barth, A., and Alvera-Azcárate, A. (2006). Dineof reconstruction of clouded images including error maps—application to the sea-surface temperature around corsican island. *Ocean Science*, 2(2) :183–199.
- Beckers, J.-M. and Rixen, M. (2003). Eof calculations and data filling from incomplete oceanographic datasets,. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(12) :1839–1856.
- Bellomo, L., Berta, M., Pietro Gasparini, G., Griffa, A., Gatimu Magaldi, M., Marmain, J., Molcard, A., Vetrano, A., Béguery, L., and Borghini, M. (2013). Observational evidence of mesoscale variability of the northern current (north-western mediterranean sea) : a combined study via gliders, hf radar, surface drifters, and vessel data. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 15, page 5469.
- Bennett, A. F. (1992). *Inverse methods in physical oceanography*. Cambridge university press.
- Bennett, A. F. (2002). *Inverse modeling of the ocean and atmosphere*. Cambridge University Press.
- Bennett, A. F. and Chua, B. S. (1994). Open-ocean modeling as an inverse problem : the primitive equations. *Monthly weather review*, 122(6) :1326–1336.
- Berta, M., Bellomo, L., Griffa, A., Gatimu Magaldi, M., Marmain, J., Molcard, A., and Taillandier, V. (2013). Assimilation of drifters' trajectories in velocity fields from coastal radar and model via the lagrangian assimilation algorithm lava. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 15, page 10218.
- Blayo, E. and Debreu, L. (2005). Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables. *Ocean Modelling*, 9(3) :231–252.
- Bogden, P. S., Malanotte-Rizzoli, P., and Signell, R. (1996). Open-ocean boundary conditions from interior data : Local and remote forcing of massachusetts bay. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 101(C3) :6487–6500.
- Brankart, J.-M., Barnier, B., Béal, D., Brasseur, P., Brodeau, L., Broquet, G., Castruccio, F., Cosme, E., Lauvernet, C., Mathiot, P., et al. (2009). Is there a simple way of controlling the forcing function of the ocean ? *Quarterly Newsletter*, page 20.

- Brankart, J.-M. and Brasseur, P. (1996). Optimal analysis of in situ data in the western mediterranean using statistics and cross-validation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13(2) :477–491.
- Brankart, J.-M., Testut, C.-E., Brasseur, P., and Verron, J. (2003). Implementation of a multivariate data assimilation scheme for isopycnic coordinate ocean models : application to a 1993–1996 hindcast of the north atlantic ocean circulation. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 108(C3).
- Brasseur, P. and Verron, J. (2006). The seek filter method for data assimilation in oceanography : a synthesis. *Ocean Dynamics*, 56(5-6) :650–661.
- Breivik, Ø. and Sætra, Ø. (2001). Real time assimilation of hf radar currents into a coastal ocean model. *Journal of Marine Systems*, 28(3) :161–182.
- Broche, P., De Maistre, J., and Forget, P. (1986a). Use of hf doppler radars for the investigation of the wind-current relationship. *International Journal of Remote Sensing*, 7(3) :325–337.
- Broche, P., Demaistre, J., and Forget, P. (1983). Mesure par radar décimétrique cohérent des courants superficiels engendrés par le vent. *Oceanologica Acta*, 6(1) :43–53.
- Broche, P., Devenon, J.-L., Forget, P., de Maistre, J.-C., Naudin, J.-J., and Cauwet, G. (1998). Experimental study of the rhone plume. part i : physics and dynamics. *Oceanologica Acta*, 21(6) :725–738.
- Broche, P., Forget, P., Maistre, J., Devenon, J., and Crochet, M. (1987). Vhf radar for ocean surface current and sea state remote sensing. *Radio Science*, 22(1) :69–75.
- Broche, P., Salomon, J., Demaistre, J., and Devenon, J. (1986b). Tidal currents in baie de seine : Comparison of numerical modelling and high-frequency radar measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 23(4) :465–476.
- Brusdal, K., Brankart, J., Halberstadt, G., Evensen, G., Brasseur, P., Van Leeuwen, P., Dombrowsky, E., and Verron, J. (2003). A demonstration of ensemble-based assimilation methods with a layered ogcm from the perspective of operational ocean forecasting systems. *Journal of Marine Systems*, 40 :253–289.
- Burgers, G., Jan van Leeuwen, P., and Evensen, G. (1998). Analysis scheme in the ensemble kalman filter. *Monthly weather review*, 126(6) :1719–1724.
- Béthoux, J., Prieur, L., and Nyffeler, F. (1982). The water circulation in the north-western mediterranean sea, its relations with wind and atmospheric pressure. *Hydrodynamics of semi-enclosed seas*, 34 :129–141.
- Cailleau, S., Chanut, J., Lellouche, J.-M., Levier, B., Maraldi, C., Reffray, G., and Sotillo, M. G. (2012). Towards a regional ocean forecasting system for the ibi (iberia-biscay-ireland area) : developments and improvements within the ecoop project framework. *Ocean Science*, 8(2) :143–159.

- Cailleau, S., Fedorenko, V., Barnier, B., Blayo, E., and 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 Modelling*, 25(1) :1–16.
- Camerlengo, A. L. and O’Brien, J. J. (1980). Open boundary conditions in rotating fluids. *Journal of Computational Physics*, 35(1) :12–35.
- Cane, M. A., Kaplan, A., Miller, R. N., Tang, B., Hackert, E. C., and Busalacchi, A. J. (1996). Mapping tropical pacific sea level : Data assimilation via a reduced state space kalman filter. *Journal of Geophysical Research*, 101(C10) :22599–22.
- Capet, X., McWilliams, J., Molemaker, M., and Shchepetkin, A. (2008). Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part i : Flow structure, eddy flux, and observational tests. *Journal of Physical Oceanography*, 38(1) :29–43.
- Casella, E. (2013). *Numerical simulation of mesoscale processes in the Ligurian Sea*. PhD thesis, Université du Sud Toulon-Var, Toulon.
- 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.
- Chapman, D. C. (1985). Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model. *Journal of Physical Oceanography*, 15(8) :1060–1075.
- Chapman, R., Shay, L., Graber, H., Edson, J., Karachintsev, A., Trump, C., and Ross, D. (1997). On the accuracy of hf radar surface current measurements : Intercomparisons with ship-based sensors. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 102(C8) :18737–18748.
- Chapman, S. and Lindzen, R. S. (1970). *Atmospheric tides : thermal and gravitational*, volume 15. Springer.
- Chavanne, C., Janeković, I., Flament, P., Poulain, P.-M., Kuzmić, M., and Gurgel, K.-W. (2007). Tidal currents in the northwestern adriatic : High-frequency radio observations and numerical model predictions. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 112(C3).
- Chavanne, C. P., Firing, E., and Ascani, F. (2012). Inertial oscillations in geostrophic flow : Is the inertial frequency shifted by $\zeta/2$ or by ζ ? *Journal of Physical Oceanography*, 42(5) :884–888.
- Chen, Y., Gao, Y., and Wang, R. (2008). Inversing wind drag coefficient by the adjoint data assimilation method. *J. Nanjing Inst. Meteor*, 31 :879–882.
- Chen, Y. and Snyder, C. (2007). Assimilating vortex position with an ensemble kalman filter. *Monthly Weather Review*, 135(5) :1828–1845.
- 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.
- Courtier, P. (1997). Dual formulation of four-dimensional variational assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(544) :2449–2461.

- Courtier, P., Thépaut, J.-N., and Hollingsworth, A. (1994). A strategy for operational implementation of 4d-var, using an incremental approach. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(519) :1367–1387.
- Crépon, M., Wald, L., and Monget, J.-M. (1982). Low-frequency waves in the ligurian sea during december 1977. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 87(C1) :595–600.
- Crombie, D. D. (1955). Doppler spectrum of sea echo at 13.56 mc./s. *Nature*.
- Crépon, M. (1969). Hydrodynamique marine en régime impulsif. *Cahiers Océanographiques*, 11(9) :863–877.
- Daget, N. (2008). *Estimation d'ensemble des paramètres des covariances d'erreur d'ébauche dans un système d'assimilation variationnelle de données océaniques*. PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Dai, A. and Wang, J. (1999). Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure fields. *Journal of the atmospheric sciences*, 56(22) :3874–3891.
- Davies, A. M., Hall, P., Howarth, M. J., Knight, P. J., and Player, R. J. (2001). Comparison of observed (hf radar and adcp measurements) and computed tides in the north channel of the irish sea. *Journal of physical oceanography*, 31(7) :1764–1785.
- Davies, H. (1976). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(432) :405–418.
- Davis, R. E. (1985). Drifter observations of coastal surface currents during code : The method and descriptive view. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 90(C3) :4741–4755.
- Debreu, L. and Blayo, E. (2008). Two-way embedding algorithms : a review. *Ocean Dynamics*, 58(5-6) :415–428.
- Devenon, J.-L. (1990). Optimal control theory applied to an objective analysis of a tidal current mapping by hf radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7(2) :269–284.
- Dickey, T. D. (2003). Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation systems. *Journal of Marine Systems*, 40 :5–48.
- Duchez, A. (2011). *Contrôle du courant Nord Méditerranéen dans le golfe du Lion : une approche par simulation du système d'observation*. PhD thesis, Université du Sud Toulon Var.
- Echevin, V., Crépon, 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.
- Echevin, V., De Mey, P., and Evensen, G. (2000). Horizontal and vertical structure of the representor functions for sea surface measurements in a coastal circulation model. *Journal of physical oceanography*, 30(10) :2627–2635.

- Emery, W. J. and Thomson, R. E. (2001). *Data analysis methods in physical oceanography*. Elsevier Science.
- Essen, H.-H., Gurgel, K.-W., and Schlick, T. (2000). On the accuracy of current measurements by means of hf radar. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of*, 25(4) :472–480.
- Evensen, G. (1994). Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using monte carlo methods to forecast error statistics. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 99(C5) :10143–10162.
- Evensen, G. (2003). The ensemble kalman filter : Theoretical formulation and practical implementation. *Ocean dynamics*, 53(4) :343–367.
- Fischer, C., Montmerle, T., Berre, L., Auger, L., and Ștefănescu, S. E. (2005). An overview of the variational assimilation in the aladin/france numerical weather-prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(613) :3477–3492.
- Flather, R. (1976). A tidal model of the northwest european continental shelf. *Mem. Soc. R. Sci. Liege*, 10(6) :141–164.
- Flexas, M., Durrieu de Madron, X., Garcia, M., 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.
- Flexas, M., Van Heijst, G., and Trieling, R. (2005). The behavior of jet currents over a continental slope topography with a possible application to the northern current. *Journal of physical oceanography*, 35(5) :790–810.
- Forget, P. (1985). The wave field dynamics inferred from hf radar sea-echo. In *The ocean surface*, pages 257–262. Springer.
- Forget, P., Devenon, J., De Maistre, J., Broche, P., and Leveau, M. (1990). Vhf remote sensing for mapping river plume circulation. *Geophysical Research Letters*, 17(8) :1097–1100.
- Frolov, S., Paduan, J., Cook, M., and Bellingham, J. (2012). Improved statistical prediction of surface currents based on historic hf-radar observations. *Ocean Dynamics*, 62(7) :1111–1122.
- Fujii, S., Heron, M. L., Kim, K., Lai, J.-W., Lee, S.-H., Wu, X., Wu, X., Wyatt, L. R., and Yang, W.-C. (2013). An overview of developments and applications of oceanographic radar networks in asia and oceania countries. *Ocean Science Journal*, 48(1) :69–97.
- Gelb, A. (1974). *Applied optimal estimation*. The MIT press.
- Gonella, J. (1971). A local study of inertial oscillations in the upper layers of the ocean. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 18, pages 775–788. Elsevier.
- Gonella, J. (1972). A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 19, pages 833–846. Elsevier.

- Gopalakrishnan, G., Blumberg, A., and Hires, R. (2007). Assimilating surface current data into a model of estuarine and coastal ocean circulation. In *Proceedings of the Tenth International Conference on Estuarine and Coastal Modelling (ECM10)*, American Society of Civil Engineers.
- Graber, H. C., Haus, B. K., Chapman, R. D., and Shay, L. K. (1997). Hf radar comparisons with moored estimates of current speed and direction : Expected differences and implications. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 102(C8) :18749–18766.
- Grosdidier, S. (2010). *Détection de cibles en milieu maritime par radar HF à ondes de surface*. PhD thesis.
- 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, Institut Méditerranéen d'Océanologie, 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*, pages 1–16.
- Gunson, J. R. and Malanotte-Rizzoli, P. (1996). Assimilation studies of open-ocean flows : 1. estimation of initial and boundary conditions. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 101(C12) :28457–28472.
- Gurgel, K.-W., Antonischki, G., Essen, H.-H., and Schlick, T. (1999a). Wellen radar (wera) : a new ground-wave hf radar for ocean remote sensing. *Coastal Engineering*, 37(3) :219–234.
- Gurgel, K.-W., Antonischki, G., and Schlick, T. (1997). A comparison of surface current fields derived by beam forming and direction finding techniques as applied by the hf radar wera. In *Geoscience and Remote Sensing, 1997. IGARSS'97. Remote Sensing-A Scientific Vision for Sustainable Development., 1997 IEEE International*, volume 4, pages 1805–1807. IEEE.
- 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.
- Gurgel, K.-W. and Essen, H.-H. (2000). On the performance of a shipborne current mapping hf radar. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of*, 25(1) :183–191.
- Gurgel, K.-W., Essen, H.-H., and Kingsley, S. (1999b). High-frequency radars : physical limitations and recent developments. *Coastal Engineering*, 37(3) :201–218.
- Gurgel, K.-W., Essen, H.-H., and Schirmer, F. (1986). Codar in germany—a status report valid november 1985. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of*, 11(2) :251–257.
- Ha, E.-C. (1979). Remote sensing of ocean surface current and current shear by hf backscatter radar. Technical report, DTIC Document.

- Hayashi, Y. (1979). Space-time spectral analysis of rotary vector series. *J. Atmos. Sci*, 36(5) :757–766.
- Haykin, S., Lewis, E. O., Raney, R. K., and Rossiter, J. R. (1994). *Remote sensing of sea ice and icebergs*, volume 13. Wiley-Interscience.
- Haykin, S. S. (1986). *Adaptive filter theory*. Prentice-Hall (Englewood Cliffs, NJ).
- Haza, A. C., Özgökmen, T. M., Griffa, A., Molcard, A., Poulain, P.-M., and Peggion, G. (2010). Transport properties in small-scale coastal flows : relative dispersion from vhf radar measurements in the gulf of la spezia. *Ocean Dynamics*, 60(4) :861–882.
- He, R., Liu, Y., and Weisberg, R. H. (2004). Coastal ocean wind fields gauged against the performance of an ocean circulation model. *Geophysical research letters*, 31(14) :L14303.
- Hendrickson, J. and MacMahan, J. (2009). Diurnal sea breeze effects on inner-shelf cross-shore exchange. *Continental Shelf Research*, 29(18) :2195–2206.
- Heron, M. (1985). Line broadening on hf ocean surface radar backscatter spectra. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of*, 10(4) :397–401.
- Hoteit, I., Cornuelle, B., Kim, S., Forget, G., Köhl, A., and Terrill, E. (2009). Assessing 4d-var for dynamical mapping of coastal high-frequency radar in san diego. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 48(1) :175–197.
- Hoteit, I., Hoar, T., Gopalakrishnan, G., Collins, N., Anderson, J., Cornuelle, B., Köhl, A., and Heimbach, P. (2013). A mitgcm/dart ensemble analysis and prediction system with application to the gulf of mexico. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*.
- Hou, J.-C., Wu, S.-C., Yang, Z.-J., Qiu, C.-R., Wen, B.-Y., Shi, Z.-H., WU, Q.-L., Guan, R.-S., and Wang, S.-R. (1997). Remote sensing of ocean surface currents by hf radar [j]. *Chinese Journal of Geophysics*, 1 :002.
- Hunt, B., Kalnay, E., Kostelich, E., Ott, E., Patil, D., Sauer, T., Szunyogh, I., Yorke, J., and Zimin, A. (2004). Four-dimensional ensemble kalman filtering. *Tellus A*, 56(4) :273–277.
- Hunt, B. R., Kostelich, E. J., and Szunyogh, I. (2007). Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos : A local ensemble transform kalman filter. *Physica D : Nonlinear Phenomena*, 230(1) :112–126.
- Hyder, P., Simpson, J., and Christopoulos, S. (2002). Sea-breeze forced diurnal surface currents in the thermaikos gulf, north-west aegean. *Continental Shelf Research*, 22(4) :585–601.
- Ide, K., Courtier, P., Ghil, M., and Lorenc, A. (1997). Unified notation for data assimilation : operational, sequential and variational. *Practice*, 75(1B) :181–189.
- Ivonin, D. V., Broche, P., Devenon, J.-L., and Shrira, V. I. (2004). Validation of hf radar probing of the vertical shear of surface currents by acoustic doppler current profiler measurements. *Journal of geophysical research*, 109(C4) :C04003.

- Jazwinski, A. H. (1970). *Stochastic Processes and Filtering Theory*. Elsevier.
- Kaplan, D. M. and Largier, J. (2006). Hf radar-derived origin and destination of surface waters off bodega bay, california. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 53(25) :2906–2930.
- Kaplan, D. M., Largier, J., and Botsford, L. W. (2005). Hf radar observations of surface circulation off bodega bay (northern california, usa). *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 110(C10).
- Kaplan, D. M. and Lekien, F. (2007). Spatial interpolation and filtering of surface current data based on open-boundary modal analysis. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 112(C12).
- Kim, S. Y. (2010). Observations of submesoscale eddies using high-frequency radar-derived kinematic and dynamic quantities. *Continental Shelf Research*, 30(15) :1639–1655.
- Kim, S. Y., Terrill, E., and Cornuelle, B. (2007). Objectively mapping hf radar-derived surface current data using measured and idealized data covariance matrices. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 112(C6).
- Kim, S. Y., Terrill, E. J., and Cornuelle, B. D. (2008). Mapping surface currents from hf radar radial velocity measurements using optimal interpolation. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 113(C10).
- Kim, S. Y., Terrill, E. J., Cornuelle, B. D., Jones, B., Washburn, L., Moline, M. A., Paduan, J. D., Garfield, N., Largier, J. L., Crawford, G., et al. (2011). Mapping the us west coast surface circulation : A multiyear analysis of high-frequency radar observations. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 116(C3).
- Kjelaas, A. G. and Whelan, C. (2011). Rapidly deployable seasonde for modeling oil spill response. *Sea Technology*, 52(10) :10–13.
- Kohut, J., Roarty, H., Randall-Goodwin, E., Glenn, S., and Lichtenwalner, C. S. (2012). Evaluation of two algorithms for a network of coastal hf radars in the mid-atlantic bight. *Ocean Dynamics*, 62(6) :953–968.
- Kuang, L., Blumberg, A. F., and Georgas, N. (2012). Assessing the fidelity of surface currents from a coastal ocean model and hf radar using drifting buoys in the middle atlantic bight. *Ocean Dynamics*, 62(8) :1229–1243.
- Kundu, P. K. (1976). An analysis of inertial oscillations observed wear oregon coast. *Journal of Physical Oceanography*, 6(6) :879–893.
- Kunze, E. (1985). Near-inertial wave propagation in geostrophic shear. *Journal of Physical Oceanography*, 15(5) :544–565.

- Kurapov, A. L., Egbert, G. D., Allen, J., Miller, R. N., Erofeeva, S. Y., and Kosro, P. (2003). The m₂ internal tide off oregon : Inferences from data assimilation. *Journal of Physical Oceanography*, 33(8) :1733–1757.
- La Violette, P. E. (1994). Overview of the major forcings and water masses of the western mediterranean sea. *Coastal and Estuarine Studies*, 46 :1–11.
- Lagerloef, G. S. and Muench, R. D. (1987). Near-inertial current oscillations in the vicinity of the bering sea marginal ice zone. *Journal of Geophysical Research*, 92(C11) :11789–11.
- Lamouroux, J. (2006). *Erreurs de prévision d'un modèle océanique barotrope du Golfe de Gascogne en réponse aux incertitudes sur les forçages atmosphériques : caractérisation et utilisation dans un schéma d'assimilation de données à ordre réduit*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Langlais, C. (2007). *Etude de la variabilité interannuelle des échanges côte-large : simulation haute résolution de la dynamique du Golfe du Lion*. PhD thesis, Laboratoire de Sondage de l'Environnement Electromagnétique Terrestre, Toulon.
- Langlais, C., Barnier, B., and Fraunié, P. (2009a). Towards high resolution coastal and shelf circulation modeling : impact of the atmospheric forcing resolution in the gulf of lions. *Mercator Ocean Q Newsl*, 32 :5.
- Langlais, C., Barnier, B., Molines, J., Fraunié, P., Jacob, D., and Kotlarski, S. (2009b). Evaluation of a dynamically downscaled atmospheric reanalyse in the prospect of forcing long term simulations of the ocean circulation in the gulf of lions. *Ocean Modelling*, 30(4) :270–286.
- Le Boyer, A., Cambon, G., Daniault, N., Herbette, S., Le Cann, B., Marie, L., and Morin, P. (2009). Observations of the ushant tidal front in september 2007. *Continental Shelf Research*, 29(8) :1026–1037.
- Le Dimet, F.-X. (1982). A general formalism of variational analysis. *CIMMS Report, Norman, OK*, 73091(22) :1–34.
- Le Dimet, F.-X. and Talagrand, O. (1986). Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations : theoretical aspects. *Tellus A*, 38(2) :97–110.
- Lefevre, F. (2000). *Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale : assimilation de données in situ et altimétriques*. PhD thesis.
- Lekien, F., Coulliette, C., Bank, R., and Marsden, J. (2004). Open-boundary modal analysis : Interpolation, extrapolation, and filtering. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 109(C12).
- Lekien, F., Coulliette, C., Mariano, A. J., Ryan, E. H., Shay, L. K., Haller, G., and Marsden, J. (2005). Pollution release tied to invariant manifolds : A case study for the coast of florida. *Physica D : Nonlinear Phenomena*, 210(1) :1–20.

- Lewis, J. K., Shulman, I., and Blumberg, A. F. (1998). Assimilation of doppler radar current data into numerical ocean models. *Continental Shelf Research*, 18(5) :541–559.
- Li, Z., Chao, Y., McWilliams, J. C., and Ide, K. (2008). A three-dimensional variational data assimilation scheme for the regional ocean modeling system : Implementation and basic experiments. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 113(C5).
- Lions, J., Manley, O., Temam, R., and Wang, S. (1997). Physical interpretation of the attractor dimension for the primitive equations of atmospheric circulation. *Journal of the atmospheric sciences*, 54(9) :1137–1143.
- Lipa, B. and Barrick, D. (1983). Least-squares methods for the extraction of surface currents from codar crossed-loop data : Application at arsloe. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of*, 8(4) :226–253.
- Lipa, B., Barrick, D., Saitoh, S.-I., Ishikawa, Y., Awaji, T., Largier, J., and Garfield, N. (2011). Japan tsunami current flows observed by hf radars on two continents. *Remote Sensing*, 3(8) :1663–1679.
- 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.
- Lipa, B. J., Barrick, D. E., Bourg, J., and Nyden, B. B. (2006). Hf radar detection of tsunamis. *Journal of Oceanography*, 62(5) :705–716.
- Lipphardt, B., Kirwan, A., Grosch, C., Lewis, J., and Paduan, J. (2000). Blending hf radar and model velocities in monterey bay through normal mode analysis. *Journal of geophysical research*, 105(C2) :3425–3450.
- Madec, G. (2008). Nemo reference manual, ocean dynamic component : Nemo-opa. *Note du Pole de modelisation, Institut Pierre Simon Laplace, Technical Report*, 27.
- Malardel, S. (2005). *Fondamentaux de météorologie : à l'école du temps*, volume 45. Cepadues.
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., and Shchepetkin, A. (2001). Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean modelling*, 3(1) :1–20.
- Marmain, J., Forget, P., and Molcard, A. (2011). Characterization of ocean surface current properties from single site hf/vhf radar. *Ocean Dynamics*, 61(11) :1967–1979.
- Marmorino, G., Shen, C., Evans, T., Lindemann, G., Hallock, Z., and Shay, L. (2004). Use of ‘velocity projection’ to estimate the variation of sea-surface height from hf doppler radar current measurements. *Continental shelf research*, 24(3) :353–374.
- Martinsen, E. A. and Engedahl, H. (1987). Implementation and testing of a lateral boundary scheme as an open boundary condition in a barotropic ocean model. *Coastal engineering*, 11(5) :603–627.

- Marty, J. (2010). *Ondes de gravité atmosphériques observées par un réseau mondial de microbaromètres*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Meinvielle, M. (2012). *Ajustement optimal des paramètres de forçage atmosphérique par assimilation de données de température de surface pour des simulations océaniques globales*. PhD thesis, Université de Grenoble.
- Miller, M. and Thorpe, A. (1981). Radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area numerical models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107(453) :615–628.
- Millot, C. (1999). Circulation in the western mediterranean sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1) :423–442.
- Millot, C. and Wald, L. (1980). The effect of mistral wind on the ligurian current near provence. *Oceanologica Acta*, 3(4) :399–402.
- Molcard, A., Poulain, P., Forget, P., Griffa, A., Barbin, Y., Gaggelli, J., De Maistre, J., and Rixen, M. (2009). Comparison between vhf radar observations and data from drifter clusters in the gulf of la spezia (mediterranean sea). *Journal of Marine Systems*, 78 :S79–S89.
- Mourre, B., Mey, P. D., Lyard, F., and Provost, C. L. (2004). Assimilation of sea level data over continental shelves : an ensemble method for the exploration of model errors due to uncertainties in bathymetry. *Dynamics of atmospheres and oceans*, 38(2) :93–121.
- Murphy, A. H. (1988). Skill scores based on the mean square error and their relationships to the correlation coefficient. *Monthly weather review*, 116(12) :2417–2424.
- Nadai, A., Kuroiwa, H., Mizutori, M., and Sakai, S. (1997). Measurement of ocean surface currents by crl hf ocean surface radar of the fmcw type. part 1. radial current velocity. *Journal of Oceanography*, 53 :325–342.
- Nadai, A., Kuroiwa, H., Mizutori, M., and Sakai, S. (1999). Measurement of ocean surface currents by the crl hf ocean surface radar of fmcw type. part 2. current vector. *Journal of oceanography*, 55(1) :13–30.
- Nencioli, F., Dong, C., Dickey, T., Washburn, L., and McWilliams, J. C. (2010). A vector geometry-based eddy detection algorithm and its application to a high-resolution numerical model product and high-frequency radar surface velocities in the southern california bight. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(3) :564–579.
- Nerger, L., Hiller, W., and Schröter, J. (2005). A comparison of error subspace kalman filters. *Tellus A*, 57(5) :715–735.
- Neveu, É. (2011). *Application des méthodes multigrilles à l'assimilation variationnelle de données en géophysique*. PhD thesis, Université de Grenoble.
- Niewiadomska, K. (2008). *Couplage Physique-biogéochimie À Différentes Échelles Spatiales Et Temporelles : Le Cas Du Courant Ligure Étudié Par Un Planeur Sous-marin Bio-optique*. PhD thesis.

- Nycander, J. and Döös, K. (2003). Open boundary conditions for barotropic waves. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 108(C5).
- Ohlmann, C., White, P., Washburn, L., Emery, B., Terrill, E., and Otero, M. (2006). Interpretation of coastal hf radar-derived surface currents with high-resolution drifter data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(4) :666–680.
- Oke, P. R., Allen, J., Miller, R., Egbert, G., Austin, J., Barth, J., Boyd, T., Kosro, P., and Levine, M. (2002a). A modeling study of the three-dimensional continental shelf circulation off oregon. part i : Model-data comparisons. *Journal of Physical Oceanography*, 32(5) :1360–1382.
- Oke, P. R., Allen, J. S., Miller, R. N., Egbert, G. D., and Kosro, P. M. (2002b). Assimilation of surface velocity data into a primitive equation coastal ocean model. *Journal of Geophysical Research*, 107(C9) :3122.
- Oke, P. R., Brassington, G. B., Griffin, D. A., and Schiller, A. (2008). The blueslink ocean data assimilation system (bodas). *Ocean Modelling*, 21(1) :46–70.
- Oke, P. R. and Sakov, P. (2008). Representation error of oceanic observations for data assimilation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(6) :1004–1017.
- Oke, P. R., Sakov, P., and Schulz, E. (2009). A comparison of shelf observation platforms for assimilation in an eddy-resolving ocean model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 48(1) :121–142.
- Oliger, J. and Sundström, A. (1978). Theoretical and practical aspects of some initial boundary value problems in fluid dynamics. *SIAM Journal on Applied Mathematics*, 35(3) :419–446.
- Orlanski, I. (1976). A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *Journal of computational physics*, 21(3) :251–269.
- 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.
- Paduan, J. D. and Rosenfeld, L. K. (1996). Remotely sensed surface currents in monterey bay from shore-based hf radar (coastal ocean dynamics application radar). *Journal of Geophysical Research*, 101(C9) :20669–20.
- Paduan, J. D. and Shulman, I. (2004). Hf radar data assimilation in the monterey bay area. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 109(C7).
- Palma, E. D. and Matano, R. P. (1998). On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model : The barotropic mode. *Journal of Geophysical Research*, 103(C1) :1319–1341.

- Parks, A., Shay, L., Johns, W., Martinez-Pedraja, J., and Gurgel, K.-W. (2009). Hf radar observations of small-scale surface current variability in the straits of florida. *Journal of Geophysical Research*, 114(C8) :C08002.
- Peng, S., Li, Y., and Xie, L. (2012). Adjusting the wind stress drag coefficient in storm surge forecasting using an adjoint technique. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, (2012).
- Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., and Lefèvre, J. (2008). Software tools for pre-and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling & Software*, 23(5) :660–662.
- Penven, P., Roy, C., Brundrit, G., De Verdière, A. C., Fréon, P., Johnson, A., Lutjeharms, J., Shillington, F., et al. (2001). A regional hydrodynamic model of upwelling in the southern benguela. *South African Journal of Science*, 97(11/12) :472–475.
- Perkins, H. (1972). Inertial oscillations in the mediterranean. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 19, pages 289–296. Elsevier.
- Perkins, H. T. (1970). *Inertial oscillations in the Mediterranean*. PhD thesis, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution.
- Petrenko, A., Dufau, C., and Estournel, C. (2008). Barotropic eastward currents in the western gulf of lion, north-western mediterranean sea, during stratified conditions. *Journal of Marine Systems*, 74(1) :406–428.
- Petrenko, A. A. (2003). Variability of circulation features in the gulf of lion nw mediterranean sea. importance of inertial currents. *Oceanologica Acta*, 26(4) :323–338.
- Pham, D. T. (2001). Stochastic methods for sequential data assimilation in strongly nonlinear systems. *Monthly weather review*, 129(5) :1194–1207.
- Pham, D. T., Verron, J., and Christine Roubaud, M. (1998). A singular evolutive extended kalman filter for data assimilation in oceanography. *Journal of Marine systems*, 16(3) :323–340.
- Pollard, R. T. and Millard, R. (1970). Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 17, pages 813–821. Elsevier.
- Ponsford, A. M., Sevgi, L., and Chan, H. C. (2001). An integrated maritime surveillance system based on high-frequency surface-wave radars. 2. operational status and system performance. *Antennas and Propagation Magazine, IEEE*, 43(5) :52–63.
- Poulain, P.-M. (2013). Tidal currents in the adriatic as measured by surface drifters. *Journal of Geophysical Research : Oceans*.
- Prandle, D. (1991). A new view of near-shore dynamics based on observations from hf radar. *Progress in oceanography*, 27(3) :403–438.

- Prandle, D. and Ryder, D. (1985). Measurement of surface currents in liverpool bay by high-frequency radar. *Nature*.
- Raymond, W. H. and Kuo, H. (1984). A radiation boundary condition for multi-dimensional flows. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110(464) :535–551.
- Rice, S. O. (1951). Reflection of electromagnetic waves from slightly rough surfaces. *Communications on pure and applied mathematics*, 4(2-3) :351–378.
- Roarty, H. J., Rivera Lemus, E., Handel, E., Glenn, S. M., Barrick, D. E., and Isaacson, J. (2011). Performance evaluation of seasonde high-frequency radar for vessel detection. *Marine Technology Society Journal*, 45(3) :14–24.
- Røed, L. and Cooper, C. (1986). Open boundary conditions in numerical ocean models. In *Advanced physical oceanographic numerical modelling*, pages 411–436. Springer.
- Røed, L. and Cooper, C. (1987). A study of various open boundary conditions for wind-forced barotropic numerical ocean models. *Elsevier oceanography series*, 45 :305–335.
- Rubio, A., Arnau, P. A., Espino, M., Flexas, M. d. M., Jordà, G., Salat, J., Puigdefabregas, J., and S-Arcilla, A. (2005). A field study of the behaviour of an anticyclonic eddy on the catalan continental shelf (nw mediterranean). *Progress in Oceanography*, 66(2) :142–156.
- Rubio, A., Reverdin, G., Fontán, A., González, M., and Mader, J. (2011). Mapping near-inertial variability in the se bay of biscay from hf radar data and two offshore moored buoys. *Geophysical Research Letters*, 38(19).
- Sakov, P., Evensen, G., and Bertino, L. (2010). Asynchronous data assimilation with the enkf. *Tellus A*, 62(1) :24–29.
- 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.
- Schaeffer, A. (2010). *Impact du vent sur la circulation hydrodynamique dans le Golfe du Lion : Modélisation haute résolution*. PhD thesis, Université du Sud Toulon Var.
- Schaeffer, A., Garreau, P., Molcard, A., Fraunié, P., and Seity, Y. (2011a). Influence of high-resolution wind forcing on hydrodynamic modeling of the gulf of lions. *Ocean Dynamics*, 61(11) :1823–1844.
- Schaeffer, A., Molcard, A., Forget, P., Fraunié, P., and Garreau, P. (2011b). Generation mechanisms for mesoscale eddies in the gulf of lions : radar observation and modeling. *Ocean Dynamics*, 61(10) :1587–1609.
- Schmidt, R. (1986). Multiple emitter location and signal parameter estimation. *Antennas and Propagation, IEEE Transactions on*, 34(3) :276–280.

- Seiler, U. (1993). Estimation of open boundary conditions with the adjoint method. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 98(C12) :22855–22870.
- Sentchev, A., Forget, P., Barbin, Y., and Yaremchuk, M. (2011). Surface circulation in the irroise sea (w. brittany) from high resolution hf radar mapping. *Journal of Marine Systems*.
- Shadden, S. C., Lekien, F., Paduan, J. D., Chavez, F. P., and Marsden, J. E. (2009). The correlation between surface drifters and coherent structures based on high-frequency radar data in monterey bay. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 56(3) :161–172.
- Shay, L. K., Martinez-Pedraja, J., Cook, T. M., Haus, B. K., and Weisberg, R. H. (2007). High-frequency radar mapping of surface currents using wera. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(3) :484–503.
- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C. (2003). A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 108(C3).
- 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.
- Shearman, E. and Moorhead, M. (1988). Pisces : A coastal ground-wave hf radar for current, wind and wave mapping to 200 km ranges. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1988. IGARSS'88. Remote Sensing : Moving Toward the 21st Century., International*, volume 2, pages 773–776. IEEE.
- Shen, W., Gurgel, K.-W., Voulgaris, G., Schlick, T., and Stammer, D. (2012). Wind-speed inversion from hf radar first-order backscatter signal. *Ocean Dynamics*, 62(1) :105–121.
- Shulman, I. and Lewis, J. K. (1995). Optimization approach to the treatment of open boundary conditions. *Journal of physical oceanography*, 25(5) :1006–1011.
- Shulman, I., Lewis, J. K., and Mayer, J. G. (1999). Local data assimilation in the estimation of barotropic and baroclinic open boundary conditions. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 104(C6) :13667–13680.
- Shulman, I. and Paduan, J. D. (2009). Assimilation of hf radar-derived radials and total currents in the monterey bay area. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 56(3) :149–160.
- Simpson, J. H., Crawford, W. R., Rippeth, T. P., Campbell, A. R., and Cheok, J. V. (1996). The vertical structure of turbulent dissipation in shelf seas. *Journal of Physical Oceanography*, 26(8) :1579–1590.
- Skachko, S., Brankart, J.-M., Castruccio, F., Brasseur, P., and Verron, J. (2009). Improved turbulent air-sea flux bulk parameters for controlling the response of the ocean mixed layer : a sequential data assimilation approach. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(3) :538–555.

- Skandrani, C., Brankart, J., Ferry, N., Verron, J., Brasseur, P., Barnier, B., et al. (2009). Contrôle des paramètres gouvernant le forçage atmosphérique de modèles d'océan par assimilation séquentielle d'observations de surface de la mer issues de la réanalyse mercator. *Compte-rendu de l'Atelier de Modélisation de l'Atmosphère 2009 de Météo-France*.
- Stevens, D. P. (1991). The open boundary condition in the united kingdom fine-resolution antarctic model. *Journal of Physical Oceanography*, 21(9) :1494–1499.
- Stewart, R. H. and Joy, J. W. (1974). Hf radio measurements of surface currents. *Deep Sea Res.*, 21 :1039–1049.
- Taillandier, V., Echevin, V., Mortier, L., and Devenon, J.-L. (2004). Controlling boundary conditions with a four-dimensional variational data-assimilation method in a non-stratified open coastal model. *Ocean Dynamics*, 54(2) :284–298.
- Taillandier, V., Echevin, V., Mortier, L., and Devenon, J.-L. (2009). Controlling the open ocean forcing of baroclinic coastal jets with a 4d-var method. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 48(1) :155–174.
- Talagrand, O. (2003). A posteriori validation of assimilation algorithms. *Data Assimilation for the Earth System*, pages 85–95.
- Talagrand, O. and Courtier, P. (1987). Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. i : Theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113(478) :1311–1328.
- Taupier-Letage, I. and Millot, C. (1986). General hydrodynamical features in the ligurian sea inferred from the dyome experiment. *Oceanologica Acta*, 9(2) :119–131.
- Teague, C. C., Vesecky, J. F., and Hallock, Z. R. (2001). A comparison of multifrequency hf radar and adcp measurements of near-surface currents during cope-3. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of*, 26(3) :399–405.
- Ten Brummelhuis, P. and Heemink, A. (1990). Parameter identification in tidal models with uncertain boundary conditions. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 4(3) :193–208.
- Ten Brummelhuis, P., Heemink, A., and Van Den Boogaard, H. (1993). Identification of shallow sea models. *International journal for numerical methods in fluids*, 17(8) :637–665.
- Thomson, R. E. and Huggett, W. S. (1981). Wind-driven inertial oscillations of large spatial coherence. *Atmosphere-Ocean*, 19(4) :281–306.
- Tomczak, M. (1968). Über interne wellen in der nähe der trägheitsperiode. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 21(4) :145–151.
- Treguier, A.-M., Barnier, B., De Miranda, A., Molines, J., Grima, N., Imbard, M., Madec, G., Messenger, C., Reynaud, T., and Michel, S. (2001). An eddy-permitting model of the atlantic circulation : Evaluating open boundary conditions. *Journal of geophysical research*, 106(C10) :22115–22.

- Tsimplis, M., Proctor, R., and Flather, R. (1995). A two-dimensional tidal model for the mediterranean sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 100(C8) :16223–16239.
- Uttieri, M., Cianelli, D., Nardelli, B. B., Buonocore, B., Falco, P., Colella, S., and Zambianchi, E. (2011). Multiplatform observation of the surface circulation in the gulf of naples (southern tyrrhenian sea). *Ocean Dynamics*, 61(6) :779–796.
- Van Leeuwen, P. J. (2001). An ensemble smoother with error estimates. *Monthly weather review*, 129(4) :709–728.
- Vastano, A. and Reid, R. (1967). Tsunami response for islands : verification of a numerical procedure. *J. mar. Res.*, 25(2) :129–139.
- Webster, F. (1968). Observations of inertial-period motions in the deep sea. *Reviews of Geophysics*, 6(4) :473–490.
- Wilkin, J. L., Arango, H. G., Haidvogel, D. B., Lichtenwalner, C., Glenn, S. M., and Hedström, K. S. (2005). A regional ocean modeling system for the long-term ecosystem observatory. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 110(C6).
- Woodson, C., Eerkes-Medrano, D., Flores-Morales, A., Foley, M., Henkel, S., Hensing-Lewis, M., Jacinto, D., Needles, L., Nishizaki, M., O’Leary, J., et al. (2007). Local diurnal upwelling driven by sea breezes in northern monterey bay. *Continental Shelf Research*, 27(18) :2289–2302.
- Wunsch, C. (1996). *The ocean circulation inverse problem*. Cambridge University Press.
- Wyatt, L., Green, J., Gurgel, K.-W., Nieto Borge, J., Reichert, K., Hessner, K., Günther, H., Rosenthal, W., Saetra, O., and Reistad, M. (2003). Validation and intercomparisons of wave measurements and models during the eurorose experiments. *Coastal Engineering*, 48(1) :1–28.
- Yaremchuk, M. and Sentchev, A. (2009). Mapping radar-derived sea surface currents with a variational method. *Continental Shelf Research*, 29(14) :1711–1722.
- Yaremchuk, M. and Sentchev, A. (2011). A combined eof/variational approach for mapping radar-derived sea surface currents. *Continental Shelf Research*, 31(7) :758–768.
- Yaremchuk, M., Spence, P., Wei, M., and Jacobs, G. (2013). Lagrangian predictability in the dwh region from hf radar observations and model output. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*.
- Yoshikawa, Y., Matsuno, T., Marubayashi, K., and Fukudome, K. (2007). A surface velocity spiral observed with adcp and hf radar in the tsushima strait. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 112(C6).
- Yu, L. and O’Brien, J. J. (1991). Variational estimation of the wind stress drag coefficient and the oceanic eddy viscosity profile. *J. Phys. Oceanogr*, 21 :709–719.
- Yu, P., Kurapov, A. L., Egbert, G. D., Allen, J. S., and Kosro, P. M. (2012). Variational assimilation of hf radar surface currents in a coastal ocean model off oregon. *Ocean Modelling*, 49 :86–104.

Zelenke, B. C. (2005). An empirical statistical model relating winds and ocean surface currents : Implications for short-term current forecasts.

Zhang, A., Parker, B. B., and Wei, E. (2002). Assimilation of water level data into a coastal hydrodynamic model by an adjoint optimal technique. *Continental Shelf Research*, 22(14) :1909–1934.

Zhang, W. G., Wilkin, J. L., and Arango, H. G. (2010). Towards an integrated observation and modeling system in the new york bight using variational methods. part i : 4dvar data assimilation. *Ocean Modelling*, 35(3) :119–133.

Table des figures

1	Echelles résolues par les radars courantométriques. Adaptation du diagramme de Dickey (2003).	3
2	Bathymétrie de la Méditerranée Nord Occidentale. Les isobathes 0, 50, 100, 250 puis jusqu'à 2500 m tous les 250 m sont montrées. Les isobathes 0 et 1000 m sont tracées en noir. La côte varoise est matérialisée en rouge.	6
1.1	Exemple de spectre Doppler d'un signal rétrodiffusé par la surface de la mer en direction du HFR. Les raies du premier ordre et les échos du second ordre sont visibles. Le décalage entre les fréquences de Bragg théoriques ($\pm f_B$) et mesurées est représenté par la quantité Δf_B	15
1.2	Position des stations HFR en Méditerranée référencées dans la base de données GeoGlobalHFRadar (points rouges). Mis à jour en juin 2013.	22
1.3	Description de la zone des côtes varoises. Les sites où sont installés les radars sont en rouge. Les stations météorologiques sont en bleu. Les villes sont en noir. Les côtes varoises sont tracées en vert. Les isobathes -100, -500, -1000, -2000 et -2500 m sont représentées en gris.	25
1.4	Évolution temporelle des couvertures spatiales pour les stations PEY (haut), BEN (milieu) et POB (bas). Les points bleus indiquent les valeurs de couverture à un instant donné. Les points rouges représentent des couvertures nulles.	27
1.5	Cartes de couverture temporelle de la vitesse radiale avec masquage des zones présentant des solutions manifestement aberrantes. Les isobathes -100, -1000 et -2000 m sont également indiquées par les lignes grises. Les stations HFR sont représentées par les triangles gris.	28
1.6	Informations géométriques des configurations (a) PEY-BEN et (b) PEY-POB. Dilution de précision géométrique (GDOP, bleu) pour les composantes U (traits pleins) et V (traits pointillés) du courants. Les valeurs de GDOP montrées vont de 0 à 5 par pas de 0.5. L'isoligne de GDOP 2.5 résultante de U et V est tracé en bleu gras. Les angles entre les directions radiales compris entre 30° et 150° (par pas de 10°) sont également montrés (rouge). Les isolignes 30° et 90° sont indiquées en rouge gras. Les zones grises représentent la zone telle que la GDOP est inférieure à 2.5 et l'angle entre les radiales est compris entre 30° et 150°. La position du système PEY est représenté par un triangle magenta. Les systèmes BEN et POB sont représentés par des triangles vert. Les isobathes -100, -1000 et -2000 m sont également indiquées par les lignes grises.	28

1.7	Données in situ utilisées. Trajectoires des flotteurs lagrangiens déployés lors de la campagne TOSCA d'août 2012 (le temps, en jours écoulés depuis le 01/08/2012 à 00h, est montré par l'échelle de couleur). Les positions des stations CTD réalisées lors de la campagne TOSCA du 10 au 15 décembre 2011 sont indiquées en magenta. Les domaines des vitesses vectorielles (Vector), radiales (Radial) et des modèles régionaux, GLAZUR64 et RGLAZUR12, utilisés dans la suite (Model) sont indiqués par les boîtes noires. Les isobathes -100, -1000 et -2000 m sont tracées en gris.	30
1.8	Comparaisons des vitesses radiales L1 de PEY et POB avec les vitesses issues des flotteurs lagrangiens sur la période du mois d'août 2012.	33
1.9	Comparaisons des données L0, L1 et L2LinReg pour la station de PEY.	34
1.10	Comparaison des vitesses radiales L2LinReg de PEY et POB avec les vitesses issues des flotteurs lagrangiens sur la période du mois d'août 2012. Les données L1 ne sont pas prises en compte.	34
1.11	Courant vectoriel de surface obtenu avec une interpolation locale et $d_0 = 3$ km	36
1.12	Comparaison des vitesses vectorielles zonales (U) et méridiennes (V), issues de la combinaison des radiales L1 de la configuration PEY/POB, avec les vitesses issues de flotteurs lagrangiens sur la période du mois d'août 2012.	36
2.1	Représentation des vitesses radiales (en m/s) simulées par GLAZUR64 (a,d), RGLAZUR12 (b,e) et PSY2V4R2 (c,f) en fonction des vitesses radiales observées par les stations PEY (haut) et BEN (bas). Les isolignes indiquent la densité des points.	57
2.2	Comparaison des vitesses radiales des stations PEY et BEN observées (a-b) et simulées par GLAZUR64 (c-d), RGLAZUR12 (e-f) et PSY2 (g-h) moyennées sur la période novembre-décembre 2011. La section Sud-Nord située à 6.34°E (39 km à l'Est de PEY) est montrée en magenta.	58
2.3	Comparaison des vitesses radiales de la station PEY le long de la section méridienne située à 6.34°E (39 km à l'Est de PEY) observées (a), simulées par GLAZUR64 (b), RGLAZUR12 (c) et PSY2V4R2 (d). Les lignes situées aux latitudes 42.8 et 42.9 °N sont tracées à titre indicatif.	59
2.4	Comparaison des vitesses radiales de la station BEN le long de la section méridienne située à 6.34°E (39 km à l'Est de PEY) observées (a), simulées par GLAZUR64 (b), RGLAZUR12 (c) et PSY2V4R2 (d). Les lignes situées aux latitudes 42.8 et 42.9 °N sont tracées à titre indicatif.	60
2.5	Représentation des SST observées en fonction des SST simulées par GLAZUR64 (a), RGLAZUR12 (b) et PSY2V4R2 (c). Les isolignes indiquent la densité des points.	61
2.6	Représentation des biais (gauche) et RMSE (droite) moyens entre les SST observées en fonction des SST simulées par GLAZUR64 (a-b), RGLAZUR12 (c-d) et PSY2V4R2 (e-f)	62

2.7	Comparaison des températures de surface le long de la section Sud-Nord située à 6.34°E (39 km de PEY) observées (a), simulées par GLAZUR64 (b), RGLAZUR12 (c) et PSY2 (d).	63
2.8	Comparaison des températures (haut), salinité (milieu), densité (bas) observés et simulés par GLAZUR64 (gauche), RGLAZUR12 (centre) et PSY2V4R2 (droite).	65
2.9	Comparaison des diagrammes (T,S) observés et simulés par GLAZUR64 (a), RGLAZUR12 (b) et PSY2V4R2 (c).	66
2.10	Séries temporelles des vitesses de vent zonales (U) et méridiennes (V) observées (rouge) et simulées par ALADIN (bleu) à la station de l'île de Porquerolles, en m/s, sur la période du 01/06/2010 00h au 30/09/2012 23h.	67
2.11	Comparaison des observations (abscisses) et des simulations ALADIN (ordonnées) des vitesses de vent zonales (U) et méridiennes (V) (en m/s) aux stations du Cap Cépet (a), de l'aéroport de Hyères (b), de l'île de Porquerolles (c) et de l'île du Levant (d). Les droites en pointillés gris représente la droite d'équation $y = x$. Les droites noires sont les droites de régression linéaire des nuages de point, sur la période du 01/06/2010 00h au 30/09/2012 23h. Les isolignes indiquent la densité des points.	68
2.12	Densité spectral de puissance (en $m^2.s^{-2}.jour$) issue de l'analyse rotatoire du vent issus des observations à l'île de Porquerolles (haut) ou des simulations ALADIN au point le plus proche de la station (bas), sur la période du 01/06/2010 00h au 30/09/2012 23h. La composante CW (CCW) est représentée en bleu (rouge).	69
2.13	Idem Fig.2.12 mais avec un zoom sur les bandes diurnes (a haut, b haut) et semi-diurnes (a bas, b bas).	70
3.1	Densité spectrale de puissance (en $m^2.s^{-2}.jour$) des données vectorielles (a) et des vitesses radiales de PEY (b) et POB (c) sur la période du 25/05/2012 14h au 30/09/2012 22h.	77
3.2	Zoom de la Fig.3.1 sur les bandes diurnes et semi-diurnes.	78
3.3	Densité spectrale de puissance (en $m^2.s^{-2}.jour$) des vitesses radiales de PEY calculée sur la période du 23/05/2010 14h au 30/09/2012 23h.	80
3.4	Densité spectrale de puissance (en $m^2.jour$) de l'élévation de la surface de la mer à la station de Toulon calculée sur la période du 01/01/2005 au 31/07/2009.	80
3.5	Zoom sur les fréquences diurnes (haut) et semi-diurnes (bas) du spectre (en $m^2.jour$) de marée calculé à partir des mesures d'élévation à la station de Toulon.	81
3.6	Zoom sur les fréquences diurnes (haut) et semi-diurnes (bas) du spectre (en $m^2.s^{-2}.jour$) des vitesses radiales de PEY.	81
3.7	Distribution de l'énergie (en $m^2.s^{-2}$) de la composante CW à la fréquence S_1 pour les vitesses radiales (a) et le vent (b).	83
3.8	Distribution de l'énergie (en $m^2.s^{-2}$) de la composante CW à la fréquence S_2 pour les vitesses radiales (a) et le vent (b).	84
3.9	Distribution de l'énergie (en $m^2.s^{-2}$) de la composante CW à la fréquence K_1 pour les vitesses radiales (a) et le vent (b).	85

3.10	Évolution temporelle de la norme du vecteur vitesse (a) et de la vitesse radiale issue de PEY (b) le long de la longitude 6.2734°E (33,6 km de PEY) pour les données de GLAZUR64. Les courbes noires marquent le lieu des maxima de norme du vecteur vitesse $y(\ \mathbf{V}\ ^{max})$ (a) et de vitesse radiale $y(V_{rad}^{max})$ (b). L'évolution temporelle de \mathcal{E} est tracée en (c). L'évolution temporelle des quantités V_{rad}^{max} et $\ \mathbf{V}\ ^{max}$ est montrée en (d).	89
3.11	Comparaison du biais (rouge) et de l'écart-type (bleu) de l'erreur de position en considérant toutes les erreurs (traits pointillés) et en retirant les erreurs supérieures à 20 km (traits pleins) pour les données de GLAZUR64.	90
3.12	Angle moyen entre la direction du maximum de vitesse $\ \mathbf{V}\ ^{max}$ et la radiale dirigée vers le radar.	90
3.13	Comparaison du biais (rouge) et de l'écart-type (bleu) de l'erreur sur l'estimation de la largeur en considérant toutes les erreurs (traits pointillés) ou en filtrant les erreurs supérieures à 20 km (traits pleins).	92
3.14	Évolution temporelle de la norme du vecteur vitesse (a) et de la vitesse radiale issue de PEY (b) le long de la longitude 6.27°E (33 km à l'Est de la station PEY) pour les observations. Les courbes noires marquent le lieu des maxima de norme du vecteur vitesse $y(\ \mathbf{V}\ ^{max})$ (a) et de vitesse radiale $y(V_{rad}^{max})$ (b). L'évolution temporelle de la différence $y(V_{rad}^{max}) - y(\ \mathbf{V}\ ^{max})$ est tracée en (c). Les quantités V_{rad}^{max} et $\ \mathbf{V}\ ^{max}$ sont montrées en (d).	93
3.15	Comparaison du biais (rouge) et de l'écart-type (bleu) de l'erreur de position en considérant toutes les erreurs (traits pointillés) ou en filtrant les erreurs supérieures à 20 km (traits pleins) pour les observations.	94
3.16	Comparaison du biais (rouge) et de l'écart-type (bleu) de l'erreur sur l'estimation de la largeur de la veine du CN en considérant toutes les erreurs (traits pointillés) ou en filtrant les erreurs supérieures à 20 km (traits pleins).	94
3.17	Évolution temporelle sur la période mai 2010 - septembre 2012 le long de la longitude 6.27°E (33 km à l'Est de la station PEY) de la vitesse radiale issue de PEY (a) (la courbe noire marque le lieu des maximums de vitesse radiale $y(V_{rad}^{max})$), des positions des bords Nord (cyan), Sud (bleu) et de $y(V_{rad}^{max})$ (rouge) lissés sur 15 jours (b), V_{rad}^{max} lissée sur 15 jours (c) et norme de la vitesse du vent à la station de Porquerolles lissée sur 15 jours (d).	97
3.18	Analyse saisonnière de la position (coeur de la veine, points rouges) et de la largeur de la veine (repérée par les bords Nord, points cyans, et Sud, points bleus) de CN au large des côtes varoises. Les barres verticales représentent l'écart-type temporel sur la période considérée. Toute la série de données (a), hiver (b), printemps (c), été (d), automne (e). Les isobathes 100, 1000 et 2000 m sont montrées.	98
4.1	Description de deux cycles d'assimilation successifs réalisés avec l'EnKF.	119
4.2	Principe de la localisation temporelle utilisée dans la méthode non séquentielle EnPS.	125

5.1	Évolution temporelle des écart-types de l'ensemble des vitesses radiales en réponse à des perturbations du vent pour <i>WindE1</i> ($\alpha = 0.3$, noir) et <i>WindE2</i> ($\alpha = 0.5$, gris).	141
5.2	Distribution spatiale des écart-type de l'ensemble des vitesses radiales de PEY (gauche) et BEN (droite) en réponse à des perturbations du vent pour $\alpha = 0.3$ (haut) et $\alpha = 0.5$ (bas)	142
5.3	Covariances d'ensemble ($m^2.s^{-2}$) entre les vitesses radiales des stations PEY et BEN au point 6.2 °E - 42.75 °N (point vert) et les composantes U^w et V^w du vent le 19 Novembre 2011 à 13h00.	143
5.4	Distribution des valeurs de la différence entre les membres de l'ensemble et la moyenne d'ensemble pour les expériences <i>WindE1</i> et <i>WindE2</i> , pour les station PEY (bleu clair) et BEN (bleu foncé)	144
5.5	Evolution temporelle du <i>RMSD</i> en réponse à des perturbations du vent pour $\alpha = 0.3$ (noir) et $\alpha = 0.5$ (gris).	144
5.6	Distribution spatiale du RMS entre l'ébauche et la moyenne d'ensemble des vitesses radiales de PEY (gauche) et BEN (droite) en réponse à des perturbations du vent pour $\alpha = 0.3$ (haut) et $\alpha = 0.5$ (bas).	145
5.7	Évolution temporelle des écart-types de l'ensemble des vitesses radiales en réponse à des perturbations des OBC avec des forçages atmosphériques lissés sur 1 jour pour <i>ObsS1</i> ($\alpha = 0.5$, rouge), <i>ObsS2</i> ($\alpha = 1$, rose foncé) et <i>ObsS3</i> ($\alpha = 1.5$, rose clair) et des forçages atmosphériques non lissés pour <i>ObsE1</i> ($\alpha = 0.5$, noir) et <i>ObsE2</i> ($\alpha = 1$, gris).	146
5.8	Distribution spatiale des écart-types de l'ensemble des vitesses radiales de PEY (gauche) et BEN (droite) en réponse à des perturbations des OBC pour <i>ObsE1</i> ($\alpha = 0.5$, haut) et <i>ObsE2</i> ($\alpha = 1$, bas)	147
5.9	Distribution des valeurs de la différence entre les membres de l'ensemble et la moyenne d'ensemble pour <i>ObsE1</i> et <i>ObsE2</i> , pour les station PEY (bleu clair) et BEN (bleu foncé)	148
5.10	Évolution temporelle de la linéarité de l'opérateur d'observation des vitesses radiales en réponse à des perturbations des OBC avec des forçages atmosphériques lissés sur 1 jour pour <i>ObsS1</i> ($\alpha = 0.5$, rouge), <i>ObsS2</i> ($\alpha = 1$, rose foncé) et <i>ObsS3</i> ($\alpha = 1.5$, rose clair) et des forçages atmosphériques non lissés pour <i>ObsE1</i> ($\alpha = 0.5$, noir) et <i>ObsE2</i> ($\alpha = 1$, gris).	149
5.11	Distribution spatiale du RMS entre l'ébauche et la moyenne d'ensemble des vitesses radiales de PEY (gauche) et BEN (droite) en réponse à des perturbations des OBC pour $\alpha = 0.5$ (haut) et $\alpha = 1$ (bas).	149

C.1	Étude de sensibilité du résultat de l'interpolation de DINEOF à la durée de la période sur laquelle l'interpolation est effectuée basée sur la comparaison avec des vitesses déduites des trajectoires de flotteurs de surface sur la période 1. Les RMSE (gauche), biais (milieu) et corrélation (droite) sont calculés pour les résultats des calculs mono-varié (PEY(PEY), POB(POB)) et multi-varié (PEY(PEY+POB), POB(PEY+POB)).	245
C.2	Résultat des expériences <i>Din31ms</i> et <i>Din31mws</i> pour la station PEY à la même date que la Fig.1.9.	249
D.1	Estimation de la vitesse vectorielle \mathbf{v} à partir des vitesses radiales v_r^1 et v_r^2 mesurées par les stations 1 et 2 avec des incertitudes σ_1 et σ_2 dans les directions \mathbf{e}_1 et \mathbf{e}_2 , respectivement. Les incertitudes sur les composantes zonale u et méridienne v issues des incertitudes sur les vitesses radiales sont représentées par σ_u et σ_v . . .	253

Liste des tableaux

1.1	Inventaire des radars en fonctionnement à l'échelle globale réalisé par l'initiative GeoGlobalHFradar. Mis à jour en juin 2013.	22
1.2	Campagnes de mesure par radar HF/VHF menées par le LSEET/MIO ainsi que les programmes associés. Mise à jour de "Radar activities in ocean-atmosphere at LSEET, 2008"	24
1.3	Principales étapes de l'installation des réseaux d'émission (TX) et de réception (RX) des radars HF sur la côte varoise. Mis à jour en juin 2013.	27
1.4	Caractéristiques des radars HF de la côte varoise.	29
3.1	Caractéristiques des principales ondes de marée diurnes et semi-diurnes d'origine solaire (S) ou lunaires (L) dues aux forçages astronomiques (A) ou météorologiques (M) (Lefevre, 2000)	81
3.2	Biais et écart-types de l'estimation du CN à partir des vitesses radiales simulées ou observées.	95
4.1	Définitions des différents vecteurs et des erreurs et covariances d'erreur associées. Les dimensions des espaces du vecteur d'état et des observations sont également indiquées.	106
4.2	Assimilation des vitesses radar HF : récapitulatif des études et des méthodes utilisées.	131
5.1	Récapitulatif des expériences d'ensemble.	140
C.1	Résumé des expériences effectuées pour l'implémentation de DINEOF.	244
C.2	Nombre d'EOF retenues et erreurs de cross-validation normalisées associées en fonction de la durée de la fenêtre d'interpolation.	246
C.3	Comparaison des vitesses interpolées par DINEOF sur les périodes 1 et 2 en retirant les vitesses radiales non interpolées et en conservant le jeu complet de données interpolées.	247

Annexes

Annexe A

Une étude de cas de la dynamique de
mésos-échelle en Méditerranée Nord
Occidentale : une approche combinant
observations et simulations numériques
([Guihou et al., 2013](#))

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

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

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

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

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

1 Introduction

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

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

Responsible Editor: Pierre Garreau

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

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

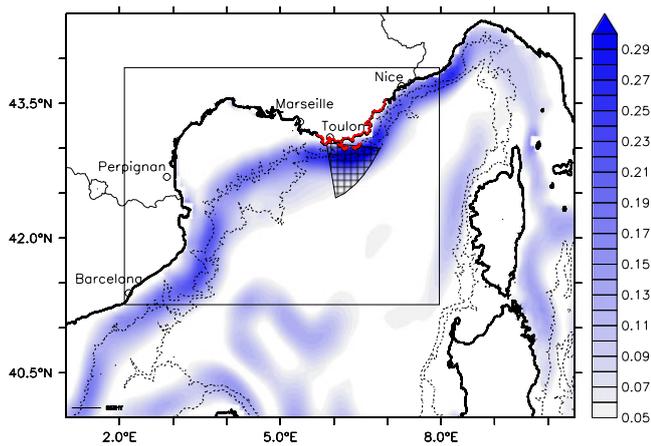


Fig. 1 Map of the North-Western Mediterranean Sea. The *black rectangle* shows the GLAZUR64 domain and the *gridded triangle-like shape* corresponds to the radar coverage area. The French Var coast is in *red*. The mean dynamics of the area, averaged from inter-annual MERCATOR simulations, appears in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

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

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

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

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

2 Material and methods

2.1 The PHYOCE field campaign

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

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

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

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

2.2 NEMO high-resolution configuration: GLAZUR64

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

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

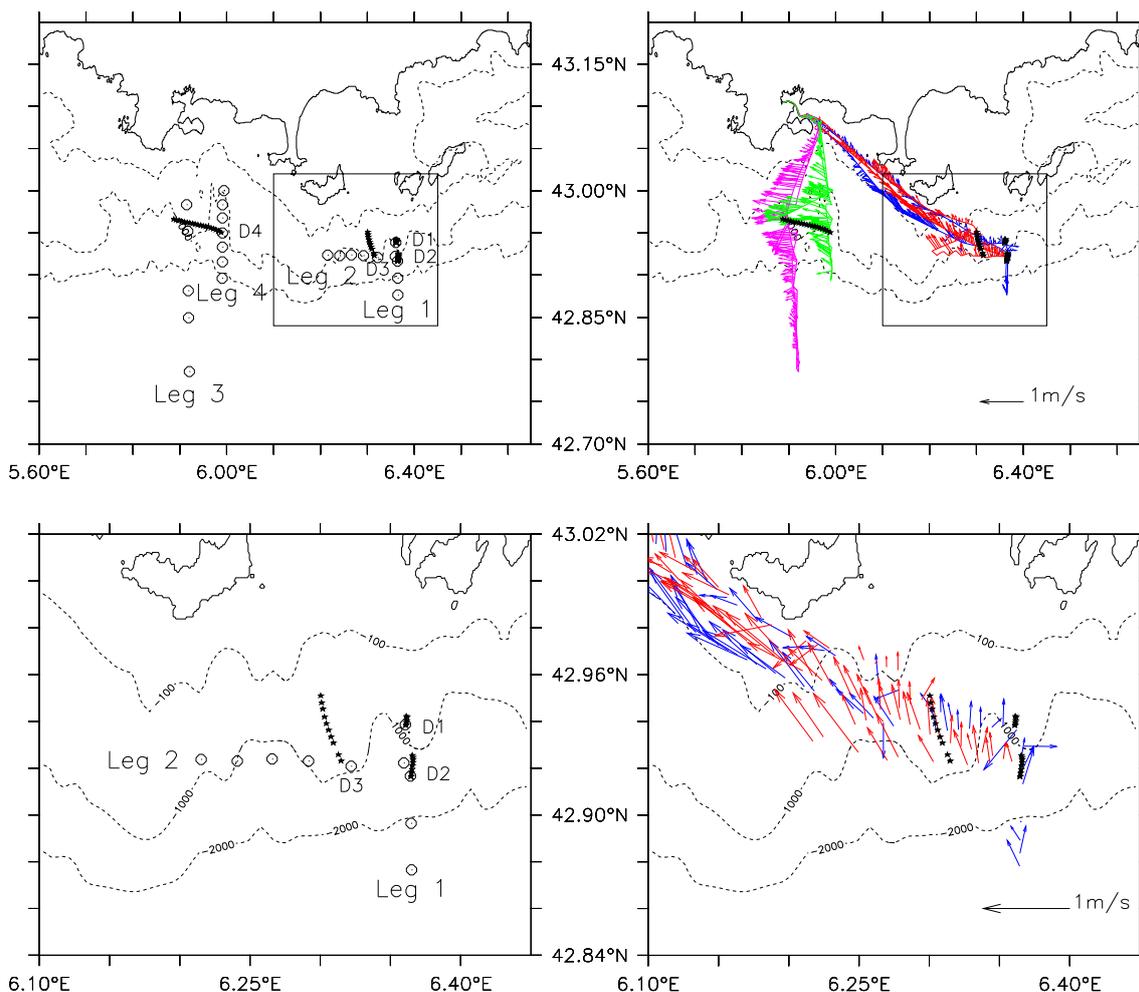


Fig. 2 Map of the studied region including the PHYCOE measurements locations (*upper panels*). *Upper left panel*: location of the CTD profiles (*black circles*), drifters name and trajectories (*black stars*).

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

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

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

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

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

2.3 Remote sensing

2.3.1 Radar

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

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

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

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

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

2.3.2 Satellite SST and chlorophyll *a*

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

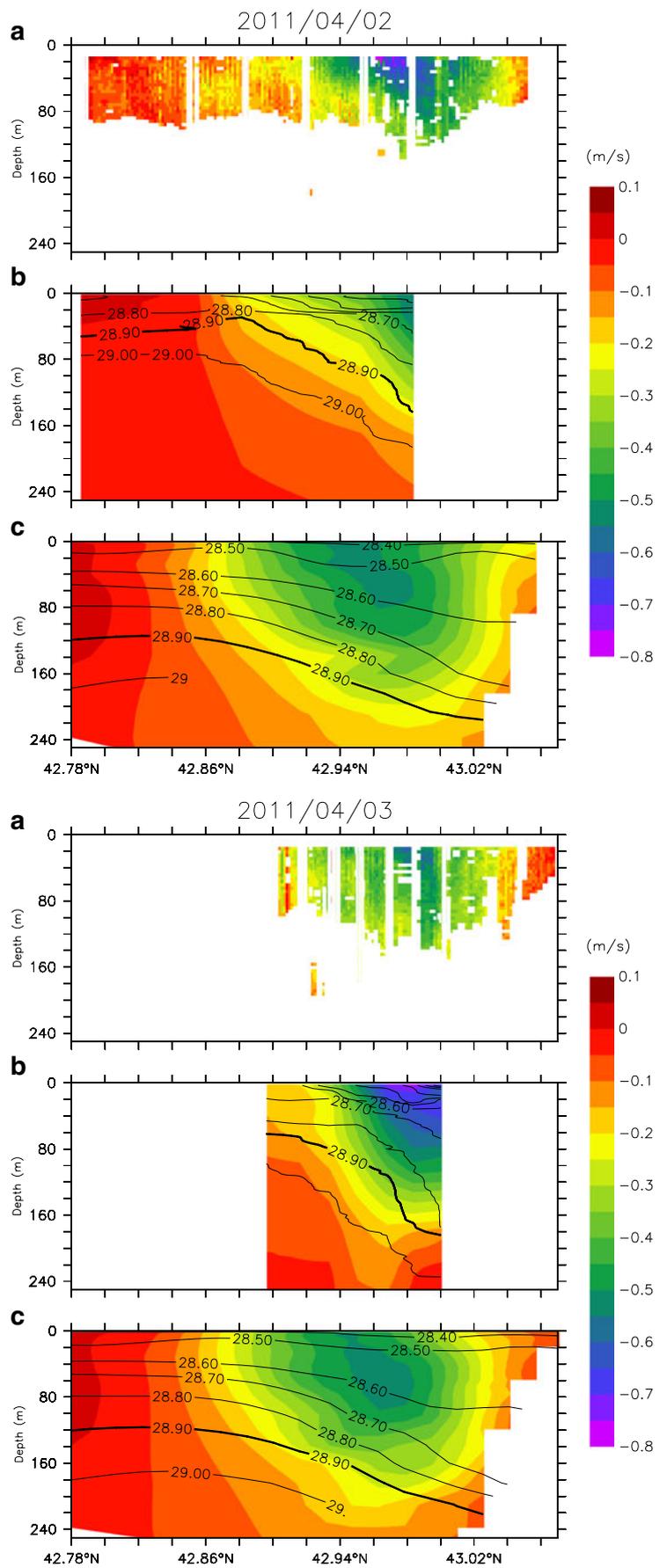
3 Results

3.1 In situ observations from the field campaign

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

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

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



ADCP data, both regarding the maximum surface velocity (reaching $\approx 0.5\text{--}0.7$ m/s) and the general shape of the current vein. This assesses a strongly geostrophic dominated NC flowing close to the coast over the 1,000-m isobath with a low or negligible barotropic component in support to the main hypothesis of the geostrophic computation.

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

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

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

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

3.2 GLAZUR64-simulated fields during the PHYOCE period

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

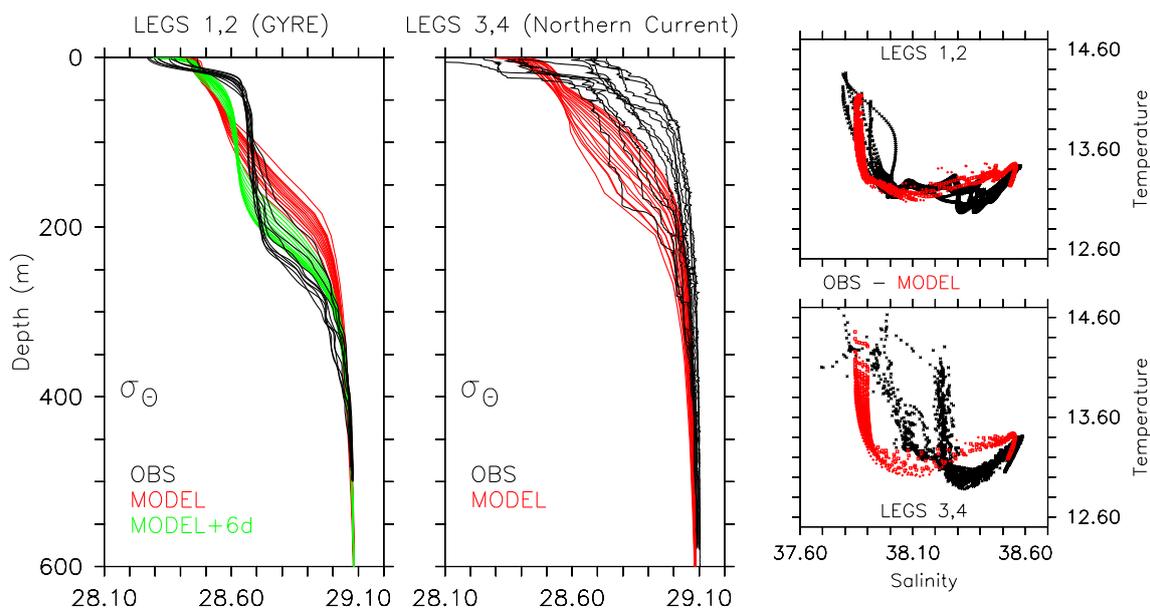


Fig. 4 Potential density profiles from the CTD casts (*black*) and the model simulation (*red*), associated with TS diagrams. *Left panel*: profiles from legs 1 and 2 (eddy region); *green lines* correspond to the

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

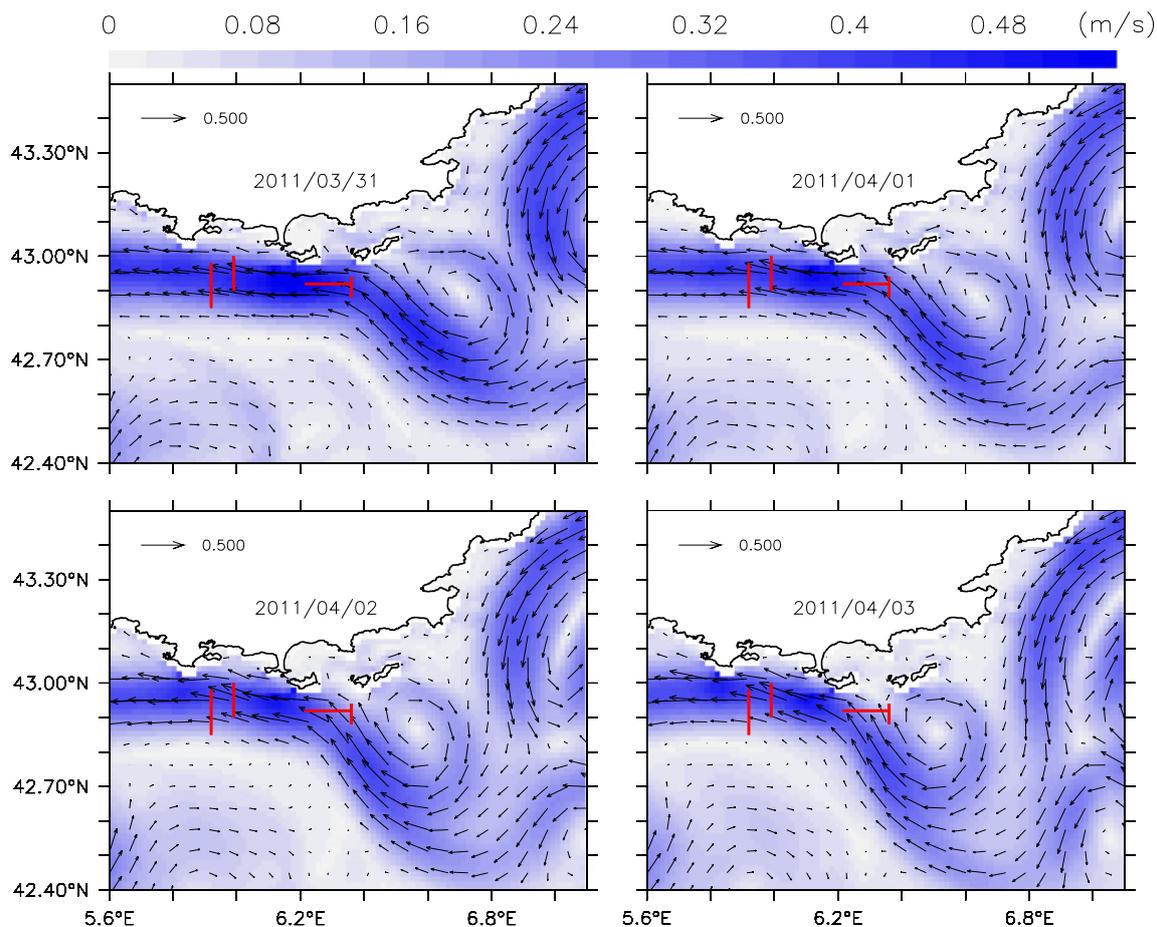


Fig. 5 Daily averaged simulated velocities (0–150 m vertically averaged) from the 31st of March (*top left*) to the 3rd of April 2011 (*bottom right*). *Red lines*: the 4-day CTD transects locations appear on each daily simulation

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

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

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

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

3.3 Comparisons with remotely sensed synoptic observations

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

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

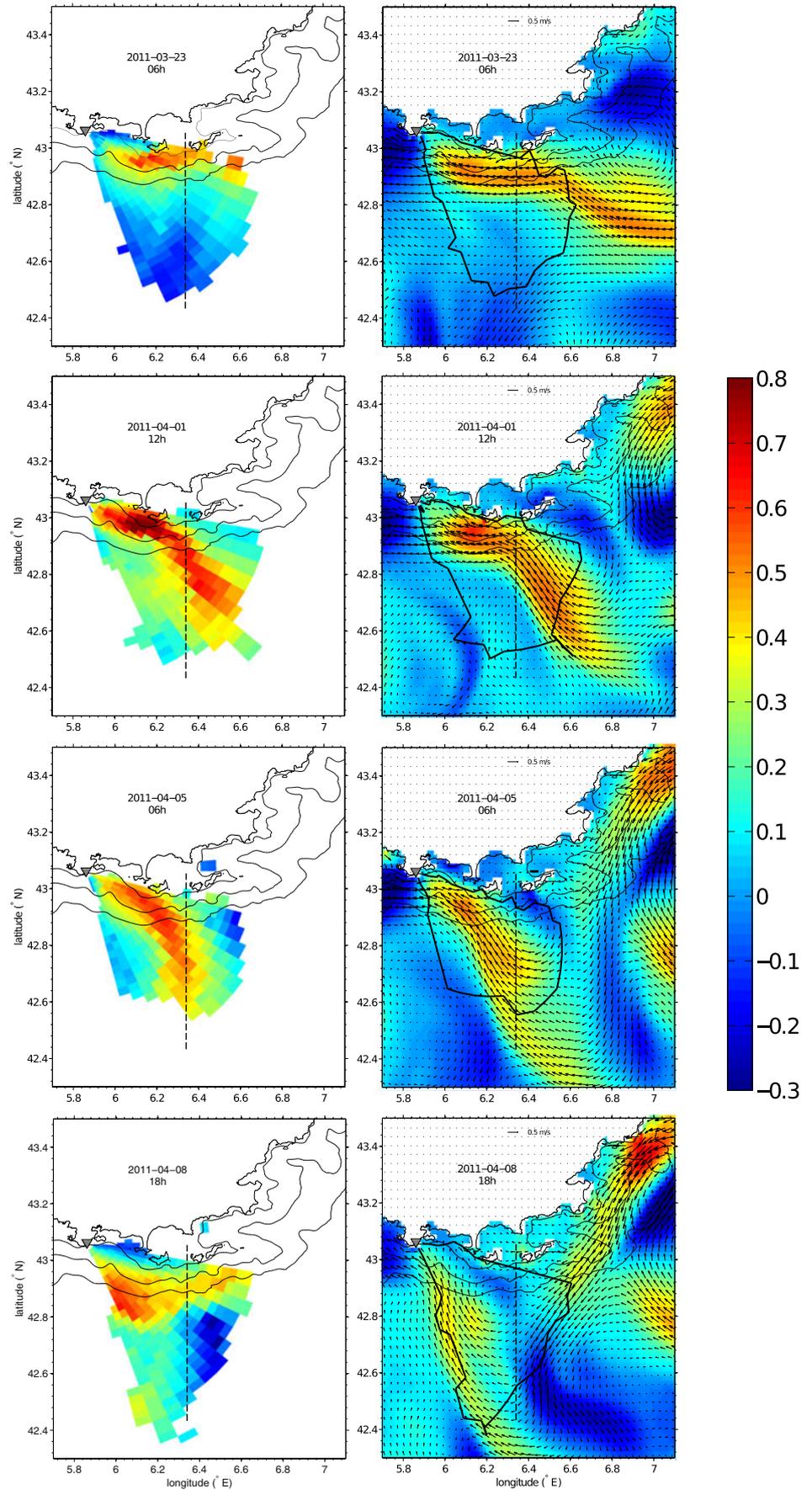
In order to refine the time description of the event, a Hovmuller diagram of the radial velocity for both data sets along the meridian section 6.34°E (section shown on Fig. 6) is done on Fig. 7, for a 30-day period (15th of March to 15th of April) centred on the PHYOCE campaign. Such a representation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

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

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

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

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



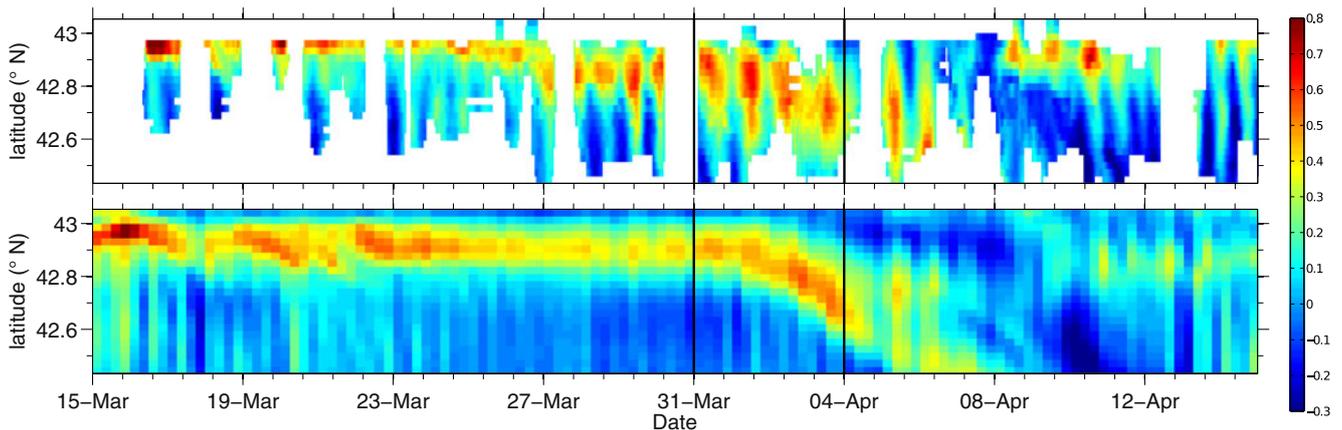


Fig. 7 Time series of radial velocities along a latitudinal section at 6.34°E (section location shown on Fig. 6), from mid-March to mid-April 2011. *Top panel*: radar measurements, *bottom panel*: model simulation. The *black lines* delimit the PHYOCE period

4 Discussion/Conclusion

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

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

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

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

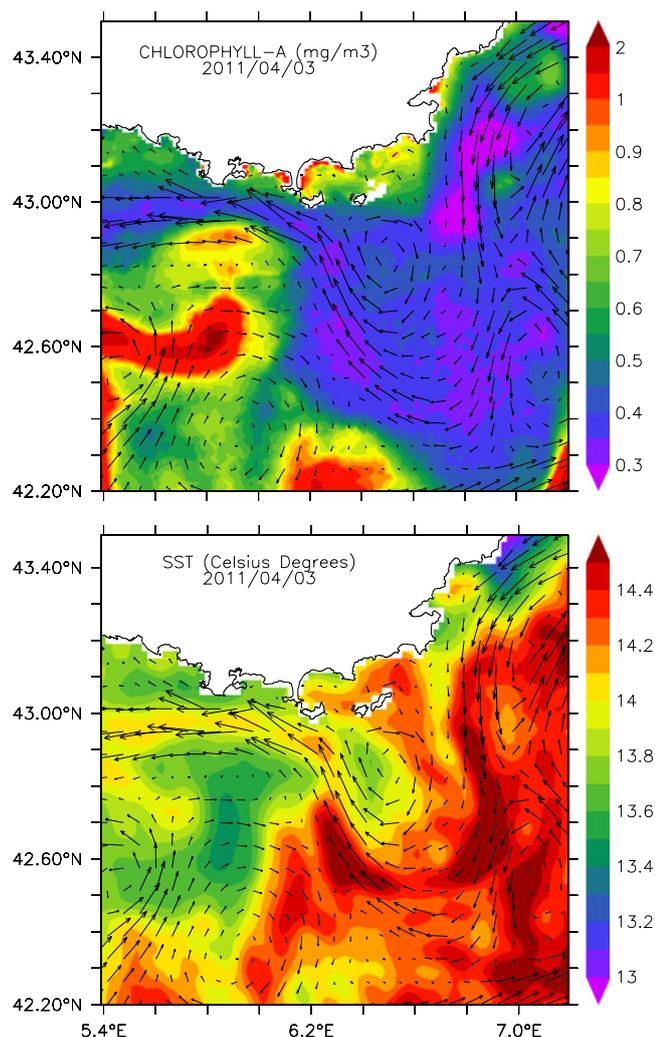


Fig. 8 Satellite data gridded maps for the 3rd of April 2011. *Upper panel:* chlorophyll *a* concentration in milligrammes per cubic metre (L4 product, MyOcean project). *Bottom panel:* SST in degree Celsius (L4 product, MEDSPIRATION project). GLAZUR64-simulated surface velocities for the corresponding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

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

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

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

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

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

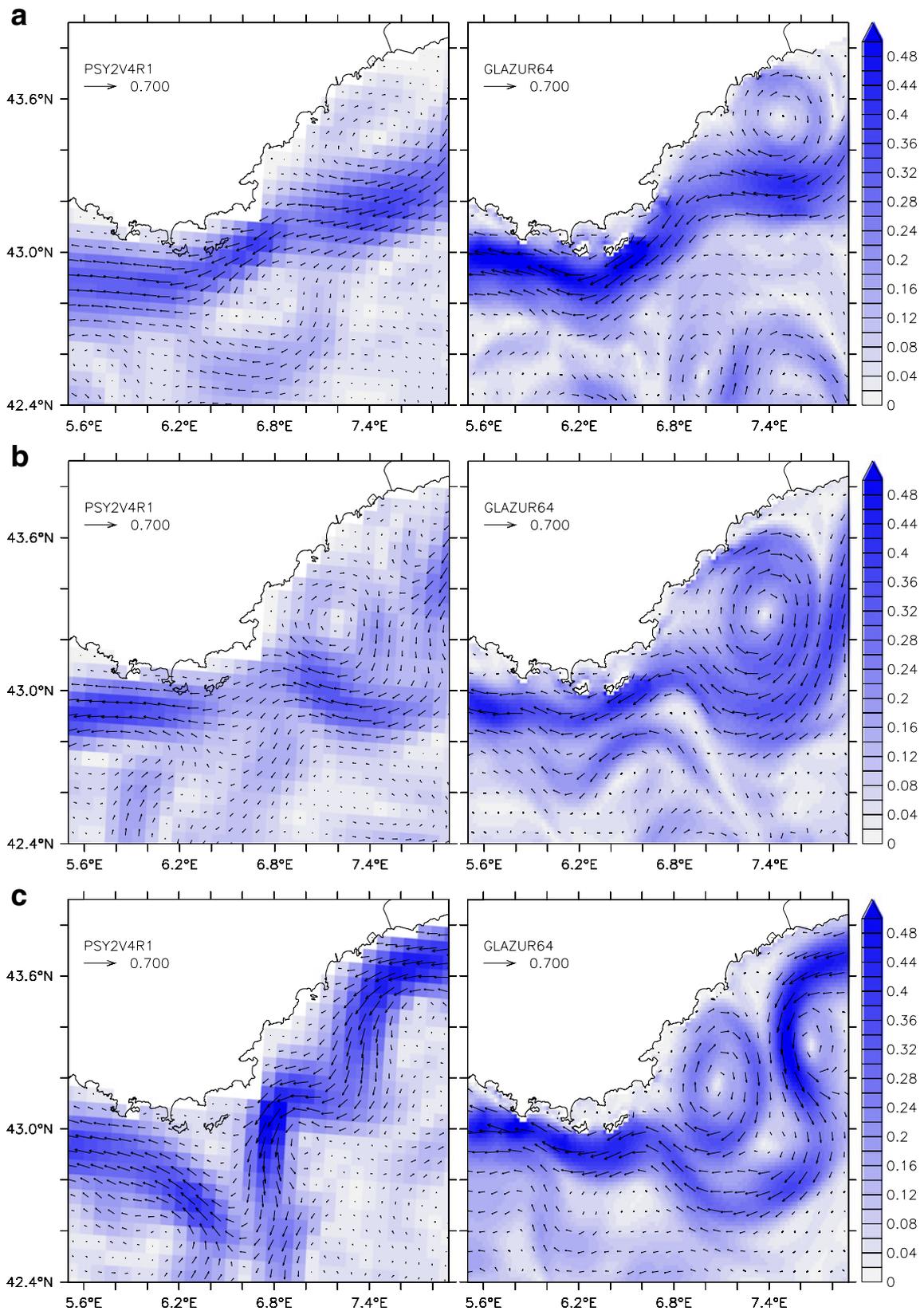


Fig. 9 Daily averaged simulated velocities (0–150 m vertically averaged) of PSY2V4R1 (*left*) and GLAZUR64 (*right*) simulations for the 27th of January (A), the 10th of February (B) and the 18th of March 2011 (C)

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

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

References

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

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

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

Annexe B

Estimateurs statistiques de l'Erreur et variabilité

Pour comparer de manière quantitative deux jeux de données, nous nous appuyons sur des calculs de statistiques appliquées à leur différence de ces champs. Ces calculs sont classiquement utilisés (e.g. [Murphy, 1988](#); [Oke et al., 2002a](#)).

Nous raisonnons en considérant que le champ de référence, souvent constitués par des observations, donne la meilleure estimation accessible de l'état vrai. Nous pouvons alors en déduire les quantités décrites dans la suite qui représentent une information globale. Elles pourront également être calculées le long des dimensions spatiales ou temporelles pour avoir des informations locales sur les différences entre les champs.

Erreur

Nous appellerons *erreur*, la différence entre les valeurs du champ à valider (X) et les valeurs des observations (y^o) prises aux mêmes endroits et aux mêmes temps, définie par

$$d = X - y^o \quad (\text{B.1})$$

Covariance de l'erreur et biais

La covariance de l'erreur \mathbf{D} est obtenu par la relation

$$\mathbf{D} = E [(d - E[d])(d - E[d])^T] \quad (\text{B.2})$$

où $E[\cdot]$ représente l'espérance mathématique. Nous nous intéresserons plus particulièrement à l'écart-type de l'erreur σ_D qui représente la racine carré de la trace de \mathbf{D} (ou variance), donnée par la relation

$$\sigma_D = \sqrt{\frac{1}{IJKL} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L (d_{i,j,k,l} - \bar{d})^2} \quad (\text{B.3})$$

où

$$\bar{d} = \frac{1}{IJKL} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L d_{i,j,k,l} = E[d] = E[X - y^o] = E[X] - E[y^o] \quad (\text{B.4})$$

et i, j, k, l représentent les indices le long des dimensions spatiales et temporelle de taille I, J, K, L respectivement.

Le biais est défini par l'Eq.B.4 et représente la moyenne de la différence entre les champs X et y^o .

Erreur quadratique moyenne - RMSE

Si le biais est nul, alors l'écart-type de l'*erreur* représente l'erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error, RMSE) du champ à valider par rapport au champ de référence. La RMSE est définie par

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{IJKL} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L (d_{i,j,k,l})^2} \quad (\text{B.5})$$

Estimation de la variabilité temporelle

Nous considérons que la variabilité temporelle d'un champ dans une zone géographique peut être représentée par son écart-type temporel sur la période considérée. Nous pouvons calculer cet écart-type (σ) dans la zone géographique choisie :

$$\sigma = \sqrt{E[(X - E(X))^2]} = \sqrt{\frac{1}{IJKL} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L (x_{i,j,k,l} - \bar{x})^2} \quad (\text{B.6})$$

où X représente un paramètre géophysique considéré comme une variable aléatoire. $x_{i,j,k,l}$ représente la valeur de X au point i (respectivement j, k, l) qui représente l'indice suivant la longitude (respectivement la latitude, la profondeur et le temps) contenant I (respectivement J, K, L) points. \bar{x} représente la valeur de la moyenne de la variable aléatoire X (B.7) dans le domaine spatio-temporel.

$$\bar{x} = \frac{1}{IJKL} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L x_{i,j,k,l} \quad (\text{B.7})$$

Quantification de l'erreur d'un champ en fonction de sa variabilité temporelle

Il est possible de quantifier l'erreur d'un champ par rapport à sa variabilité temporelle en calculant le rapport entre l'écart-type de l'erreur du champ et l'écart-type temporel de ce champ, noté α :

$$\alpha = \frac{\sigma_D}{\sigma} \quad (\text{B.8})$$

Annexe C

Data INterpolation using EOF

Nous avons envisagé l'utilisation de DINEOF (Data INterpolation Using EOF) pour le remplissage des trous dans les cartes de vitesses radiales. En effet cette méthode a été développée pour reconstruire des données manquantes dans des champs géophysiques (Beckers and Rixen, 2003) puis appliquée à l'interpolation de SST satellitales (Alvera-Azcárate et al., 2005) ou lors d'une analyse multi-variée pour la reconstruction de la SST, de la chlorophylle et du vent issus de mesures satellitales (Alvera-Azcárate et al., 2007). C'est une méthode basée sur l'utilisation des "Fonctions Empiriques Orthogonales" (Empirical Orthogonal Function, EOF). Elle est non paramétrée et toutes les informations sont contenues dans les variables à interpoler, contrairement à d'autres méthodes, comme l'interpolation optimale pour laquelle les paramètres définissent la qualité du résultat.

Cette méthode semble particulièrement intéressante dans le cas des mesures par HFR car elle permet d'obtenir une estimation de la vitesse radiale en chaque point d'un domaine d'interpolation prédéfini. L'estimation des valeurs de la variable est basée sur les covariances spatiales et temporelles de cette variable. Dans le cas multi-varié, les covariances entre les variables sont également prises en compte, ce qui est particulièrement intéressant dans le cas où les données d'une variable sont temporairement indisponibles.

C.1 Description de la méthode

DINEOF dans le cas mono-varié

La méthode peut se décrire de la manière suivante dans le cas mono-varié. Les données de la variable sont stockées dans une matrice \mathbf{X}_0 . Sa moyenne spatiale et temporelle lui est retirée pour construire la matrice \mathbf{X} . Ce choix garantit une symétrie de la méthode dans l'espace et le temps, et permet également son application sans aucune connaissance a priori sur la variabilité de la variable. Les données manquantes sont initialisées à zéro pour ne pas introduire de biais par rapport à \mathbf{X} . Avec cette première estimation, une première décomposition en valeur singulière (SVD) est réalisée en utilisant le premier mode EOF ($k = 1$). Les données manquantes sont alors

remplacées par celles obtenues avec ce premier mode EOF :

$$\mathbf{X}_{i,j} = \sum_{p=1}^k \rho_p (\mathbf{u}_p)_i (\mathbf{v}_p^T)_j \quad (\text{C.1})$$

où i, j représentent les indices spatiaux et temporels des données absentes de la matrice \mathbf{X} . \mathbf{u}_p et \mathbf{v}_p sont les $p^{\text{ième}}$ colonnes des EOF spatiales \mathbf{U} et temporelles \mathbf{V} , respectivement, et ρ_p est la valeur singulière correspondante avec $p = 1, \dots, k$. Ces nouvelles estimations des données manquantes sont utilisées pour renouveler la décomposition SVD. Ces deux dernières étapes sont répétées jusqu'à obtenir la convergence des valeurs des données manquantes. Ensuite, cette procédure est répétée pour les modes $p = 2, \dots, k_{max}$ EOF, où k_{max} est un nombre prédéfini qui varie en fonction des caractéristiques de la matrice initiale. Ainsi, pour chaque k , une estimation des données manquantes est obtenue. Le nombre optimal de modes EOF retenus pour la reconstruction est déterminé en utilisant une méthode de "cross validation" (e.g. [Brankart and Brasseur, 1996](#)). Typiquement, des données valides, dont le nombre est compris entre 1 et 3% du nombre total de points dans \mathbf{X} , sont retirées initialement de \mathbf{X} et sont considérées comme manquantes. A chaque estimation d'EOF, l'erreur entre la valeur initiale de ces points et la valeur reconstruite est calculée. Ainsi, le nombre d'EOF optimal qui minimise l'erreur de cross validation peut être déterminé. Celui-ci sera utilisé pour la reconstruction finale. La moyenne spatiale et temporelle retirée au début de la procédure est finalement rajoutée.

DINEOF dans le cas multi-varié

Dans le cas multi-varié, la méthode DINEOF ne concatène pas seulement les différents tableaux de variables à analyser comme réalisé habituellement dans une analyse EOF, mais introduit un décalage temporel en organisant les différentes variables X, Y, Z de la façon suivante :

$$\mathbf{X}_e = \begin{pmatrix} X_1 & X_2 & \cdots & X_{N-2l} \\ X_{1+l} & X_{2+l} & \cdots & X_{N-l} \\ X_{1+2l} & X_{2+2l} & \cdots & X_N \\ \vdots & & & \\ Y_1 & Y_2 & \cdots & Y_{N-2l} \\ \vdots & & & \\ Z_1 & Z_2 & \cdots & Z_{N-2l} \end{pmatrix} \quad (\text{C.2})$$

où X_t, X_{t+l}, X_{t+2l} sont des vecteurs colonne contenant tous les points spatiaux de la variable X aux temps $t, t+l$ et $t+2l$ respectivement. l et $l+2l$ sont les retards temporels. Y et Z représentent d'autres variables. Chaque variable peut posséder un nombre différent de points spatiaux.

Cette façon de procéder présente des avantages pour la reconstruction de données manquantes. En tenant compte d'informations passées et/ou futures, elle permet de mieux résoudre les structures se déplaçant, si les points existent dans la matrice décalée. D'autre part les corrélations qui existent entre les différentes variables physiquement reliées peuvent aider à la reconstruction.

Estimation de l'erreur d'interpolation

La cross validation ne permet d'obtenir qu'une estimation globale de l'erreur de reconstruction, qui ne peut pas être cartographiée ainsi. Une méthode permettant de calculer localement le champ d'erreur pour quantifier la précision de la reconstruction a été proposée par [Beckers et al. \(2006\)](#). Le champ d'erreur est obtenu par analogie avec l'interpolation optimale, mais dans ce cas les matrices de covariance utilisées sont celles calculées par DINEOF.

Ce calcul n'a pas été implémenté dans le cadre de ces travaux.

C.2 Implémentation de DINEOF sur la configuration PEY-POB

Dans la suite, nous souhaitons implémenter DINEOF de façon à interpoler les données de vitesses radiales provenant des stations radar PEY et POB sur la période du mois d'août 2012. Nous nous intéressons en particulier à cinq problèmes qui apparaissent lors de l'utilisation de DINEOF :

- impact de la durée de la fenêtre d'interpolation ;
- impact des analyses mono- et multi-variées ;
- apport de la prise en compte de données de vent ;
- impact du traitement sur une fenêtre temporelle contenant une période sans données pour l'une des stations ;
- impact du lissage des champs après la reconstruction.

Pour traiter ces problèmes nous avons mené une série d'expériences, résumé dans le tableau [C.1](#). L'objectif de ces expériences est de tester la sensibilité des résultats de l'interpolation en termes de vitesses radiales. Les comparaisons quantitatives seront faites en comparant les champs de vitesse radiale interpolés avec DINEOF avec les vitesses de surface déduites des trajectoires des flotteurs. Nous nous appuyerons en particulier sur les estimations de RMSE, de corrélation et de biais ([Annexe B](#)). Nous considérerons en particulier trois périodes pour la validation des interpolations :

- période 1 : du 4 au 8 août 2012 où des données sont disponibles à chaque temps pour les stations PEY et POB ;
- période 2 : du 13 au 21 août 2012 où aucune donnée n'est disponibles pour la station POB ;
- période 3 : le mois d'août 2012 complet.

Dans cette implémentation de DINEOF, nous utilisons un masque d'interpolation qui correspond à la zone où la couverture des données est supérieure à 15 % de la période 1 juillet-31 août 2012. Les points de cross-validation sont choisis de manière aléatoire à l'intérieur de ce masque d'interpolation. La moyenne spatio-temporelle est retirée du signal à interpoler pour le calcul des matrices de covariance.

Nous utilisons le code fortran disponible à l'adresse <http://modb.oce.ulg.ac.be/mediawiki/index.php/DINEOF> pour effectuer les expériences suivantes.

TABLE C.1 – *Résumé des expériences effectuées pour l'implémentation de DINEOF.*

Nom	Période (dd/mm)	variable	lissage
Din5	04/08 - 08/08	mono-varié, PEY et POB	non
Din10	01/08 - 10/08	mono-varié, PEY et POB	non
Din20	24/07 - 12/08	mono-varié, PEY et POB	non
Din30	14/07 - 12/08	mono-varié, PEY et POB	non
Din62	01/07 - 31/08	mono-varié, PEY et POB	non
Din5m	04/08 - 08/08	multi-varié, PEY + POB	non
Din10m	01/08 - 10/08	multi-varié, PEY + POB	non
Din20m	24/07 - 12/08	multi-varié, PEY + POB	non
Din30m	14/07 - 12/08	multi-varié, PEY + POB	non
Din62m	01/07 - 31/08	multi-varié, PEY + POB	non
Din31m	01/08 - 31/08	multi-varié, PEY + POB	non
Din31mw	01/07 - 31/08	multi-varié, PEY + POB + wind	non
Din31ms	01/08 - 31/08	multi-varié, PEY + POB	oui
Din31mws	01/07 - 31/08	multi-varié, PEY + POB + wind	oui

Sensibilité à la durée de la fenêtre d'interpolation et au type d'analyse effectuée

Dans un premier temps nous nous intéressons à la sensibilité du résultat de l'interpolation à la durée de la période sur laquelle la reconstruction est effectuée, ainsi qu'aux différences dues à l'utilisation des méthodes mono-variée et multi-variée appliquées aux données de vitesses radiales des stations PEY et POB.

A cause de l'indisponibilité des données de la station POB sur la période du 13 au 21 août 2012, nous choisissons pour cette étude de sensibilité d'effectuer les traitements en considérant également les données de vitesse radiale du mois de juillet 2012. Nous choisissons de considérer des durées de 5, 10, 20, 30 et 62 jours (Tab.C.1). La période de 62 jours correspond aux mois de juillet et août complets.

De manière à considérer une période de validation commune, nous considérons la période 1 pour effectuer la validation. Les RMSE, biais et corrélation sont présentés sur la Fig.C.1 et sont calculés en retirant du jeu de données les vitesses radiales originales.

Pour les analyses mono-variées, nous remarquons que l'allongement de la période de reconstruction est bénéfique en termes de RMSE et de corrélation jusqu'à 30 jours. Pour POB, cette période de 30 jours présente le maximum de RMSE et le minimum de corrélation et apparaît ainsi la moins favorable. L'évolution des biais ne suit pas de règle particulière mais se stabilise en valeur absolue à partir d'une fenêtre temporelle de 30 jours.

L'analyse multi-variée améliore significativement les résultats pour les vitesses de la station PEY en termes de RMSE et de corrélation pour des fenêtres inférieures à 30 jours, puis sont semblables aux cas mono-varié pour des fenêtres de 30 et 62 jours. Cela nous indique que l'utilisation des données provenant d'une autre source d'information a le potentiel de diminuer l'erreur d'interpolation. Les bénéfices sont moins visibles sur les vitesses de la station POB, ce qui démontre que les informations fournies par la station POB, qui présentent une large couverture spatiale, sont importantes pour la reconstruction de des vitesses de la station PEY mais la réciproque

n'est pas vraie. En effet la couverture des vitesses de la station PEY est souvent inférieure à 50% et ne couvre pas tout le domaine de la station POB. Par ailleurs, dans le cas multi-varié, les biais augmentent jusqu'à des fenêtres de 20 jours puis évoluent peu ensuite.

Mis à part la fenêtre de 5 jours qui donne des résultats différents des autres durées, nous notons que les RMSE, les biais et les corrélations des résultats de l'interpolation restent du même ordre de grandeur qu'avec les vitesses radiales non interpolées sur la période 1.

Ainsi, l'interpolation réalisée avec DINEOF permet d'obtenir des données interpolées qui gardent des caractéristiques d'erreur proches des données originales. Sur la Fig.C.1 nous remarquons qu'une fenêtre temporelle de 10 jours et une analyse multi-variée calculée sur les vitesses des stations PEY et POB donnent le meilleur compromis en terme de RMSE, de corrélation et de biais.

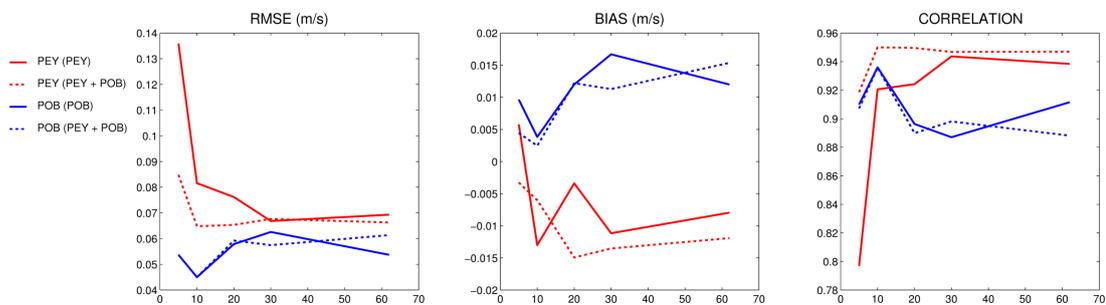


FIGURE C.1 – Étude de sensibilité du résultat de l'interpolation de DINEOF à la durée de la période sur laquelle l'interpolation est effectuée basée sur la comparaison avec des vitesses déduites des trajectoires de flotteurs de surface sur la période 1. Les RMSE (gauche), biais (milieu) et corrélation (droite) sont calculés pour les résultats des calculs mono-varié (PEY(PEY), POB(POB)) et multi-varié (PEY(PEY+POB), POB(PEY+POB)).

Pour la station POB nous constatons que le nombre d'EOF retenues pour la reconstruction augmente jusqu'à 30 pour la période de 30 jours (Tab.C.2). Pour la station PEY, le nombre d'EOF retenues évolue peu (entre 10 et 12). Dans le cas multi-varié, ce nombre passe de 12 pour 5 jours à 44 pour 62 jours.

L'augmentation du nombre d'EOF avec la durée de la fenêtre d'interpolation peut s'expliquer de la manière suivante. Sur une fenêtre courte, la variabilité du champ à reconstruire est faible et seulement un petit nombre d'EOF est nécessaire pour décrire la matrice de covariance représentant cette variabilité. Quand la durée de la fenêtre augmente, d'avantage de phénomènes sont pris en compte, entraînant une variabilité plus importante nécessitant un plus grand nombre d'EOF pour la décrire. Cependant, avec l'augmentation de la durée de la fenêtre d'analyse, nous nous attendons à retrouver régulièrement les mêmes phénomènes (e.g. courant côtier, tourbillon récurrent...), expliqués par les EOF les plus énergétiques, et donc à la convergence du nombre d'EOF nécessaire à la reconstruction.

Ainsi, il semblerait que le nombre d'EOF permettant de décrire les vitesses radiales de la station PEY soit inférieur au nombre nécessaire pour décrire les vitesses radiales de la station POB quand la durée de la fenêtre d'interpolation augmente.

En terme d'erreur de cross-validation (C.2), nous remarquons que les valeurs les plus faibles sont obtenues pour la période plus longue.

TABLE C.2 – Nombre d'EOF retenues et erreurs de cross-validation normalisées associées en fonction de la durée de la fenêtre d'interpolation.

durée (jours)	valeurs utilisées	Nombre d'EOF	Erreur de Cross-validation
5	PEY	10	0.4036
	POB	9	0.4256
	PEY + POB	12	0.4188
10	PEY	10	0.4227
	POB	17	0.4297
	PEY + POB	15	0.4206
20	PEY	12	0.4028
	POB	19	0.4166
	PEY + POB	22	0.4277
30	PEY	11	0.4283
	POB	30	0.4094
	PEY + POB	30	0.4200
62	PEY	20	0.3937
	POB	26	0.3694
	PEY + POB	44	0.3878

Aucune règle particulière ne peut être établie sur l'évolution de cette erreur mais elle semble diminuer quand la durée de la fenêtre d'interpolation augmente. L'ordre de grandeur de l'erreur normalisée (~ 0.4) est le même pour toutes les configurations.

Notons également que le temps de calcul nécessaire augmente de manière significative avec la durée de la fenêtre d'interpolation. Pour la configuration multi-variée, le temps de calcul passe de 1 minute pour 5 jours à 14.6 heures pour 62 jours sur un processeur de type Intel Core i7-2640M CPU 2.80GHz \times 4.

Interpolation sur une période sans données

Nous nous intéressons à la reconstruction des vitesses radiales avec DINEOF sur une période a priori défavorable à l'interpolation car contenant une longue période sans données pour une des deux stations. Pour cela, nous reconstruisons les vitesses radiales des stations PEY et POB sur tout le mois d'août 2012 en utilisant une analyse DINEOF multi-variée. Nous considérons une période de 31 jours (*Din31m*, août 2012) et 62 jours (*Din62m*, juillet-août 2012, utilisée précédemment). La comparaison avec les vitesses radiales issues des flotteurs est montrée dans le Tab.C.3. Elle est effectuée en retirant du jeu de données les vitesses radiales originales.

Dans un premier temps, nous effectuons la validation de l'interpolation sur la période 1, où des données sont disponibles pour les deux stations (Tab.C.3). Les RMSE, biais et corrélations obtenus sont du même ordre de grandeur que ceux que nous avons obtenus précédemment.

Quand nous effectuons des comparaisons similaires exclusivement sur la période 2, nous remarquons que pour les deux stations les RMSE augmentent avec la durée de la fenêtre. Pour la station PEY, la corrélation diminue de manière significative, mais augmente légèrement pour la station POB.

TABLE C.3 – Comparaison des vitesses interpolées par DINEOF sur les périodes 1 et 2 en retirant les vitesses radiales non interpolées et en conservant le jeu complet de données interpolées.

Expérience	Période de comparaison	Station	RMSE (m/s)	Correlation	Bias (m/s)
Din62m	1	PEY	0.066	0.947	-0.012
		POB	0.061	0.888	0.015
	2	PEY	0.117	0.552	-0.028
		POB	0.213	0.430	0.048
Din31m	1	PEY	0.071	0.947	-0.012
		POB	0.046	0.934	0.004
	2	PEY	0.010	0.649	-0.003
		POB	0.174	0.419	-0.113
	1 (jeu complet)	PEY	0.068	0.955	-0.021
		POB	0.044	0.938	0.004
Din31mw	1	PEY	0.061	0.956	-0.012
		POB	0.046	0.934	0.004
	2	PEY	0.093	0.704	-0.008
		POB	0.213	0.354	-0.039
	1 (jeu complet)	PEY	0.061	0.958	-0.013
		POB	0.049	0.925	0.004
Din31ms	1	PEY	0.072	0.945	-0.018
		POB	0.048	0.922	0.005
	2	PEY	0.010	0.643	-0.005
		POB	0.174	0.418	-0.113
	1 (jeu complet)	PEY	0.065	0.954	-0.016
		POB	0.048	0.929	0.006
Din31mws	1	PEY	0.062	0.954	-0.012
		POB	0.049	0.923	0.006
	2	PEY	0.093	0.697	-0.010
		POB	0.213	0.353	-0.039
	1 (jeu complet)	PEY	0.059	0.961	-0.013
		POB	0.047	0.932	0.006

Pour la station POB, les RMSE sont supérieurs à 0.2 m/s et représentent presque 200% du RMS des flotteurs calculés sur la période 2¹.

Nous remarquons que pour la station PEY, les RMSE augmentent entre les périodes 4-8 et 13-21 août. Cette augmentation est principalement due au fait que les données interpolées se trouvent à l'extrémité du masque où la couverture temporelle des données de la station PEY est inférieure à 50%. Notons également que l'analyse menée sur les seules données de la station PEY conduit à une moins bonne correspondance avec les vitesses des flotteurs (non montré), traduisant l'importance des covariances temporelles entre les vitesses radiales des stations PEY et POB pour le résultat de l'interpolation.

Nous constatons que l'interpolation effectuée sur une fenêtre contenant une période sans données influence peu les résultats sur les autres instants de cette fenêtre temporelle d'interpolation.

1. RMS de l'ordre de 0.12 m/s pour les vitesses radiales issues des flotteurs pour les stations de PEY et POB

Prise en compte des données de vent

Précédemment, il est apparu que l'ajout d'informations provenant d'autres jeux de données avait la capacité de diminuer les erreurs d'interpolation. Dans notre zone d'étude, le régime micro-tidal fait que les forçages atmosphériques, en particulier le vent, ont un rôle prépondérant sur la circulation de surface. Ainsi, la prise en compte du vent pourrait fournir des informations supplémentaires sur les champs de vitesse radiale. Nous considérons alors 4 séries temporelles de vitesse du vent à 10 m observées aux stations météorologiques du Cap Cépet (CEP), de l'aéroport de Hyères (HYE), de l'île de Porquerolles (POR) et de l'île du Levant (LEV) (Fig. 1.3) sur la même période que pour l'interpolation des vitesses radiales. Notons que ce jeu de données ne présente pas de trous.

Dans un premier temps, nous nous intéressons à la période 1. La comparaison des vitesses radiales interpolées et issues des flotteurs est montrée dans le tableau C.3. Sur cette période, la prise en compte des données de vent permet de diminuer la RMSE et d'augmenter la corrélation pour les vitesses de la station PEY sans impact significatif sur le biais. Pour la station POB, aucune modification significative n'est à noter.

Ce résultat traduit le fait que les courants de surface mesurés par la station PEY sont mieux corrélés avec les observations de vent. Cela traduit également des corrélations locales entre les courants de surface et le vent car la zone de reconstruction des vitesses radiales de la station PEY est moins étendue que celles de la station POB, et reste plus proche des côtes où sont situées les stations météorologiques.

Sur la période 2, nous constatons que le vent a un impact sur les résultats de l'interpolation pour les deux stations. Pour la station PEY, les données de vent permettent une réduction des RMSE de l'ordre de 0.02 m/s et une amélioration en terme de corrélation. L'impact sur le biais reste faible. Pour les vitesses de la station POB, nous notons une dégradation en termes de RMSE et de corrélation.

Ainsi, les informations du vent permettent de diminuer les erreurs dans le champ de vitesse interpolé mais ne suffisent pas à améliorer de manière significative les résultats de l'interpolation qui reste soumis aux conséquences du faible nombre de données disponibles sur cette période. De plus, l'utilisation du vent sur une période où aucune donnée n'est disponible pour l'une des stations dégrade significativement le résultat de l'interpolation. De plus, seulement quatre stations sont utilisées dans cette expérience. L'utilisation d'un jeu de données de vent offrant une meilleure couverture du domaine d'interpolation pourrait conduire à des améliorations significatives.

Lissage des champs de vitesse radiale interpolés

DINEOF permet de combler les trous observés dans un signal en combinant un nombre d'EOF optimal qui minimise l'erreur de cross-validation. Ce nombre peut également être vu comme une limite qui permet de séparer le signal et le bruit. Ainsi, après l'étape d'interpolation pour combler les trous, il est possible de reconstruire le signal en ne conservant que les modes correspondant à ce nombre optimal d'EOF. Cette procédure permet de lisser le signal et de réduire le bruit.

La Fig. C.2 présente les résultats des expériences *Din31m* (Fig. C.2(a)) et *Din31ms* (Fig. C.2(b)) pour un instant particulier. Pour ces expériences, le nombre d'EOF optimal est estimé à 28 pour une erreur de cross-validation normalisée de 0.3691. Les effets du lissage sont clairement visibles sur cet exemple. Nous notons qu'en général le lissage affaiblit la valeur absolue des valeurs les plus fortes.

Un autre effet du lissage concerne le retrait des fausses alarmes (non montré). En effet, malgré une étape de contrôle qualité effectuée préalablement à l'interpolation, certaines fausses alarmes peuvent subsister. Un effet du lissage est de pouvoir en retirer certaines. Cependant, à cause de la redondance de l'apparition des fausses alarmes dans des zones identiques, celles-ci auront un poids statistique non négligeable et pourront apparaître parmi les modes dominants utilisés pour la reconstruction. C'est pourquoi certaines fausses alarmes pourront toujours apparaître à l'issue de la procédure de reconstruction.

L'analyse des cartes issues de l'expérience *Din10m*, dont les champs ont été lissés de la même façon, présente une moins bonne réduction du bruit (non montré).

La validation quantitative est réalisée en considérant les vitesses radiales interpolées sur les périodes 1 et 2, desquelles ont été retirées les vitesses radiales originales, et également en considérant la période 1 avec le jeu de données complet.

Nous remarquons que l'effet du lissage sur les données remplies n'a que peu d'influence. En effet le même nombre d'EOF est utilisé pour la reconstruction et pour le lissage. Ainsi les modes utilisés pour le lissage diffèrent seulement par le fait qu'ils sont issus des champs remplis par DINEOF.

Quand nous considérons le jeu de données complet, nous remarquons que le lissage ne change pas de manière significative les caractéristiques d'erreur. Nous noterons cependant que le résultat de l'expérience *Din31ms* permet d'obtenir les erreurs les plus faibles par rapport aux vitesses des flotteurs pour les expériences conduites dans le cadre de l'implémentation de DINEOF, mais aussi par rapport aux vitesses radiales originales, soit non interpolées, soit interpolées avec une régression linéaire spatiale (Cf section 1.2.3.1).

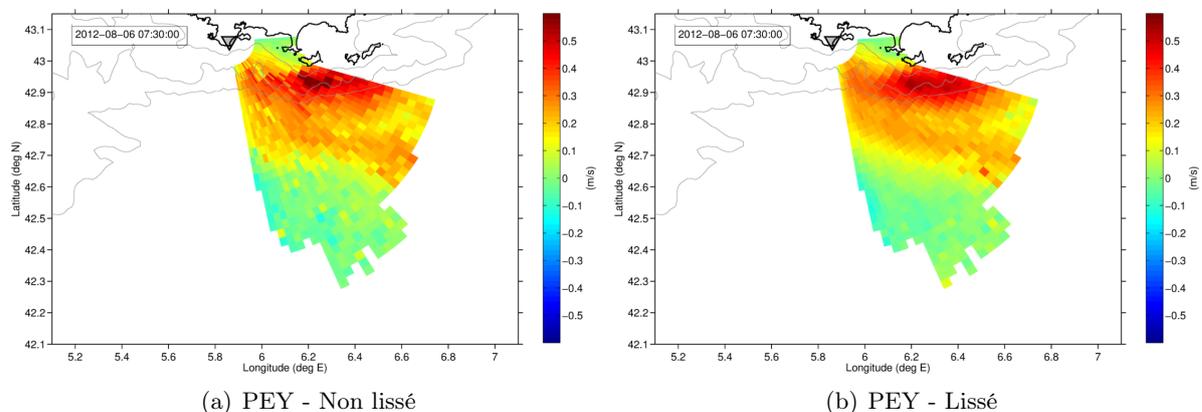


FIGURE C.2 – Résultat des expériences *Din31ms* et *Din31mws* pour la station PEY à la même date que la Fig. 1.9.

Synthèse

DINEOF permet de remplir des champs géophysiques troués sur un masque d'interpolation prédéterminé. La comparaison des champs de vitesse radiale remplis avec des vitesses déduites des trajectoires de flotteurs dans la zone d'interpolation nous permet d'étudier la sensibilité de l'erreur à différents paramètres.

Nous montrons que l'utilisation d'une fenêtre trop courte (5 jours) conduit à des vitesses interpolées très différentes de celles déduites des flotteurs.

Une analyse multi-variée utilisant les données des 2 stations permet de diminuer les erreurs jusqu'à des durées d'interpolation de 30 jours.

L'interpolation effectuée sur une fenêtre contenant une période sans données influence peu les résultats sur les autres moments de cette fenêtre.

Nous avons constaté que l'utilisation de seulement quatre séries temporelles de vent provenant de stations météorologiques côtières permet de diminuer l'écart entre les vitesses interpolées et déduites des flotteurs mais peut dégrader le résultat de l'interpolation sur les périodes où aucune donnée n'est disponible pour une des deux stations.

Le lissage des données interpolées en utilisant le nombre d'EOF optimal permet de réduire le bruit dans les données interpolées et permet d'en améliorer les statistiques d'erreur par rapport aux champs originaux et aux champs interpolés avec une régression linéaire spatiale.

Des améliorations pourraient être apportées à cette interpolation. En effet dans cette série d'expériences, les points de cross-validation ont été choisis de manière aléatoire. Le fait de les choisir dans des zones à faible couverture parmi les cartes les mieux couvertes, comme dans [Alvera-Azcárate et al. \(2009\)](#), pourrait permettre d'obtenir des EOF plus représentatives de la zone à reconstruire. Également, [Alvera-Azcárate et al. \(2009\)](#) ont montré que le filtrage de la matrice de covariance temporelle permet de réduire le bruit dans le signal reconstruit mais aussi de diminuer l'erreur de cross-validation.

Annexe D

Combinaison des vitesses radiales par la méthode des moindres carrés

L'interpolation locale repose sur l'estimation du courant de surface vectoriel $\mathbf{v}(u, v)$ (2×1 éléments) au point de grille (x_k, y_k) en utilisant une méthode de moindre carrés pondérée (Weighted Least Square, WLS, Wunsch, 1996) qui suppose que chaque vitesse radiale v_r^i est une combinaison linéaire de composantes de \mathbf{v} . Les vitesses radiales \mathbf{v}_r ($L \times 1$ éléments) dans un rayon d_0 autour de (x_k, y_k) sont exprimées en utilisant la matrice de projection \mathbf{G} ($L \times 2$ éléments) et le vecteur courant \mathbf{v} , telles que :

$$\mathbf{v}_r = \mathbf{G}\mathbf{v} + \eta \quad (\text{D.1})$$

avec $\mathbf{G} = \begin{pmatrix} \mathbf{g}_1^T \\ \mathbf{g}_2^T \\ \vdots \\ \mathbf{g}_L^T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta_1 & \sin \theta_1 \\ \cos \theta_2 & \sin \theta_2 \\ \vdots & \vdots \\ \cos \theta_L & \sin \theta_L \end{pmatrix}$, $\mathbf{v}_r = \begin{pmatrix} v_r^1 \\ v_r^2 \\ \vdots \\ v_r^L \end{pmatrix}$ et $\mathbf{g}_i = [\cos \theta_i, \sin \theta_i]^T$. θ_i est l'angle orienté

par rapport à l'Est dans la convention trigonométrique entre le radar et le i^{eme} point de la grille des vitesses radiales (x_i, y_i) (Fig.D.1), η ($L \times 1$ éléments) représente le résidu du résultat de l'estimation du vecteur \mathbf{v} à partir des vitesses radiales \mathbf{v}_r et L est le nombre de vitesses radiales contenues dans le rayon d_0 . L'estimé du vecteur courant $\hat{\mathbf{v}}$ au sens des moindres carrés est donné par

$$\hat{\mathbf{v}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{G} + \mathbf{P}^{-1})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{v}_r \quad (\text{D.2})$$

La matrice de covariance du modèle linéaire ($\mathbf{P} \equiv \langle \mathbf{v}\mathbf{v}^T \rangle$) est la covariance du champ de vitesse inconnu, avec $\langle \cdot \rangle$ l'opérateur moyenne. La matrice de covariance d'erreur ($\mathbf{R} \equiv \langle \eta\eta^T \rangle$) est la matrice de covariance de l'incertitude sur les mesures. Pour tenir compte des erreurs de mesures radar en chaque point et en supposant qu'elles ne sont pas corrélées, nous pouvons écrire

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \sigma_2^2 & \cdots & 0 \\ \vdots & & \ddots & \\ 0 & 0 & \cdots & \sigma_L^2 \end{pmatrix} \quad (\text{D.3})$$

mais en général, la situation est simplifiée et les matrices \mathbf{P} et \mathbf{R} sont considérées diagonales

telles que $\mathbf{P} = \sigma_m^2 \mathbf{I}$ et $\mathbf{R} = \sigma_r^2 \mathbf{I}$.

En faisant l'hypothèse que le modèle a une variance d'erreur infinie ($\sigma_m^2 \rightarrow \infty$) et les observations une variance d'erreur unitaire ($\sigma_r^2 = 1$), la méthode WLS devient la méthode UWLS (UnWeighted Least Square, moindre carrés non pondéré) qui est la méthode classiquement utilisée pour l'estimation du vecteur courant (Lipa and Barrick, 1983; Graber et al., 1997; Shay et al., 2007; Kohut et al., 2012). Cette méthode suppose que le vecteur courant est constant dans le rayon d_0 . L'estimé du vecteur courant devient

$$\hat{\mathbf{v}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{v}_r \quad (\text{D.4})$$

Une variante de cette méthode consiste à interpoler des vitesses radiales sur la grille cartésienne (x_k, y_k) et appliquer l'Eq.D.4 en chaque point de cette grille comme illustré sur la Fig.D.1.

La matrice $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$ est appelée matrice de covariance géométrique (Kim et al., 2008) et les éléments diagonaux de l'inverse de cette matrice définissent la dilution de précision géométrique (GDOP). La GDOP représente un facteur multiplicatif des erreurs de mesures dues aux contraintes géométriques de la combinaison vectorielle des vitesses radiales (Chapman et al., 1997). Elle est indépendante des données mais dépend du nombre de radiales, de la position des radars et du point où elle est calculée. Ainsi elle peut être déterminée une fois pour toutes pour une installation donnée. Kim et al. (2008) propose un développement de la GDOP pour un cas à L vitesses radiales disponibles en un point de la grille cartésienne.

Dans le cas où seulement deux composantes de vitesse radiale sont considérées au même point de la grille cartésienne, alors l'Eq.D.1 s'écrit

$$\begin{pmatrix} v_r^1 \\ v_r^2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta_1 & \sin \theta_1 \\ \cos \theta_2 & \sin \theta_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} \quad (\text{D.5})$$

$$\mathbf{v}_r = \mathbf{G} \mathbf{v} \quad (\text{D.6})$$

C'est un problème bien posé et entièrement déterminé, ce qui permet de ne pas tenir compte du résidu. On peut alors inverser directement la matrice \mathbf{G} , ce qui conduit à $\mathbf{A} = \mathbf{G}^{-1}$, où \mathbf{A} est la matrice qui décrit les relations linéaires nécessaires pour lier \mathbf{v} et \mathbf{v}_r . Alors

$$\mathbf{v} = \mathbf{A} \mathbf{v}_r \quad (\text{D.7})$$

et

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \frac{1}{\sin(\theta_2 - \theta_1)} \begin{pmatrix} \sin \theta_2 & -\sin \theta_1 \\ -\cos \theta_2 & \cos \theta_1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} v_r^1 \\ v_r^2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{u1} & a_{v2} \\ a_{v1} & a_{u2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} v_r^1 \\ v_r^2 \end{pmatrix} \quad (\text{D.8})$$

À partir de \mathbf{A} , il est possible par propagation des erreurs, d'estimer l'incertitude sur les composantes cartésiennes à partir des incertitudes sur les composantes radiales. La matrice de covariance des erreurs sur u et v est alors donnée par

$$\mathbf{C}_{uv} = \mathbf{A} \mathbf{R} \mathbf{A}^T = \begin{pmatrix} \sum_i A_{ui}^2 \sigma_{r_i}^2 & \sum_i A_{ui} A_{vi} \sigma_{r_i}^2 \\ \sum_i A_{ui} A_{vi} \sigma_{r_i}^2 & \sum_i A_{vi}^2 \sigma_{r_i}^2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{uu}^2 & \sigma_{uv}^2 \\ \sigma_{vu}^2 & \sigma_{vv}^2 \end{pmatrix} \quad (\text{D.9})$$

Les éléments diagonaux de cette matrice représentent les variances d'erreur sur u et v , notées σ_{uu}^2 et σ_{vv}^2 respectivement. Généralement, les variances d'erreur des composantes radiales sont issues de la précision de la mesure et sont considérées identiques, de valeur σ_r^2 .

Il est alors possible de définir la GDOP par le rapport des écart-types d'erreur $\frac{\sigma_{uu}}{\sigma_r}$ et $\frac{\sigma_{vv}}{\sigma_r}$ pour u et v respectivement (Chapman et al., 1997). La Fig. D.1 illustre les effets de la GDOP sur les erreurs sur u et v dues à des incertitudes sur v_r^1 et v_r^2 .

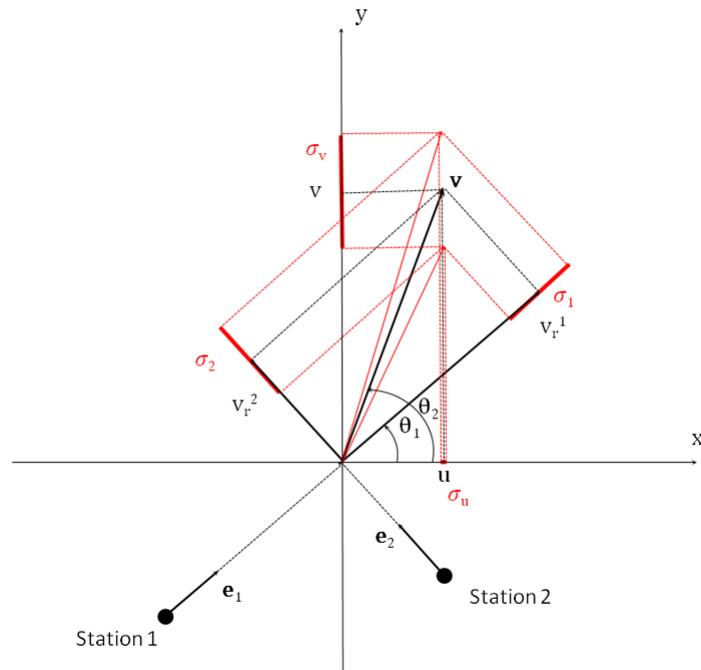


FIGURE D.1 – Estimation de la vitesse vectorielle \mathbf{v} à partir des vitesses radiales v_r^1 et v_r^2 mesurées par les stations 1 et 2 avec des incertitudes σ_1 et σ_2 dans les directions \mathbf{e}_1 et \mathbf{e}_2 , respectivement. Les incertitudes sur les composantes zonale u et méridienne v issues des incertitudes sur les vitesses radiales sont représentées par σ_u et σ_v .

Annexe E

Généralités sur la formulation des conditions aux frontières ouvertes (OBC)

Ce problème apparaît dans les configurations régionales quand le modèle est forcé à ces frontières ouvertes par des données extérieures, provenant par exemple de bases de données climatiques ou de simulations d'un modèle de plus grande emprise. La qualité de la solution du modèle dépend principalement de la qualité des données externes (typiquement leurs résolutions spatio-temporelles et leurs consistances avec la physique du modèle régional) et des conditions aux frontières ouvertes (Open Boundary Conditions, OBC), c'est-à-dire la condition mathématique qui est appliquée aux variables du modèle aux frontières ouvertes, qui impliquent également les données extérieures.

Les OBC peuvent être réparties en deux classes : *passive* ou *active*. Les conditions aux frontières passives sont utilisées quand la solution du modèle est entièrement déterminée à l'intérieur du domaine d'intérêt. Dans ce cas les OBC sont surtout nécessaires pour permettre aux perturbations de sortir librement du domaine. De telles conditions sont appelées conditions aux frontières radiatives, introduite pour la première fois par [Orlanski \(1976\)](#). Elles sont pertinentes dans le cas d'équations de type hyperbolique. Les conditions aux frontières actives sont utilisées quand la frontière est supposée forcer la solution à l'intérieur du domaine d'intérêt et s'appliquent à des équations de type elliptique.

La prescription des OBC pour les modèles océaniques et atmosphériques a deux buts principaux. Le premier est de permettre l'évacuation d'information sortante atteignant les frontières. Le second est d'apporter des connaissances supplémentaires sur l'information entrante en faisant en sorte que la solution du modèle soit compatible avec celle-ci ([Røed and Cooper, 1986](#); [Blayo and Debreu, 2005](#)). Comme souligné par [Blayo and Debreu \(2005\)](#), les termes comme "information", "connaissance" et "compatible" restent assez vagues. C'est inévitable compte tenu de la complexité des dynamiques océaniques et atmosphériques et de la diversité des applications numériques. Ceci implique aussi qu'il n'y a pas de solution parfaite à ce problème.

Depuis une trentaine d'année, de nombreuses méthodes ont été proposées, allant de méthodes purement mathématiques pour des cas idéalisées à des méthodes spécifiques utilisant des modèles

complexes et réalistes dont les résultats semblent souvent dépendre des expériences (Blayo and Debreu, 2005). Plusieurs méthodes d'OBC ont été proposées dans la littérature dans le cadre des modèles océanique ou atmosphériques, ou dans un cadre plus général. Les parties introductives des articles de Palma and Matano (1998), Marchesiello et al. (2001) et Treguier et al. (2001) font une revue des différentes méthodes proposées. Blayo and Debreu (2005) propose également une revue des différentes OBC en justifiant leur liant avec les variables caractéristiques, conservées le long des courbes caractéristiques solutions d'un système hyperbolique.

E.1 Les méthodes de relaxation

L'objectif de ces méthodes est de rapprocher la solution du modèle ϕ vers les données extérieures ϕ^{ext} sur (ou au voisinage de) la frontière Γ . La façon la plus brutale de réaliser cette opération est d'imposer une condition de Dirichlet sur Γ , c'est à dire d'imposer $\phi = \phi^{ext}$. Dans ce cas la condition à la frontière est dite *clampée*. Le principal inconvénient de cette méthode est que l'information sortante est entièrement déterminée par les données externes et ne dépend pas de la solution interne. Par ailleurs une partie de l'information sortante est réfléchi sur les frontières du domaine dès lors que les données extérieures ne sont pas parfaitement consistantes avec la dynamique interne.

En pratique, il est fréquent d'utiliser une méthode plus progressive (*flow relaxation scheme*). Cette approche consiste à étendre le domaine de calcul Ω_{loc} en définissant un domaine additionnel Ω_s , appelé *couche éponge*, dont l'interface avec Ω_{loc} est Γ . Dans la méthode originale proposée par Davies (1976), les équations du modèles sont résolues numériquement sur le domaine défini par $\Omega_{loc} \cup \Omega_s$. La solution dans Ω_s est remplacée à chaque pas de temps par

$$(1 - \alpha)\phi + \alpha\phi^{ext} \quad (\text{E.1})$$

où α est une fonction de relaxation allant de 0 sur Γ à 1 suffisamment loin de Γ . Il peut être montré (Martinsen and Engedahl, 1987) que ce schéma de correction peut aussi être interprété comme l'ajout d'un terme de nudging aux équations originales du modèle. Les méthodes de relaxation sont souvent utilisées conjointement à une couche éponge, qui permet d'augmenter artificiellement la viscosité du modèle dans Ω_s , dans le but d'atténuer l'activité turbulente locale. La relaxation apparaît généralement comme étant une des meilleurs méthodes dans les comparaisons (e.g. Røed and Cooper, 1987; Palma and Matano, 1998; Nycander and Döös, 2003).

Deux inconvénients peuvent cependant être relevés. D'abord l'augmentation du coût de calcul induit par la couche additionnelle Ω_s . Ensuite, l'aspect empirique de la résolution des équations dans la couche éponge.

E.2 Les méthodes radiatives

Une autre classe de conditions aux frontières est constituée par les méthodes radiatives. Elles sont basées sur la condition de Sommerfeld :

$$\frac{\partial\phi}{\partial t} + c \frac{\partial\phi}{\partial n} = 0 \quad (\text{E.2})$$

qui correspond au transport de ϕ à travers Γ . Une seule direction d'espace est considérée et définie par n le vecteur unitaire de la direction normal à Γ dirigé vers l'extérieur. c est la vitesse de phase. L'approche la plus simple pour évaluer cette vitesse de phase est de la spécifier à partir de considérations dynamiques. Par exemple, dans le cas des équations barotropes shallow water, le choix le plus courant est $c = \sqrt{gH}$, où H est la hauteur d'eau locale. Cette relation signifie que les ondes s'approchant des frontières ouvertes sont des ondes de gravité de surface non dispersives (e.g. [Vastano and Reid, 1967](#); [Chapman, 1985](#)).

Méthode d'Orlanski (1976)

Orlanski a proposé une implémentation numérique de la condition de Sommerfeld (Eq. [E.2](#)) pour des flux complexes, incluant une méthode adaptative pour l'évaluation de c . Il suggère que c dans l'Eq. [E.2](#) peut être remplacée par

$$c(x, t) = -\frac{\partial\phi/\partial t}{\partial\phi/\partial x} \quad (\text{E.3})$$

où les dérivées partielles sont évaluées à partir des valeurs connues sur un pas de grille spatiale vers l'intérieur, et de manière explicite (i.e. entre le temps précédent et le temps présent). La vitesse de phase ainsi calculée est alors utilisée dans [E.2](#) pour les ondes sortantes et fixée à 0 pour les ondes entrantes.

Une forme implicite de cette condition est obtenue en calculant c entre le pas de temps présent et le pas de temps suivant, toujours sur un pas de grille.

De nombreuses variantes ont depuis été proposées, utilisant des calculs alternatifs de c , prenant en compte les dérivées tangentielles, ou encore incluant un terme additionnel de relaxation (e.g. [Camerlengo and O'Brien, 1980](#); [Miller and Thorpe, 1981](#); [Raymond and Kuo, 1984](#); [Barnier et al., 1998](#); [Marchesiello et al., 2001](#)). Notons que ces méthodes radiatives sont très largement utilisées en modélisation océaniques ou atmosphériques.

D'autres articles se sont également intéressés à l'évaluation des méthodes radiatives mais les conclusions sont assez mitigées. Elles sont efficaces dans certains cas (e.g. [Chapman, 1985](#); [Marchesiello et al., 2001](#); [Treguier et al., 2001](#)) et dans d'autres cas elles donnent des résultats assez médiocres (e.g. [Røed and Cooper, 1987](#); [Palma and Matano, 1998](#); [Nycander and Döös, 2003](#)). De plus [Treguier et al. \(2001\)](#) analysent le comportement des OBC radiatives dans un modèle "eddy-permitting" du bassin atlantique et concluent que le calcul de la vitesse de phase c est problématique et conduit à une fonction $c(x, t)$ proche d'un bruit blanc sans signification physique. Ils vérifient également que l'utilisation d'une condition clampée conduit à une solution similaire à celle obtenue avec une condition radiative. L'utilisation des conditions radiatives évite l'accumulation d'énergie et la réflexion d'ondes dans le voisinage des frontières ouvertes ([Stevens, 1991](#); [Palma and Matano, 1998](#); [Marchesiello et al., 2001](#); [Treguier et al., 2001](#)).

La principale raison des différences entre les résultats précédents est que l'utilisation de l'équation de Sommerfeld (Eq.[E.2](#)) est justifiée seulement dans le contexte d'équations d'onde à vitesse de phase constante. Son application à des variables qui ne respectent pas cette hypothèse n'a pas de sens. Cela résulte, d'un point de vue pratique, dans une non-linéarité des conditions aux frontières radiatives ([Nycander and Döös, 2003](#); [Blayo and Debreu, 2005](#)).

Une des améliorations possibles de la méthode d'Orlanski est de tenir compte de la propagation oblique des ondes à travers la surface, en considérant les composantes normale et tangentielle de la vitesse de phase (Raymond and Kuo, 1984). L'équation de Sommerfeld E.2 devient alors

$$\frac{\partial\phi}{\partial t} + c_x \frac{\partial\phi}{\partial x} + c_y \frac{\partial\phi}{\partial y} = 0 \quad (\text{E.4})$$

où (x, y) sont, respectivement, les directions normale et tangentielle à la frontière en coordonnées cartésiennes. Les vitesses de phases (c_x, c_y) sont les projections de la vitesse de phase radiative oblique, calculé à partir du champ ϕ au niveau de la frontière, de la manière suivante :

$$c_x = -\frac{\partial\phi}{\partial t} \frac{\partial\phi/\partial x}{(\partial\phi^2/\partial x) + (\partial\phi^2/\partial y)} \quad (\text{E.5})$$

et

$$c_y = -\frac{\partial\phi}{\partial t} \frac{\partial\phi/\partial y}{(\partial\phi^2/\partial x) + (\partial\phi^2/\partial y)} \quad (\text{E.6})$$

L'avantage d'utiliser des conditions radiatives obliques au lieu de conditions radiatives normales réside dans la précision du calcul de la vitesse de phase normale c_x (Raymond and Kuo, 1984). Dans la méthode d'Orlanski, c_x est calculée seulement à partir des dérivées normales ($\partial\phi/\partial y = 0$). Ainsi quand la direction de propagation est tangentielle à la frontière, la dérivée normale tend vers 0. Raymond and Kuo (1984) montrent que dans ce cas c_x fluctue rapidement entre des valeurs positives et négatives infiniment grandes.

Une autre amélioration de la méthode radiative peut être apportée en tenant compte des informations extérieures. Cette méthode est décrite comme *adaptative* (Marchesiello et al., 2001) ou *mixte* (Treguier et al., 2001). Elle consiste à ajouter un terme de relaxation à l'équation de radiation E.4 :

$$\frac{\partial\phi}{\partial t} + c_x \frac{\partial\phi}{\partial x} + c_y \frac{\partial\phi}{\partial y} = -\frac{1}{\tau}(\phi - \phi^{ext}) \quad (\text{E.7})$$

avec

$$\tau = \tau_{out} \text{ si } c_x > 0$$

$$\tau = \tau_{in} \text{ et } c_x = c_y = 0 \text{ si } c_x < 0$$

où τ est l'échelle de temps de rappel, avec $\tau_{out} \gg \tau_{in}$.

Si c_x est dirigé vers l'intérieur du domaine, les valeurs des variables sont relaxées vers les valeurs des variables extérieures avec un temps de rappel assez court. Si c_x est dirigé vers l'extérieur du domaine, la relaxation se fait vers les données extérieures avec une échelle temporelle de rappel plus longue. Cette méthode permet de réduire les inconsistances entre la solution du modèle à l'intérieur du domaine et les données externes, qui peuvent avoir évoluées différemment au voisinage de la frontière, et ainsi provoquer des variations brutales des vitesses de phases entrantes et sortantes. Cette manière de procéder permet d'éviter des problèmes numériques.

Bien que les conditions aux frontières radiatives ne peuvent être efficaces pour des flux géophysiques complexes d'un point de vue théorique, elles sont largement utilisées dans des simulations réalistes océaniques ou atmosphériques, avec une efficacité montrée à différentes reprises (Blayo and Debreu, 2005). C'est probablement la forte influence des données extérieures grâce à l'ajout du terme de relaxation dans la condition de radiation qui permet l'efficacité des OBC, plus que

la condition de radiation elle-même (Treguier et al., 2001).

Méthode de Flather (1976)

Flather a proposé une condition aux frontières ouvertes pour les flux barotropes 2D. Cette condition peut être obtenue en combinant la condition de Sommerfeld pour l'élévation de surface η (avec une vitesse de phase correspondant aux ondes de gravité de surface)

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \sqrt{gh} \frac{\partial \eta}{\partial n} = 0 \quad (\text{E.8})$$

et une approximation à une dimension de l'équation de continuité

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h \frac{v_n}{\partial n} = 0 \quad (\text{E.9})$$

où g est la gravité, h la profondeur locale et v_n la composante normale de la vitesse barotrope à la frontière. En soustrayant E.8 et E.9, et en intégrant sur Γ , nous obtenons

$$v_n - \sqrt{\frac{g}{h}} \eta = v_n^{ext} - \sqrt{\frac{g}{h}} \eta^{ext} \quad (\text{E.10})$$

Cette équation assure la conservation de la masse à l'intérieur du domaine. Différentes comparaisons (e.g. Palma and Matano, 1998; Marchesiello et al., 2001; Nycander and Döös, 2003) ont montrée que la condition de Flather est une des conditions les plus efficaces.

E.3 Les imbrications "one-way" et "two-way"

Il est fréquent que le domaine d'un modèle régional soit imbriqué ("nested") dans le domaine d'un modèle de plus large échelle. La solution du modèle de plus large échelle est alors utilisée pour forcer le modèle régional au niveau de ces frontières ouvertes. Cette méthode constitue une interaction "one-way". Dans cette approche, la solution du modèle de large échelle n'est pas influencée par la solution du modèle régional. Ainsi les deux modèles peuvent être incrémentés simultanément (dans ce cas la solution extérieure est fournie à chaque pas de temps du modèle de large échelle) ou séparément (la solution extérieure provient des archives de la solution du modèle de large échelle, souvent moyennée ou sous-échantillonnée, pour limiter le volume de stockage). Généralement, à cause d'un problème de résolution des forçages ou de la bathymétrie, la solution extérieure est moins précise que la solution interne, et peut dégrader l'estimation de cette dernière. De plus, dans cette approche, la solution du modèle de large échelle ne peut pas être améliorée par la solution du modèle régional.

Dans l'approche "two-way", les deux modèles interagissent. En effet, les deux modèles sont incrémentés simultanément, et une phase de rétroaction est ajoutée entre le modèle régional et le modèle de large échelle. Une description détaillée de cet algorithme est donné par Debreu and Blayo (2008). Une comparaison des différentes approches de couplage est réalisée par Cailleau et al. (2008).

**Circulation côtière en Méditerranée Nord Occidentale:
courantométrie par radar HF et couplage avec un modèle numérique**

Résumé

Le radar HF est actuellement le seul instrument courantométrique permettant d'obtenir une description synoptique à haute résolution spatiale et temporelle de la circulation côtière de surface. Un système radar déployé depuis 2010 en Méditerranée sur les côtes varoises offre pour la première fois une description exhaustive de la circulation, encore peu documentée dans cette zone.

La cartographie des courants se fait classiquement en combinant les mesures d'au moins deux radars. Cependant des résultats significatifs ont été obtenus avec un seul radar concernant : l'identification de tourbillons méso-échelle ; la signature de phénomènes périodiques affectant la circulation superficielle dans les bandes diurne, inertielle et semi-diurne ; et les caractéristiques et les instabilités du Courant Nord Méditerranéen (CN).

L'assimilation des mesures radar au moyen d'un lisseur de Kalman d'ensemble dans un modèle régional de la Méditerranée Nord Occidentale a été réalisée pour la première fois dans la zone d'étude. Cette méthode, qui contraint les courants de surface en optimisant le vent et les forçages aux frontières ouvertes, améliore la description de la veine du CN en vitesse et position.

Mot clés : radar HF, Courant Nord, circulation côtière, assimilation

**Coastal circulation in the North-Western Mediterranean :
current measurements by HF radar and coupling with a numerical model**

Abstract

The HF radar is the sole instrument being able to monitor the surface coastal current at very high spatial and temporal resolution. A radar system deployed since 2010 on the Var coast (Western Mediterranean Sea) provides for the first time a comprehensive picture of the circulation, which remains poorly documented in this area.

Surface current mapping is conventionally performed by combining measurements of at least two radars. However, significant results were obtained with a single radar concerning: the identification of mesoscale vortices; the signature of periodic phenomena affecting the surface circulation in the diurnal, inertial and semi-diurnal bands; and the features and instabilities of the North Mediterranean Current (NC).

The assimilation of radar measurements using an ensemble Kalman smoother in a regional model of the North-Western Mediterranean Sea was performed for the first time in the study area. This method, which constraints the surface currents by wind and open boundary conditions optimisation, improves the simulation of the NC vein in terms of speed and position.

Keywords : HF radar, Northern Current, coastal circulation, assimilation