



HAL
open science

**Caractérisation de la dispersion de traceurs passifs dans
un écoulement côtier soumis à un régime macrotidal :
Étude d'impact de la dynamique sur la qualité de l'eau le
long du littoral du Nord-Pas de Calais et de la Picardie**

Nicolas Jouanneau

► **To cite this version:**

Nicolas Jouanneau. Caractérisation de la dispersion de traceurs passifs dans un écoulement côtier soumis à un régime macrotidal : Étude d'impact de la dynamique sur la qualité de l'eau le long du littoral du Nord-Pas de Calais et de la Picardie. Sciences de la Terre. Université du Littoral Côte d'Opale, 2013. Français. NNT : 2013DUNK0342 . tel-00981658

HAL Id: tel-00981658

<https://theses.hal.science/tel-00981658v1>

Submitted on 22 Apr 2014

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

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



THESE
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DU LITTORAL CÔTE D'OPALE
Mention : Océanographie Physique

**Caractérisation de la dispersion de traceurs passifs dans
un écoulement côtier soumis à un régime macrotidal.
Étude d'impact de la dynamique sur la qualité de l'eau
le long du littoral du Nord-Pas-de-Calais et de la
Picardie.**

Présentée par Nicolas JOUANNEAU

devant le jury composé de :

Abdellatif OUAHSINE

Professeur des Universités, UTC, Compiègne / *Rapporteur / Président du jury*

Bruno ZAKARDJIAN

Professeur des Universités, USTV, La Garde / *Rapporteur*

François SCHMITT

Directeur de Recherches CNRS, USTL, Wimereux / *Examineur*

Alain LEFEBVRE

Cadre de Recherches, Ifremer, Boulogne-sur-Mer / *Examineur*

Antoine MANGIN

Directeur Scientifique, ACRI, Sophia Antipolis / *Examineur*

Alexei SENTCHEV

MCF-HDR, ULCO / (co-)Directeur de thèse

*Préparée au sein de l'UMR 8187 Laboratoire d'Océanographie et de Géosciences
sous la direction de H. LOISEL (Pr, ULCO) et A. SENTCHEV (MCF, ULCO)*

Soutenue le 12 avril 2013

Table des matières

Remerciements.....	9
INTRODUCTION GENERALE.....	13

CHAPITRE 1

La région Manche orientale

1.1 Contexte régional	19
1.2 Contexte marégraphique et courantologie.....	20
1.2.1 La circulation générale en Manche orientale.....	20
1.2.2 Origine des courants en Manche.....	22
1.2.3 L'onde de marée en Manche Orientale.....	22
1.2.4 Les flux transitant par le détroit du Nord Pas de Calais.....	24
1.3 Contexte météorologique régional.....	24
1.3.1 Le régime des vents.....	24
1.3.2 Le niveau moyen et les effets du vent sur la circulation	25
1.3.3 Le régime des houles.....	26
1.3.4 Les apports fluviaux	27
1.3.5 La pluviométrie.....	28

CHAPITRE 2

Outils de modélisation

2.1 Modélisation hydrodynamique	31
2.1.1 Introduction.....	31
2.1.2 Le cœur hydrodynamique du modèle.....	32
2.1.3 Équations du modèle 3D	32
2.1.4 Équations du modèle 2D	34
2.2 Paramétrisation de la dissipation turbulente	35
2.2.1 Fermeture turbulente sur la verticale	35
2.2.1.1 Modèle de Pacanowski et Philander	36
2.2.1.2 Modèle de Gaspar.....	36
2.2.2 Dissipation horizontale.....	37
2.3 Conditions aux limites	37
2.3.1 En surface.....	38
2.3.2 Au fond	39
2.3.3 Aux frontières latérales.....	39
2.3.4 Principe de résolution numérique.....	40
2.3.5 Développement d'un modèle régional.....	41
2.4 Validation du Modèle hydrodynamique MARS3D en Manche Orientale	42
2.4.1 Méthode.....	42
2.4.2 Validation de la modélisation pour le niveau de la mer.....	42
2.4.3 Validation fréquentielle: analyse harmonique de marée.....	45
2.4.4 Validation avec des mesures RADAR VHF.....	48
2.4.5 Utilisation de bouées ARGOS pour la validation.....	51
2.4.6 Validation à l'aide de mesures ADCP	52
2.4.6.1 Fonctionnement d'un Acoustic Doppler Current Profiler.....	52
2.4.6.2 Comparaison modèle/adcp periode de mars 2009.....	53
2.4.6.3 Comparaison modèle/adcp periode de juin 2012.....	54
2.5 Le transport Lagrangienne	56
2.5.1 Le module de transport Lagrangien : ICHTHYOP.....	56
2.5.2 Étude de cas tests : méthode.....	57
2.5.3 Analyse des courants résiduels et trajectoires des traceurs.....	58
2.5.4 Développements complémentaires du logiciel ICHTHYOP.....	59
2.6 Conclusions	60

CHAPITRE 3

Circulation régionale des masses d'eaux en Manche Orientale.

introduction	63
3.1 Contexte hydrologique régional	65
3.1.1 Interface mer-cours d'eau.....	65
3.1.2 La zone frontale.....	65
3.2 approche expérimentale de la circulation côtière	67
3.2.1 La cyclicité semi-diurne.....	67
3.2.2 Caractérisation spatiale de la circulation côtière.....	71
3.2.3 Caractérisation temporelle de la circulation côtière.....	72
3.2.4 La cyclicité semi-mensuelle.....	73
3.3 Caractérisation MARS 3D du fleuve côtier	74
3.3.1 Configuration régionale du modèle.....	74
3.3.2 Analyse courantométrique et dispersion lagrangienne.....	74
3.3.3 Variabilité spatiale de la circulation côtière.....	78
3.3.4 Variabilité temporelle de la circulation côtière.....	81
3.4 conclusions	83

CHAPITRE 4

Caractérisation du transport et de la dispersion de traceurs passifs sur le littoral du Nord-Pas -de-Calais: application à la rade de Boulogne-surMer

Introduction	87
4.1 Domaine d'étude et méthodologie	89
4.1.1 Le domaine.....	89
4.1.2 Le régime des vents à BLM.....	90
4.1.3 La liane.....	91
4.1.3.1 Hydrographie.....	91
4.1.3.2 État écologique.....	92
4.1.4 Méthodologie.....	93
4.1.4.1 Configuration du modèle.....	93
4.1.4.2 Le suivi lagrangien.....	94
4.1.4.3 La campagne ADCP de Mars 2012.....	94
4.2 L'hydrodynamisme en rade de Boulogne -sur-Mer	95
4.2.1 Courants instantanés	96
4.2.2 Courant résiduels et moyens.....	97
4.2.3 Effets de la marée sur la dispersion.....	98
4.3 Sensibilité du transport aux forçages	103
4.3.1 Effet du débit variable.....	105
4.3.2 Effet de la la direction du vent.....	105
4.3.2.1 Le vent de Sud-Ouest.....	107
4.3.2.2 Le vent de Nord-Est.....	108
4.3.3 Effet de l'intensité du vent.....	109
4.4 Effets d'aménagements côtiers sur la circulation et le transport	112
4.5 Conclusions	115

CHAPITRE 5

Caractérisation du transport et de la dispersion en Baie de Somme

Introduction	121
5.1 La baie de Somme	122
5.1.1 Contexte géographique et problématique.....	122
5.1.2 Contexte météorologique local	123
5.1.2.1 Régime climatique.....	123
5.1.2.2 Régime marégraphique.....	124
5.1.2.3 Régime des vents	124
5.1.2.4 Régime des houles.....	125
5.1.2.5 Apports fluviaux et flux en MES.....	125
5.1.2.6 Évolution morpho-dynamique de la baie de Somme.....	127
5.1.3 Contexte microbiologique.....	129
5.1.3.1 Pression liée à l'urbanisme.....	130
5.1.3.2 Pression liée à l'industrie.....	130
5.1.3.3 Pression liée à l'agriculture.....	131
5.1.4 Contexte législatif.....	131
5.1.4.1 Directive cadre de l'eau (DCE).....	131
5.1.4.2 Directive eaux conchylicoles.....	132
5.1.4.3 Directive eaux de baignade.....	132
5.2 Travaux et études antérieures	133
5.2.1 Étude Sogreah.....	133
5.2.2 Étude Gemel.....	134
5.2.3 Étude Saunier	134
5.3 Méthodologie et configuration du modèle	135
5.3.1 configuration du modèle et des eaux environnantes.....	137
5.4 Courantométrie en baie de Somme	138
5.4.1 Les courants de marée en baie de Somme.....	138
5.4.2 Courants instantanés.....	138
5.4.3 Courants résiduels.....	140
5.4.4 Temps de résidence des eaux.....	141
5.4.5 Les zones d'influence d'eau douce.	142
5.4.6 Influence du moment de lâcher sur le transport des traceurs passifs.....	143
5.5 Suivi Lagrangien et étude de la dynamique des eaux de la baie	148
5.5.1 Temps de résidence des traceurs.....	148
5.5.2 Trajectoires des traceurs	145
5.5.3 Effet d'un aménagement côtier: «la Somme au Hourdel».....	148
5.6 Répartition spatio-temporelle des particules	149
5.6.1 Suivi par zone (approche Eulérienne).....	149
5.6.2 Suivi par source (approche Lagrangienne).....	158
5.6.3 Classement des zones et degré de vulnérabilité.....	160
5.7 Conclusions	164

6 – CONCLUSIONS GENERALES	167
7- VALORISATION DU TRAVAIL	173
8 – REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	175
9 – ANNEXES	185
<i>A1-Annexe du 2.3.2 comparaison SSH modèle/marégraphes-12 ports</i>	187
<i>A2-Annexe du 2.4.3 Analyses des amplitudes et phases des ondes principales</i> -.....	193
<i>A3- Annexe du 4.2.1 Courants moyens selon les forçages pendant un cycle de marée</i>	195
<i>A4- Annexe du 4.2.2 Courants moyens selon les aménagements de la rade pendant un cycle de marée</i>	197
<i>A5- Annexe du 4.4.1 Courants instantanés aménagements côtiers</i>	198
<i>A6 annexe du 5.6- Résultats obtenus pour 240h de transport</i>	200
<i>A7 -annexe du 5.6.1 analyse des zone A et B</i>	207
10- PUBLICATIONS	211
P1 Publication 1	213
<i>Jouanneau, N., Sentchev, A., Dumas, F., - 2012. High resolution modelling of circulation an dispersion processes in Boulogne sur mer harbour (Eastern English Channel) : sensitivity to physical forcing and harbour configuration. (accepté dans Ocean dynamics dans le cadre du JONSMOD 2012).</i>	
P2- Publication. 2	245
<i>Jouanneau, N., Sentchev, A., - 2010. Caracterisation de la dispersion du materiel en suspension dans un écoulement côtier soumis à un regime macro-tidal et aux forçages météorologiques: Application en Manche Orientale. UOF-Le 26eme forum des jeunes océanographes , pages 119-124.</i>	

REMERCIEMENTS

Il a été très formateur et enrichissant pour moi de réaliser ce travail de thèse dans le contexte dans lequel je l'abordais. Arrivé de missions humanitaires en Irak, Koweït et Sri-Lanka, dans l'univers de linux, des compilateurs, et de matlab dans une ambiance fortran 90, ce fut très difficile ne sachant pas par où commencer. J'ai failli abandonner plusieurs fois, mais grâce au dynamisme et au soutien de mes encadrants, j'ai réussi à aboutir à des résultats probants. Il est toujours difficile de fournir un travail parfait dans le temps imparti, les erreurs et les ajustements possibles restent nombreux. C'est pourquoi je remercie chaleureusement toutes les personnes m'ayant aidé de loin ou de près à surmonter cette tâche. En particulier, je remercie mes rapporteurs et mes encadrants pour avoir lu, corrigé et amélioré mon travail, qui j'espère renforcera les connaissances sur la circulation côtière et contribuera à une amélioration durable de la protection du milieu marin dans la région Nord-Pas de Calais, Picardie.

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury pour avoir accepté de juger ce travail. Je remercie notamment le **Pr. Abdellatif Ouahsine** et le **Pr. Bruno Zakardjian** qui se sont montrés disponibles pour rapporter cette étude. Merci à **Alexei Sentchev** et **Hubert Loisel** pour m'avoir encadré pendant ces 3 ans, et merci également au **Pr. François Schmitt, Alain Lefebvre** et **Antoine Mangin**, qui ont accepté d'examiner ce travail.

Je remercie également chaleureusement la région NPDC et l'Agence de l'eau pour avoir financé mon doctorat et en particulier Jean Prygiel et François Blin (Agence de l'eau) de m'avoir conseillé et orienté vers des problématiques concrètes (qualité des eaux en baie de Somme).

Remerciements insuffisants pour **Hubert Loisel**, pour être ce qu'il est, pour sa bonté, son positivisme, son humour, son soutien...sans qui j'aurais abandonné cette thèse au bout de 3 mois et serai reparti en Irak. MERCI, pour m'avoir offert l'opportunité d'enfin embarquer pour une campagne en mer et «devenir» enfin, un vrai océanographe. MERCI pour ta présence dans les moments difficiles et merci pour ton pouvoir de cohésion de groupe qui unit les chercheurs au sein d'une équipe dynamique dans la bonne humeur.

Merci à **Alexei Sentchev** pour m'avoir proposé cette opportunité de thèse et d'avoir cru en moi. Merci d'avoir su me guider et me faire partager tes connaissances, de la phase expérimentale à la phase rédactionnelle. Merci pour ton investissement considérable dans la rédaction de l'article pour le JONSMOD. Merci encore pour ta disponibilité et ta gentillesse.

MERCI, à **Franck Dumas**, pour avoir accueilli un Extra-Terrestre sans avoir eu peur.

Un E.T qui ne savait rien de LINUX ou de ce qu'était un compilateur C++ :)

Merci pour ta patience et ton aide lors des multiples bug de mise en place du modèle, et surtout pour ton amitié et ta bonne humeur qui m'ont donné du baume au cœur pour continuer malgré mon retard avec la modélisation et le Fortran90.

MERCI à **Antoine Mangin**, mon nouveau Boss, et de surcroît, hydrodynamicien comme moi! la continuité d'Hubert ..humour, gentillesse et dynamisme..on devrait bien s'entendre :) Merci de m'avoir offert la chance de rejoindre le Team ACRI et de m'avoir embauché tout en me laissant finir ma thèse en toute sérénité...Schoukran Antoine!!

MERCI, à **Francois Schmitt**, pour m'avoir orienté, conseillé, pour m'avoir compris et écouté dans les nombreux litiges ou coups de blues durant ma thèse, merci de m'avoir toujours encouragé et sous-entendu que je pouvais y arriver en travaillant, merci de n'avoir jamais eu d' à priori sur moi. Je suis content de t'avoir eu comme directeur mais aussi comme guide de la station marine avec mes étudiants ! :) MERCI François pour ta présence.

SPACIBA to **Konstantin**, my tennis brother, my great kamarade, my lagrangien dispersion teacher during the day, my drinkin wodka profesor by night :)

I enjoyed a lot dispersing ourselves in Moscou jungle in a lagrangian way, -20°C outside, and doing snowboarding in the middle of moscou ' buildings...Spaciba for receiving me like a king in your country as a member of your family...SPACIBA kamarade !!

Remerciements chaleureux à **Gilbert Langlois** pour son aide volontaire et rigoureuse dans la relecture de mon manuscrit et pour ses connaissances remarquables en océanographie physique.

Remerciements à **JM Brylinski** pour m'avoir accordé du temps, pour nos réflexions communes sur des problématiques communes, pour la mise en relation avec les bonnes personnes vis à vis de mon travail, pour m'avoir éclairé sur le contexte biologique en Manche Orientale.

Merci à **Thomas Duhaut**, « THE good guy » le plus patient des gars calmes que je connaisse, surtout avec quelqu'un comme moi qui part dans tous les sens et qui débarque dans un monde mystérieux...Merci d'avoir passé du temps avec moi et de m'avoir aidé, en faisant abstraction de mon coté turbulent :)

Je te dois beaucoup aussi à toi mon cher Thomas. A très bientôt pour un fishing contest ! :)

Merci à **Vincent Ventrepotte**, le Vincy, fournisseur officiel de malboro de la clope d'en bas, le gars cool qui te souhaite bon weekend quand tu pars le mardi soir :)

Le gars qui te rappelle qu'il n' y a pas de bonne science sans humour :) i stick with da :)

Merci Vince!

Merci à **Eric Lecuyer**, le mouton noir qui ne se laisse pas tondre :) cultivons nos différences ! Les gens normaux n'ont rien d'exceptionnel vieux :) Bisou mon père :) va péker du bar pour mi :)

merci à **Gilbert Tajine**, Mr Zitoune..mon pote, mon khuya, qui rigolera toujours à mes « miip miip » ou mes gléwoui ala 'énik :). J'espère que tu progresseras un peu à la Wii et qu'on continuera nos soirées de rigolade malgré la distance qui nous séparera..

Forever in touch khuya !

Merci à mon petit guyanais d'**Erwan**..si tu avais été un animal, je te verrais bien pendu à une branche, la griffe plantée dans l'écorce à somnoler en mâchouillant de l'eucalyptus :)

sagesse et placidité sont tes qualificatifs :)

C'était sympa d'être synchronisé avec toi tout le long de cette thèse à suivre nos évolutions respectives en s'entraidant comme des partenaires pendant nos thèses club.Tu fermes ta thèse à l'instant et te souhaite tout le meilleur pour le nouveau livre que tu écrieras.

Merci à mon **Mickael KEUL** à moi, C'est lui qui m'a donné mon petit nom de la station « GI-joe » bizarre comme nom? :) Merci pour la leçon de ping-pong alors que tu n'avais qu'une poêle à frire..je te défie dans mon domaine en pays de Breizh, chez nous, à la pointe du Raz ou au pti minou pour un surf contest...tu vas voir c'est comme le ping-pong .. :) Kenavo Michaëlle :) Fin du thèse club.

A **Clemz**, Ma pote de thèse, ma pote de soirée Belge trop bien avec des musiques bien rétro :) On se reverra dans le monde de l'image sat ou du flying kick :)

MERCI à **Achwak, habipti, ma future femme**), à Elo, Natacha, Morgane, Simon, Mathias Thomas, Clement, Celine, Morgane et tous les autres que j'oublie, pour les petites soirées sympas qu'on a passé, et les moments sympas qu'on passera sûrement encore :) ... à bientôt les copains!

MERCI à **Laurence et Michelle** pour leur gentillesse et leur bureau bien chaud quand il fait froid ailleurs.

MERCI à **Severine** pour toujours avoir été présente pour de bons conseils ou des relectures de mon travail..Merci à toi même si malheureusement nous n'avons pas pu travailler sur des sujets communs.

Merci! à **Xavier Mériot**, pour les parties de tennis enflammées.. mais pas pour ton revers ravageur :)

Merci à mon pote de toujours, **Charlessss**, qui m'a donné les clefs de mon bureau à la MREN où le hasard nous a fait rédiger au même endroit dans la même ambiance Russe :)

On se suit depuis toujours, et on finit collègue chez ACRI ..

Merci mon papa skydiive pour être resté à mes cotés dans le meilleur et dans le pire..

rdv à 4200 m tête en bas ...

Merci à **Aurelio, DOUDX et Dyson** pour l'escapade magique au Costa Rica..souvenirs impérissables gravés à jamais..au Guajo et à Jako, aux vagues surfées et à l'amitié incommensurable qui nous unit, pour la vie..

A **Romain** mi-ville, mi-campagne, mon nouveau teupo dont j'ai l'impression de connaître depuis longtemps.Merci pour l'accueil chaleureux en pays de Breizh et l'intégration dans un groupe de potes tous formidables...

A mon **Toc-Toc**, que je remercie de n'avoir jamais postulé dans mon labo sans quoi il aurait coulé.. :) Mon plus vieux pote, qui a connu des grosses galères sans jamais perdre son sourire et sa joie de vivre...RESPECT mon snoop tokitok :)

A **Davidz**, mister goldenkom, un café noir , tout doux, nommé désir...le tradeur le moins tradé que je connaisse... :)à très bientôt mon copain dans nos prochaines aventures...

Sans oublier mes parents... que j'aime bien :)

ma Môman *Pen duick* et mon Pôpa *Harley*..... vieux motard que jamais :)

Fabriquants officiels de rêveurs dynamiques :) Merci pour les corrections d'orthographe et merci de m'avoir écouté sans trop bâiller..

Promis!! j'arrête d'être étudiant :)

INTRODUCTION GENERALE

Contexte et motivations

En ce début du XXI-ème siècle, protéger l'environnement devient un enjeu scientifique et sociétal majeur dans un contexte de développement durable. Les zones côtières occupent une place particulière du fait de, (a) de l'étendue des côtes (le linéaire côtier global est de l'ordre de douze fois la longueur de l'équateur), (b) de la forte concentration des populations humaines sur le littoral, (c) de la multiplicité des modes d'utilisation des ressources naturelles (pêche, aquaculture, potentiel éolien, énergies marines renouvelables...) et (d) de la multiplicité des échelons de gouvernance, à savoir internationale, nationale, régionale, locale et autres. À ce titre, les zones côtières font l'objet d'un intérêt croissant. Cependant, leur fonctionnement est difficile à appréhender car il faut tenir compte pleinement de la multi-dimensionnalité de cet environnement, de son évolution et de la présence de nombreuses boucles de rétroaction entre systèmes côtiers naturels, industriels et humains. La zone côtière représente l'archétype de l'éco-système complexe, système pour lequel il importe pour l'appréhender, d'utiliser une approche qui transcende les disciplines en les intégrant.

La connaissance de la circulation marine en région côtière s'est considérablement améliorée au cours des vingt dernières années en raison des progrès techniques réalisés par les moyens d'observation et par les moyens de calcul mis à la disposition des modélisateurs. La calibration, puis la validation des modèles numériques est une préoccupation constante, souvent en raison de l'utilisation en aval des résultats des modèles pour d'autres études spécifiques (cartes de courants, dérives de masses d'eau, transport et dispersion du matériel dans l'eau). Dans la zone côtière plus qu'ailleurs, la complexité géométrique du contour des côtes, la bathymétrie et la variabilité des forçages, conditionnent les échelles temporelles et spatiales à atteindre.

L'écoulement à travers la Manche orientale a une influence capitale sur la qualité de l'eau des régions côtières du Pas-de-Calais - Picardie (PdCP) et du Sud de la mer du Nord. Il amplifie la sensibilité écologique de ces régions caractérisées par une forte densité de population, une concentration de l'industrie et un trafic maritime intense. Deux objectifs de grande ampleur, étroitement liés l'un à l'autre, obligent à disposer d'informations sur l'environnement marin : l'évaluation de la qualité des eaux en l'état actuel et la prévision de sa future évolution. Si des évaluations sur l'état actuel de l'environnement marin sont requises, c'est surtout pour apporter une

aide aux autorités publiques et aux gestionnaires du littoral dans la prise de décisions en cas de risques de contaminations microbiologiques ou de pollutions accidentelles afin de protéger la population (eaux de baignades) et assurer un développement durable des activités touristiques et aquacoles (zones de productions conchylicoles).

Tout changement de l'état actuel et les incidences qui en résultent doivent faire l'objet d'une surveillance et d'une évaluation. La rapidité de cette évaluation est basée sur la facilité d'accès à l'information et sur la connaissance de la variabilité spatiale de l'environnement. L'ampleur de la contamination et des tendances chronologiques est très importante pour la gestion des événements de contamination. Les principales lacunes de nos connaissances pour la gestion des épisodes de contamination sur notre littoral concernent (i) les propriétés physiques et dynamiques du milieu côtier (eau et air au-dessus des couches de surface) responsables de la propagation de la contamination, (ii) le comportement du contaminant (microorganismes) dans le milieu marin (mortalité, neutralisation par le milieu, dispersion, sédimentation, remise en suspension...) et (iii) la performance des outils de prévision de risques de contaminations microbiologiques.

Objectifs et méthodologie

L'objectif visé dans notre recherche est de combler ces lacunes au niveau de la zone littorale du Nord Pas-de-Calais Picardie, de contribuer à la compréhension de la dynamique côtière et à l'évaluation des risques de la contamination de l'environnement, au travers de:

- la reconstitution des champs dynamiques dans le secteur d'étude à partir de la modélisation hydrodynamique à haute résolution spatiale (jusqu'à 100 m) en conjugaison avec des observations des courants superficiels par radar HF;
- la caractérisation de la variabilité et des tendances des courants et du transport de traceurs passifs pour le problème de prévision de la contamination du milieu côtier du PdCP;
- l'évaluation des effets de perturbations climatiques sur la dynamique côtière, le transport des contaminants et la qualité des eaux.

En matière de modélisation, notre objectif est de concevoir un outil performant de surveillance des courants en zone littorale du PdCP qui s'appuie conjointement sur la modélisation hydrodynamique et les mesures des courants superficiels par radar.

Un Module de Transport Lagrangien (MTL), forcé par le modèle de circulation, est utilisé pour simuler la dérive et la dispersion du matériel contaminant en milieu côtier. Il simule des déplacements du matériel biologique en suspension dans l'eau (bactéries) dans un écoulement turbulent tri-dimensionnel sous l'influence du vent, de la marée et des apports fluviaux, en utilisant les sorties du modèle hydrodynamique. Le MTL emploie le concept statistique des marches

aléatoires pour représenter la dispersion turbulente du matériel. Des propriétés spécifiques décrivant le comportement du contaminant (reproduction/mortalité, migration verticale...) seront introduites dans le module de transport. Pour rendre le MTL accessible aux gestionnaires du littoral de la région et l'adapter à des fins de gestion des activités conchylicoles, des risques de pollution accidentelle et de surveillance du milieu (eaux des baignades), nous avons utilisés l'expérience de l'Institut de Recherche et Développement (IRD), centre de Brest, en matière de développement logiciel (outil Ichthyop). Cet outil, mis en place pour la visualisation du transport larvaire (Lett *et al.*, 2008), a été adapté pour simuler la dynamique (transport, dispersion/dilution, mortalité ...) des bactéries rejetées dans l'eau le long du littoral du PdCP. Ainsi, des simulations numériques nous permettent de définir des zones vulnérables ou à forte sensibilité, des conditions environnementales (hydrodynamique, météorologie...) propices en termes de contamination d'origine microbiologique, ainsi que des scénarii d'évolution de la contamination.

Structure du manuscrit

Du fait de sa morphologie, la Manche présente des caractéristiques relativement distinctes de celles des régions adjacentes (**chapitre 1**). Son bassin oriental, peu profond (< 65 m), est le siège de nombreuses activités maritimes nouvelles et ces importantes pressions anthropiques entraînent une dégradation de la qualité du milieu, notamment face à l'estuaire de la Seine. Dans ce contexte, la mise en application de la loi cadre de l'eau (DCE) pousse les communes du littoral à prendre en considération l'hydrodynamique pour mieux appréhender les problèmes liés à la qualité de l'eau. Les régimes complexes de mélange qui se produisent dans les eaux côtières, sont le résultat de différents processus physiques. C'est pourquoi, savoir prédire le transport, la dispersion et les voies de déplacement des polluants ainsi que de la matière dissoute et en suspension suscite un intérêt particulier en zones côtières .

De nombreux progrès ont été réalisés sur la connaissance générale de la circulation côtière et son rôle dans la dynamique des écosystèmes marins. Cette variabilité hydrodynamique a été décelée à différentes échelles de temps (interannuelle, mensuelle ou journalière) caractéristiques des différents forçages physiques en présence. C'est une région où le littoral est alimenté par une importante quantité d'eau douce depuis les nombreux fleuves du littoral, ce qui crée un régime hydrodynamique côtier différent de celui du large. La dynamique des eaux côtières à influence d'eau douce, caractérisée par une combinaison d'effets baroclines (dus aux apports d'eau douce) et barotropes (dus au déplacement de l'onde de marée) donne lieu à une circulation côtière particulière, typique des régions à influence d'eau douce, caractérisée par l'existence d'un «fleuve côtier» s'écoulant vers la mer du Nord. Caractériser cette circulation régionale complexe et sa variabilité,

est l'un des objectifs de ce travail de thèse (**chapitre 3**). Pour ce faire, l'utilisation d'un modèle hydrodynamique tel que MARS3D, s'est avérée très utile. La mise en place du modèle pour la région Manche orientale et sa validation, ont occupé une importante partie de ce travail de thèse (**chapitre 2**).

Une bonne connaissance de la circulation régionale permet d'appréhender la dynamique locale (haute-résolution) et comprendre des phénomènes d'une autre échelle de temps et d'espace. C'est dans cette optique que l'accent a été mis sur la circulation en rade de Boulogne-sur-Mer (**chapitre 4**). Les objectifs de cette étude sont de mettre en exergue la sensibilité de la dynamique des masses d'eau aux variabilités des forçages extérieurs (marée, vents, apports fluviaux) et qualifier les conditions propices d'amélioration ou de dégradation de la qualité de l'eau dans l'enceinte du port. De même, des essais de modifications de morphologie du port ont été réalisés pour évaluer les solutions possibles permettant de diminuer le temps de résidence dans la rade, de substances potentiellement polluées.

La dernière partie de l'ouvrage (**chapitre 5**) est dédiée à la Baie de Somme et aux problèmes avérés de qualité de l'eau. De nombreuses activités sont soupçonnées d'être à l'origine de contaminations microbiennes et en particulier la présence importante de moutons de prés-salés, susceptibles de contribuer majoritairement au stock de *E. Coli* existant en Baie de Somme. Le but de ce chapitre est de caractériser la circulation dans la baie et sa variabilité pour comprendre les mécanismes clefs contrôlant le devenir de l'eau douce en baie de Somme. Pour cela, il faudra déterminer l'influence des forçages sur le devenir de substances potentiellement pathogènes transitant dans la baie.

CHAPITRE 1

LA REGION MANCHE ORIENTALE



1.1 Contexte régional

La Manche, mer épicontinentale à forte marée, est un carrefour biogéographique et un carrefour économique important de l'Europe du Nord-Ouest. Son bassin oriental, peu profond (< 65 m), est le siège de nombreuses activités maritimes nouvelles comme l'augmentation des capacités de déchargement des conteneurs dans les ports, le développement énergétique (construction de centrales thermonucléaires, installation d'éoliennes offshore) et les besoins de nouvelles ressources marines dont les granulats.



Fig. 1.1. Le domaine d'étude: La Manche Orientale

Ces pressions entraînent une dégradation de la qualité du milieu, notamment face à l'estuaire de la Seine. Pour tenter de répondre à ces enjeux et à ces problèmes, des démarches nationales et européennes destinées à mieux connaître et gérer cette zone côtière transfrontalière dans une perspective de gestion intégrée ont été entreprises depuis une dizaine d'années. Différents programmes scientifiques interdisciplinaires ont ainsi été mis en œuvre au niveau transnational et national sur tout ou partie de la Manche orientale. Seule cette intégration des connaissances permet de prendre en compte et d'analyser les nombreuses interactions qui existent entre les différents éco-socio-systèmes qui composent ce territoire. Parallèlement, des tentatives d'intégration des politiques mises en œuvre par les nombreux acteurs compétents en matière de gestion des zones côtières ont été initiées. En France, l'état intervient par l'intermédiaire de plusieurs ministères au niveau national, de différentes préfetures et services déconcentrés. Quant aux collectivités territoriales (dont les régions et les syndicats mixtes), elles entendent jouer un rôle de plus en plus important en matière de gestion du littoral. L'organisation des pouvoirs publics a cependant évolué au cours de ces dernières années et des initiatives ont été prises, à la fois par l'état et les collectivités territoriales, pour mieux coordonner l'action des pouvoirs publics en Manche orientale.

La Manche (ou English Channel pour les anglo-saxons), présente trois principales

caractéristiques : i) mer épi-continentale du plateau continental Nord-européen, bordée au Nord par l'Angleterre et au Sud par la France ; ii) mer à forte marée ou mer mégatidale dont le régime hydrodynamique structure fortement ses écosystèmes ; iii) carrefour biogéographique en zone tempérée froide localisée entre la zone tempérée chaude au Sud et la zone boréale au Nord. Ses composantes faunistiques et floristiques sont donc sensibles aux changements climatiques et à trois autres particularités liées à l'hydrologie, la sédimentologie et l'écologie (Dauvin, 1997 ; Dauvin et Dewarumez, 2002). Elle s'étend sur une superficie d'environ 77000 km². Largement ouverte à l'Ouest aux influences de l'océan Atlantique, elle communique avec la mer du Nord par le Pas-de-Calais (35 km de large), elle forme un corridor long de 500 km et large à son maximum de 250 km. Sa profondeur maximale dans la fosse centrale au Nord-Ouest de la presqu'île du Cotentin atteint 174 m. D'un point de vue géographique et océanographique, Cabioch, (1968) distingue deux bassins : le bassin occidental, situé à l'Ouest de la ligne des roches des Casquets (Ouest du cap de la Hague) jusqu'à la pointe Bill of Portland en Grande-Bretagne, plus profond et largement influencé par les eaux atlantiques, et à l'Est le bassin oriental qui est limité par une ligne entre Calais et Douvres, moins profond, plus continental et largement influencé par le seul grand fleuve se déversant en Manche, le long des côtes françaises, la Seine.

1.2 Contexte marégraphique et courantologie

1.2.1 La circulation générale en Manche Orientale

Le va et vient diurne de la marée cache un transport à long terme des particules d'eau. Après une séquence flot-jusant, les particules d'eau ne reviennent pas exactement au même endroit. Le transfert entre un mouvement purement alternatif et un mouvement moyen (ou résiduel) a pour origine les fortes amplitudes des marées et des courants couplés à une topographie du fond et à des formes de côtes mouvementées. Les usagers de la mer savent depuis longtemps que les épaves (bois flottants, détritiques, algues) se déplacent sur plusieurs jours, semaines ou mois sous les effets conjugués de la marée et du vent. Depuis le début du siècle (Matthews 1911), l'étude de la salinité en Manche a révélé un mouvement général des eaux depuis l'Atlantique vers la mer du Nord. Depuis, les études menées à l'Ifremer par modélisation numérique ont permis de confirmer, de quantifier et de préciser cette hypothèse. Dans un article de synthèse Salomon et Breton (1993) ont calculé les trajectoires moyennes des particules d'eau dans la Manche. Si le transport général est dirigé vers le Pas-de-Calais et la mer du Nord, on constate que les particules ont tendance à contourner les Îles Anglo-Normandes ou le tourbillon de Barfleur. Les courants résiduels moyens

sont dirigés de l'Atlantique vers la mer du Nord.

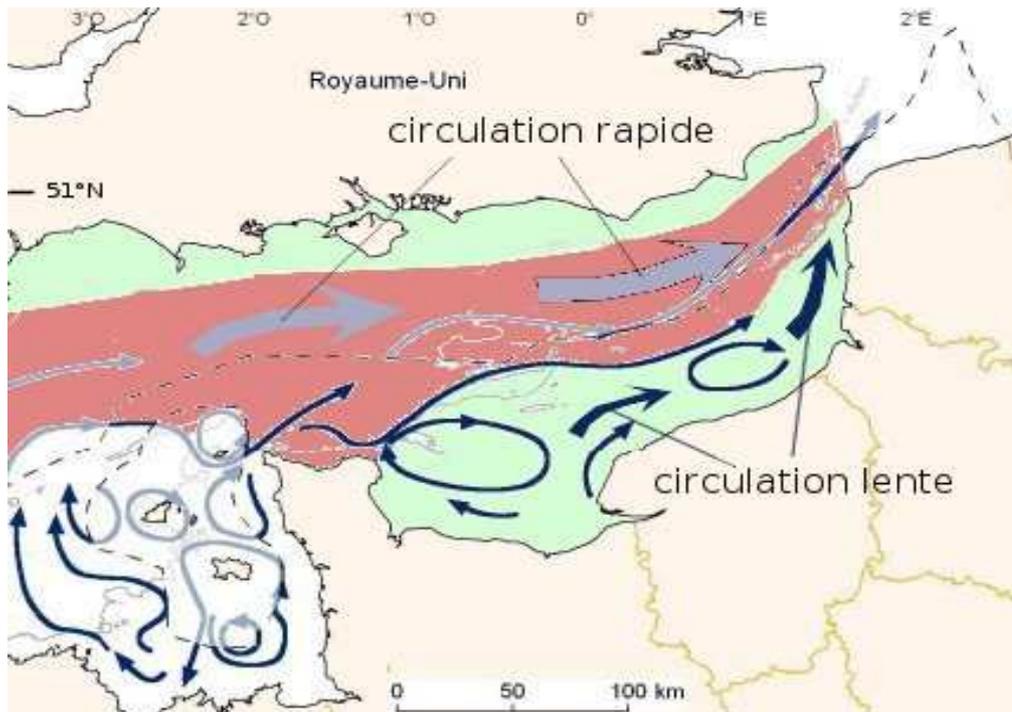


Fig. 1.2 Structuration de la Manche Orientale.

Circulation lente observée sur la bande littoral à cause des phénomènes de friction, et circulation rapide de l'eau atlantique dans la zone centrale du détroit (Salomon, et Breton, 1993).

Le temps de transit moyen dans la Manche est d'environ 6 mois à 1 an (Salomon et al 1993 ; Bailly du Bois *et al.*, 2005) . La Fig. 1.2 représente la circulation moyenne des masses d'eau en Manche. La circulation en Manche orientale est marquée par la présence d'un vaste tourbillon anticyclonique (sens des aiguilles d'une montre) généré dans le sillage du Cotentin (Salomon *et al.*, 1993 ; Thiébaud *et al.*, 1998). Ce tourbillon anticyclonique est appelé tourbillon de Barfleur. Les vitesses sont de l'ordre de 2-3 cm/s en l'absence de vent. Plus à l'Est, l'estuaire externe de la Seine est sans doute la région où les écarts de courants entre la surface et le fond sont les plus marqués. En surface, les courants sont dirigés vers l'Ouest puis le Nord. Près du fond, la circulation est dirigée vers l'estuaire (Thiébaud *et al.*, 1998). La circulation au large des côtes picardes et de celles du Pas de Calais est dirigée vers le Nord et constitue l'aboutissement de la circulation générale de l'Atlantique vers la mer du Nord. L'ordre de grandeur des courants résiduels dans le Pas de Calais est compris entre 5 et 10 cm/s.

1.2.2 Origine des courants en Manche

Le principal processus physique en Manche est la marée semi-diurne. C'est en Manche que l'on

trouve les marnages les plus importants et les courants de marée les plus intenses de toutes les côtes métropolitaines. Ces courants de marée ont un rôle important à la fois sur le transport des masses d'eau à court et long terme et sur le mélange vertical. A plus long terme, ces courants ont une composante permanente, appelée courant résiduel de marée, liée à la propagation de la marée et à l'effet du frottement. Ce courant est beaucoup plus faible que le courant instantané mais son influence sur le transport à long terme des masses d'eau est déterminante car ce courant est permanent, son intensité étant modulée par les cycles vives eaux- mortes eaux (période de 14,7 jours).

Les courants en Manche sont des courants puissants, plutôt alternatifs, le flot orienté au Nord-Est et le jusant au Sud-Ouest. Le resserrement en entonnoir au niveau du Cotentin, du cap Gris-Nez et de la baie du Mont St. Michel provoque une augmentation de l'amplitude des courants de marée (2 m/s en vive eau moyenne dans le détroit du Pas-de-Calais) et l'amplification de la marée surtout en baie du Mont St. Michel (deuxième marnage le plus important au monde).

Que ce soit dans le cadre de l'étude fondamentale portant sur l'évolution du niveau de la mer à long terme ou de l'étude appliquée visant le transport et la dispersion du matériel en suspension dans l'eau en zone côtière, il est crucial de savoir modéliser correctement la marée et les courants de marée représentant le forçage dominant pour la circulation régionale côtière. Une modélisation précise des courants nécessite de prendre en considération l'ensemble des ondes dominantes pour spécifier des conditions aux limites ouvertes dans des simulations tridimensionnelles plus complexes et plus réalistes dans la zone d'étude.

1.2.3 L'onde de marée en Manche orientale

La marée, phénomène dominant de la zone Manche - mer du Nord, est de type essentiellement semi-diurne (Bernard Simon, 2007). Les marnages sont inférieurs à 5 m sur toute la zone, sauf dans le Golfe Normand – Breton , où ils atteignent 6 m au large, jusqu'à 14 mètres en vives eaux moyennes en baie du Mont Saint-Michel et 8 m dans le secteur de la Baie de Somme (voir figure 1.3). La variabilité spatiale des courants est fortement influencée par la bathymétrie et certaines configurations morphologiques de la côte sont à l'origine de phénomènes particuliers: augmentation de la vitesse des courants dans les goulets et au niveau des caps, remplissage et vidage des baies, asymétrie du flot et du jusant à l'embouchure des estuaires, l'apparition de mouvements cycloniques (aux abords des îles du Golfe Normand Breton). Les vitesses maximales en vives-eaux, peuvent atteindre 2 m/s. En mortes-eaux, les courants de marée perdent 20 à 30 % de leur intensité mais, la morphologie de la côte, les forçages météorologiques, les apports fluviaux sont susceptibles de

perturber ponctuellement les courants.

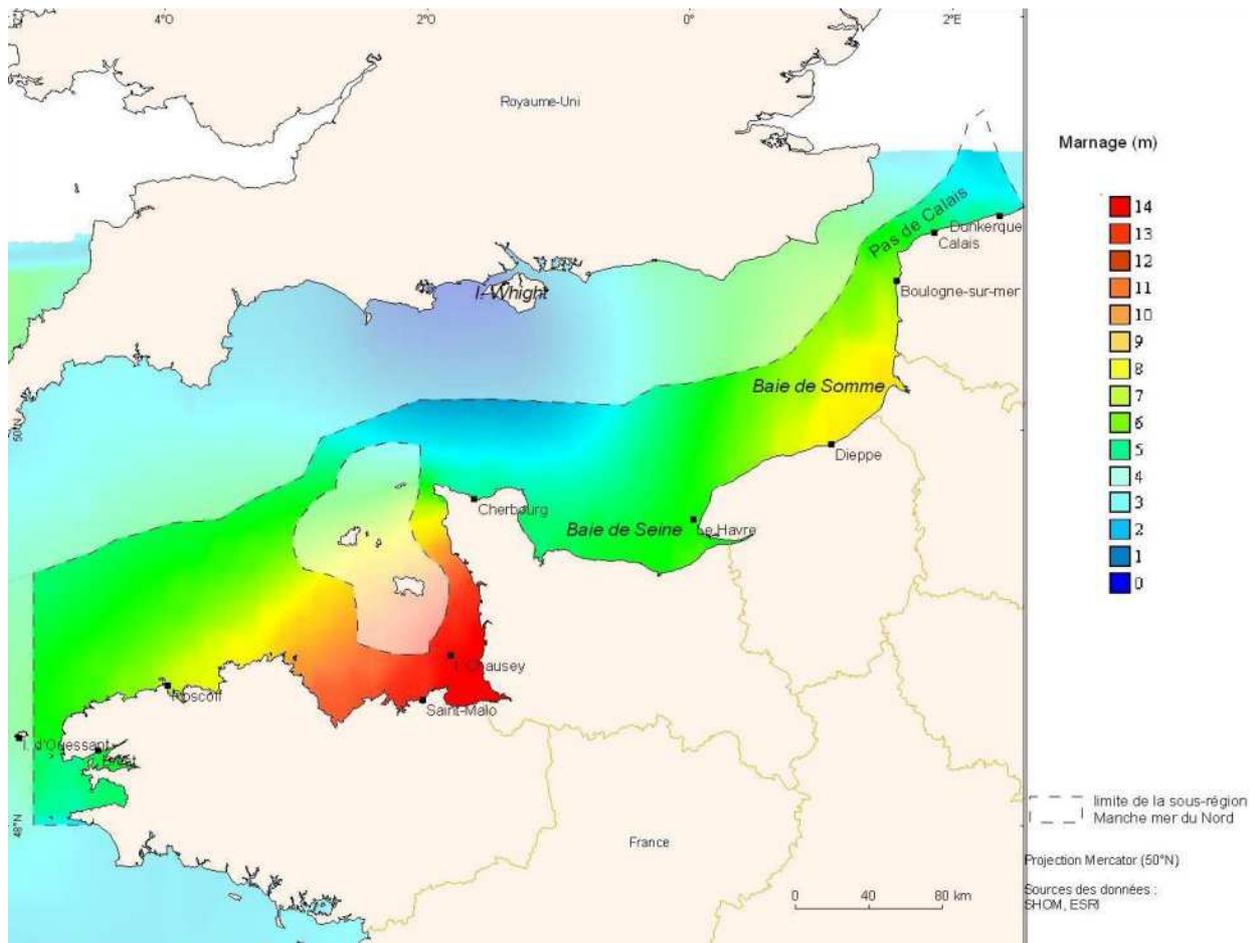


Fig. 1.3. Marnage en Manche (issu du modèle de marée CSTFRANCE).

Les courants de marée sont responsables du mélange sur la verticale des masses d'eau et permettent d'expliquer la quasi homogénéité verticale observée en Manche à l'exception du Nord de la Manche occidentale. Les effets de frottement sur le fond peuvent affecter l'intensité et la direction des courants au fond. On note en général une avance d'environ une heure des renverses de courant près du fond par rapport à la surface. Les courants de marée varient en intensité et en direction au cours du cycle de marée, leur période est d'environ 12,42 h (soit 12h et 28 min). En Manche centrale, le régime des courants est alternatif, le courant de flot portant vers l'Est /Nord-Est tandis que le jusant porte vers l'Ouest à Sud-Ouest. En plusieurs endroits, notamment dans le Golfe Normand Breton, le courant prend un caractère giratoire. En Manche orientale, les courants de flot portent vers le Nord-Est. Les cartes horaires de courant de marée publiées par le SHOM sous forme d'atlas (SHOM, 2000) présentent les courants de marée dans la sous région Manche-mer du Nord sur un cycle de marée (pleine mer - basse mer). Les courants de marée et le marnage subissent en relation avec la force de Coriolis un renforcement le long des côtes de France, où le marnage y est toujours supérieur à 5 m voire même supérieur à 8 m comme dans les estuaires de Seine et de Somme. En

revanche, le long des côtes anglaises et en particulier dans les parages de l'île de Wight, le marnage ne dépasse pas 2 m. En conséquence, on observe de grandes zones intertidales le long des côtes françaises comme en baie des Veys, en baie de Somme ou en Côte d'Opale, autant de lieux favorables à la pêche à pied professionnelle et de loisir et de sites favorables à la conchyliculture.

1.2.4 Les flux transitant par le détroit du Pas de Calais

Le flux moyen est dirigé de l'Atlantique vers la mer du Nord. Les valeurs de ces flux en moyenne annuelle sont assez cohérentes bien qu'elles aient été obtenues par des moyens différents. La mesure donne un flux moyen de 94 000 m³/s (Prandle *et al.*, 1996) et une étude par modélisation validée sur la dispersion des radionucléides propose une valeur un peu plus forte de 130 000 m³/s. Parmi tous les processus physiques générant des courants et décrits au § 1, la part attribuable aux seuls effets résiduels de la marée est de l'ordre de 40 000 m³/s (Salomon *et al.*, 1993 ; Sentchev and Yaremchuk 2007), le reste étant attribuable aux gradients de pression à grande échelle, aux effets du vent et aux gradients de densité. Une étude récente par modèle numérique (Holt *et al.*, 2008) montre que les flux varient entre 130 000 m³/s en hiver, 60 000 m³/s au printemps et en été et 40 000 m³/s en automne.

1.3 Contexte météorologique

1.3.1 Le régime des vents

Sous l'influence d'un climat tempéré océanique, la Manche orientale et le Sud de la mer du Nord subissent un régime de vent globalement modéré, soufflant préférentiellement du Sud-Ouest (Fig.1.4). Ces trente dernières années, moins de 1 % des vents enregistrés étaient supérieurs à 60 km/h, les tempêtes (vents de plus de 100 km/h) n'ont soufflé que dix jours par an, en moyenne. Le vent constitue également un élément majeur d'évolution du trait de côte. Les épisodes de vents forts, qui ont lieu principalement en hiver, peuvent générer de hauts niveaux marins (surcotes) menaçant les côtes. Le vent est aussi directement facteur d'érosion et d'accrétion terrestre sur les plages et dunes sableuses du littoral.

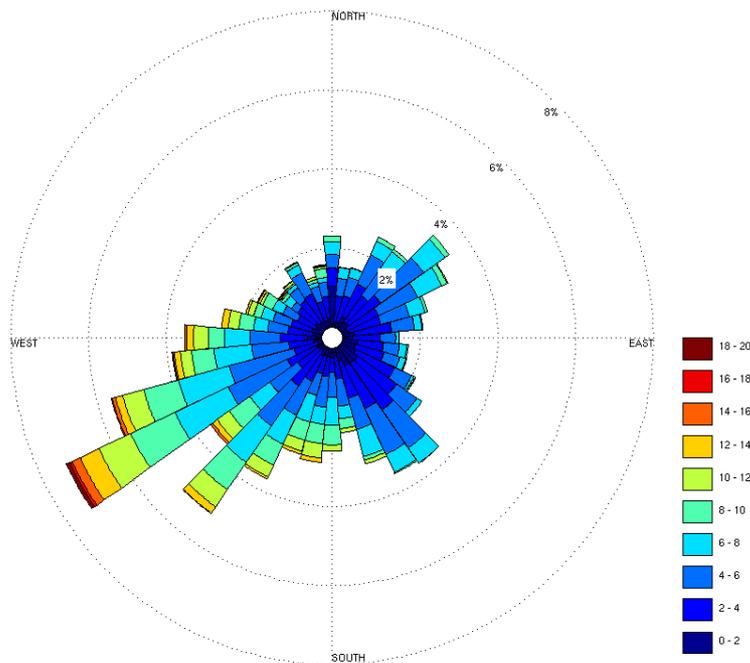


Fig. 1.4. Rose des vents moyens (en m/s) enregistrés à Boulogne-sur-Mer pour l'année 2009

Le régime atmosphérique engendre des vents dominants de secteur Ouest à Sud-Ouest, avec la présence marquée au printemps de vents de Nord. Les vents sont alors continentaux. Leur régime est par ailleurs constant à l'échelle pluriannuelle. Le vent, outre la houle, génère également en surface un courant permanent dirigé approximativement dans la direction du vent. De proche en proche, les couches plus profondes de la mer sont atteintes et soumises à ce déplacement. L'épaisseur de cette couche appelée couche d'Ekman atteint en Manche l'épaisseur de 20 m (Garreau, 1997). Compte tenu de l'orientation générale Ouest-Est de la Manche, ce forçage atmosphérique entraîne une intensification du déplacement des masses d'eau vers la mer du Nord.

1.3.2 Le niveau moyen et les effets du vent sur la circulation

L'action du vent en surface est un processus physique d'importance en Manche. Le vent peut inverser la circulation moyenne ou détruire des structures tourbillonnaires induites par la marée. Le rôle de la circulation à l'échelle de l'Atlantique Nord se manifeste par la présence d'une pente moyenne entre les deux extrémités de la Manche. Plusieurs études par modèle numérique ont montré que cette pente permet d'expliquer une partie importante des flux moyens observés dans le Pas de Calais. Le vent peut modifier notablement le schéma de circulation proposé. Les vents de Sud Ouest auront tendance à augmenter le transit moyen vers l'Est. A l'inverse, les vents de Nord-Ouest à Nord-Est vont diminuer cette circulation et sont même susceptibles de l'inverser (Ellien *et*

al., 2004). Les vents les plus efficaces pour créer des inversions sont les vents de Nord : à titre d'exemple, un vent du Nord durant quelques jours à 5 m/s peut inverser le flux, sur l'ensemble de la colonne d'eau, en condition de marée moyenne. Le vent agit sur la structure de la circulation locale, dominée majoritairement par la marée et les apports d'eau douce, il provoque des phénomènes d'*upwelling* et de *downwelling* (Münchow et Garvine, 1993; Blanton, 1996). Sous l'effet conjoint de la tension de vent et de la force de Coriolis, les eaux de surface se mettent en mouvement conformément à la théorie d'Ekman (Fig. 1.5). Le long des côtes, des mouvements verticaux se mettent en place pour compenser le mouvement horizontal. Ainsi, après une journée de vent de Nord-Est, on observe des remontées d'eaux profondes (*upwellings*) le long des côtes du Nord Pas de Calais. L'*upwelling* est une réponse transitoire au forçage du vent dont la variabilité spatiale et temporelle est très dépendante des caractéristiques du champ de vent.

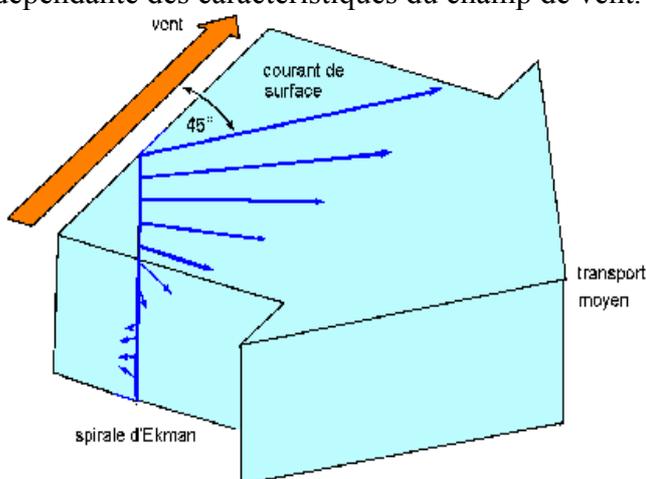


Fig. 1.5. Schéma de la spirale d'Ekman : effet du vent sur la colonne d'eau

1.3.3 Le régime des houles

La houle qui se forme au centre de l'Atlantique ou en Manche occidentale est atténuée, à l'approche du détroit, par les contraintes du relief. Les vagues n'excèdent généralement pas une hauteur de 1,25 m en Manche orientale. Cependant, une mer hachée, dangereuse, peut se former lorsque les vagues provoquées par une forte tempête en Atlantique se propagent sur les bancs de sable, ou lorsque la direction de la houle s'oppose aux courants de marée ou au vent. L'examen des caractéristiques annuelles et estivales permet de synthétiser le climat de houle au large des plages du département de la Somme :

- la zone d'étude est soumise à des houles en provenance des secteurs Ouest à Nord-Est avec une prédominance de la direction 270-285° (Ouest -Nord-Ouest) au large (60% des états de mer).
- sur l'année, environ 75% des hauteurs d'états de mer sont inférieures à 1m au large, en

période estivale, cette proportion est supérieure à 85%.

- Les périodes sont majoritairement comprise entre 5 et 9 s (environ 70%) ce qui caractérise «les mers de vent» générées localement.
- Les houles les plus hautes ont des périodes pouvant être plus élevées (12-13 s).

Étant donné les faibles hauteurs de vagues caractéristiques de la période estivale sur la zone et les amplitudes de marée importantes, on peut dire que la houle n'est pas un facteur principal agissant sur la dispersion des rejets et ne prend donc pas une part significative quant au risque de contamination des plages.

1.3.4 Les apports fluviaux

Depuis la baie de Seine jusqu'au Pas-de-Calais, plusieurs fleuves se jettent en Manche orientale fournissant eau douce, nutriments, matières en suspension et matières organiques à la zone côtière (Fig.1.6). Ces apports sont maintenus en zone côtière par le front qui freine la dispersion des apports continentaux vers le large (Brylinski *et al.*, 1991). L'hydrodynamisme particulier des mer à marées et des détroits (accélération des courants, formation de front, augmentation de la turbulence, structuration des eaux en bandes parallèles, effet de cap...) agit sur le devenir de ces apports, soit en les diluant, soit en les confinant à la côte. La configuration géographique particulière de la Manche orientale confère aux eaux côtières des structures hydrologiques spécifiques, dont les particularités seront développées au chapitre 3.

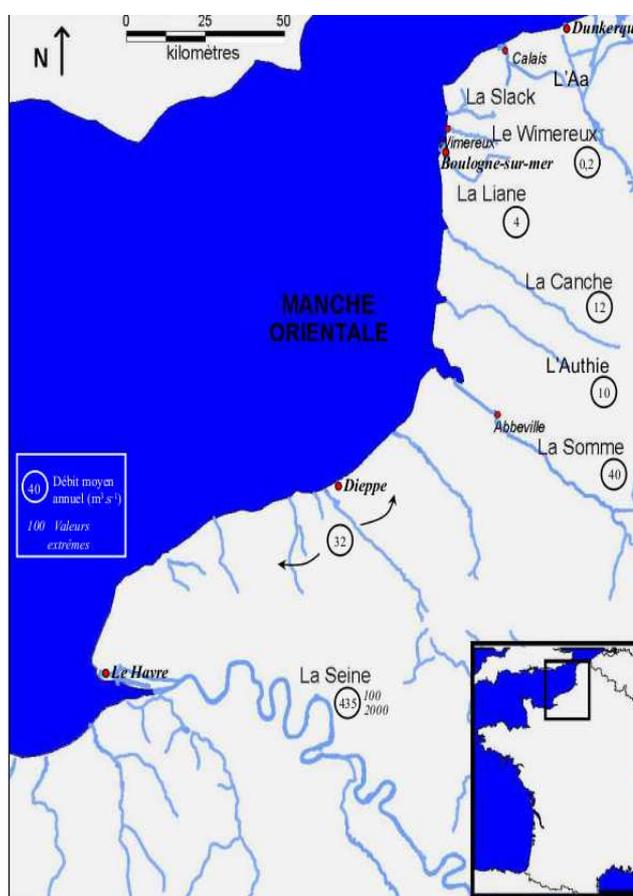


Fig. 1.6 La Manche orientale et le débit annuel (1994) moyen de ses cours d'eau.

Les débits annuels des cours d'eau principaux pour l'année 2010 sont exprimés dans le tableau 1.1 ci-dessous..

Nom	Débit (en $m^3.s^{-1}$)	Longueur (km)
Slack	0,6	20
Wimereux	1,05	21
Liane	1,81	36
Authie	12,4	103
Canche	15,1	88
Somme	35	245
Seine	503	776

Tableau 1.1: Débits annuel (2010) moyens des principaux cours d'eau du domaine d'étude.

1.3.5 La pluviométrie en Manche orientale

La Manche orientale bénéficie d'un climat de type océanique tempéré. Ce type de climat se caractérise par l'association d'une faible amplitude thermique et d'un total annuel des précipitations assez important. L'évolution des températures moyennes de l'air présente un maximum en été compris entre 20 et 25 °C (juillet/août), et un minimum en hiver (février) compris entre 0 et 5 °C. Les précipitations mensuelles sont de l'ordre de 40 à 60 mm de février à août et de 70 à 90 mm entre septembre et janvier (statistiques de Météo-France, calculées sur la période 1971-2000, Station de Boulogne-sur-mer) (Fig. 1.7).

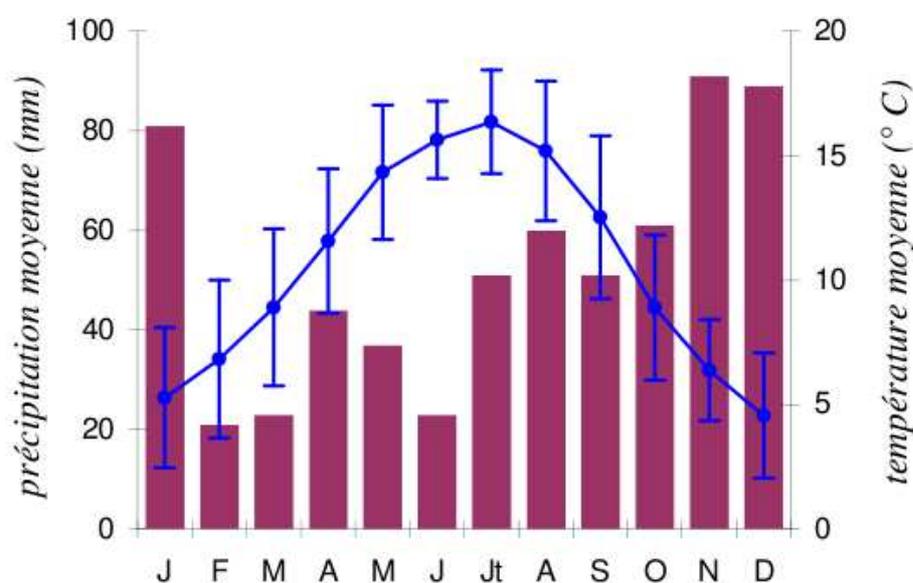


Fig. 1.7 Moyennes statistiques (1971-2000) des précipitations (en rouge) et des températures (en bleu) données par Météo-France pour la station d'enregistrement de Boulogne sur mer.

CHAPITRE 2

OUTILS DE MODELISATION



2.1 Modélisation hydrodynamique

2.1.1 Introduction

MARS (*Model for Applications at Regional Scales*) est un modèle communautaire développé et diffusé par l'équipe DYNECO/PHYSED (laboratoire de PHYsique et SEDimentologie du département DYNamiques de l'Environnement COtier) de l'IFREMER. Cet outil informatique est dédié à la modélisation océanographique côtière, des échelles régionales jusqu'aux échelles littorales (quelques centaines voire dizaines de mètres) et intègre une forte composante environnementale (modules de sédimentologie et biogéochimie). A l'Ifremer, le modèle pluridisciplinaire MARS est principalement appliqué à la modélisation régionale des façades maritimes métropolitaines par le biais de configurations côtières dédiées à l'étude de sites et d'écosystèmes d'intérêt économique ou territorial. Il est aussi utilisé par différents organismes de recherche pour des besoins spécifiques variés, par exemple étudier l'hydrodynamique (risque naturel : surcote, inondations, ...) et la morphodynamique littorale [BRGM, UMR EPOC], l'hydrodynamique lagonaire (Nouméa, Tuamotu) et lagunaire (Terminos et Cienfuegos) [IRD], l'hydrodynamique estuarienne et application au transport des sédiments fins [INA, IMFIA, CIMA (Argentine)]... Enfin, le code de calcul MARS, est exploité par plusieurs sociétés privées pour réaliser des études d'impact à destination des collectivités locales et par le système d'océanographie côtière opérationnelle PREVIMER (<http://www.previmer.org>) qui fournit quotidiennement des prévisions hydrodynamiques et environnementales. Le modèle MARS-3D, (Lazure et Dumas, 2007) est un modèle à surface libre aux différences finies fondé sur la résolution des équations de Navier-Stokes. Il introduit l'approximation de Boussinesq et l'hypothèse d'hydrostaticité sur la verticale. Ce modèle, inspiré de celui de Blumberg et Mellor (1987), est basé sur la séparation des modes barotropes et baroclines. Un modèle 2D, qui fournit l'élévation de la surface libre et les courants barotropes, est ainsi couplé au modèle 3D, qui fournit les courants baroclines, afin de considérer séparément les ondes de gravité de surface et les ondes internes. Les équations de ces deux modes sont résolues séparément mais avec le même pas de temps à l'aide d'une méthode itérative. Les équations résolues pour le mode barocline et pour le mode barotrope ainsi que le mode de couplage utilisé sont décrits dans cette section. Dans MARS-3D, les équations sont écrites en coordonnées sphériques suivant le plan horizontal et en coordonnées sigmas (σ) sur la verticale. Dans un souci de clarté, les équations sont données ici pour un repère cartésien (x,y,z). L'axe x est orienté vers l'Est, l'axe y vers le Nord et l'axe z vers le haut.

2.1.2 Cœur hydrodynamique du modèle

Le code MARS résout les équations primitives d'un milieu incompressible, hydrostatique suivant l'hypothèse de Boussinesq, et s'appuie sur des schémas classiques en différences finies sur une grille Arakawa C (verticale et horizontale). La coordonnée verticale utilisée est de type sigmas généralisés. L'originalité du code MARS est le traitement du mode barotrope, évalué de façon semi-implicite, qui permet de s'affranchir d'un *time-splitting* et autorise un couplage plus direct entre les modes barotrope et barocline. Une autre particularité concerne les conditions aux limites ouvertes qui sont exprimées au centre de la maille (forçage en niveau) car MARS était initialement dédié à la modélisation d'écoulements forcés par la marée. Durant ces dernières années, le code a été largement revisité et amélioré, tant du point de vue des schémas numériques que des techniques de parallélisation et optimisation. Les modules d'écosystèmes ont aussi évolué pour élargir leur domaine d'application. Les méthodes numériques au cœur du modèle hydrodynamique ont été reprises et mises au point avec l'aide des numériciens du laboratoire Jean Kuntzmann à Grenoble. Les schémas numériques (schéma temporel, couplage barotrope barocline, schémas d'advection) sont d'ordre élevé ; ils limitent les erreurs de dispersion et de dissipation, et améliorent la stabilité du code.

Le mode splitting permet une même discrétisation du temps de de l'espace offrant au modèle un pas de temps élevé. L'usage d'un schéma implicite pour le mode interne (barocline) et d'un ADI (alternate direction semi-implicite pour le mode externe (barotrope) permet également un couplage entre les deux modes et des échanges auto-correctifs conférant une haute stabilité au modèle **MARS3D**.

Sous l'hypothèse d'hydrostaticité (qui néglige les accélérationes verticales $\partial w/\partial t$ devant l'accélération de la pesanteur) et l'approximation de Boussinesq (qui considère que les variations de densité sont faibles par rapport à la valeur de la densité elle-même), les équations de Navier-Stokes s'écrivent : -équation du mouvement sur l'horizontale:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P a}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{\partial \left(N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right)}{\partial z} + F_x$$

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t}}_{(1)} + \underbrace{u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}}_{(2)} + \underbrace{f u}_{(3)} = \underbrace{-g \frac{\partial \zeta}{\partial y}}_{(4)} - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P a}{\partial y}}_{(5)} - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y}}_{(6)} + \underbrace{\frac{\partial \left(N_z \frac{\partial v}{\partial z} \right)}{\partial z}}_{(7)} + \underbrace{F_y}_{(8)}$$

équation de mouvement sur la verticale, équation de continuité, $\frac{\partial p'}{\partial z} = \rho_0 b$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Avec :

u, v, w les composantes du vecteur vitesse dans ce repère,

ζ la surface libre,

P_a la pression atmosphérique,

$f = 2\omega \cdot \sin\phi$ est le paramètre de Coriolis,

$\omega = 2\pi/86164$ rad/s est la fréquence de rotation de la terre,

g l'accélération de la pesanteur,

$b = -g(\rho - \rho_0)/\rho_0$, la flottabilité,

ρ est la densité de l'eau,

ρ_0 est la densité de référence,

N_z est le coefficient de viscosité turbulente verticale,

$P = P_0(z) + p'$ la pression,

p' l'anomalie de pression donnée par: $p' = -\rho_0 \int_z^\zeta b dz$.

La densité ρ est calculée par une équation d'état, décrite par Gill (1982) et définie par l'UNESCO (1981), sous la forme : $\rho = F(S, T, P)$. où la densité (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) de l'eau de mer est calculée en fonction de la salinité (S), de la température (T en °C) et de la pression (P). La signification physique des termes de l'équation du mouvement est donnée ci-après :

- (1) le terme d'évolution temporelle,
- (2) le terme d'advection,
- (3) le terme de Coriolis,
- (4) la pression induite par la pente de la surface libre (barotrope),
- (5) l'effet de la pression atmosphérique (barotrope),
- (6) le gradient de pression interne,
- (7) la diffusion verticale turbulente.
- (8) la diffusion horizontale turbulente donnée par :

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_y \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_x \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$

Avec, v_x et v_y sont les coefficients de viscosité turbulente horizontale.

Pour l'advection des traceurs dissous (dont température et salinité) ou particulières, on utilise l'équation de transport suivante :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial uC}{\partial x} + \frac{\partial vC}{\partial y} + \frac{\partial (w - W_s)C}{\partial z} = \frac{\partial (K_h \frac{\partial C}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial (K_h \frac{\partial C}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial (K_z \frac{\partial C}{\partial z})}{\partial z} + Src - P$$

Avec :

C le traceur considéré,

W_s la vitesse de chute (pour les variables particulières uniquement),

K_h le coefficient de diffusion turbulente horizontale,

K_z le coefficient de diffusion turbulente verticale,

S_{rc} et P les termes sources et puits.

2.1.4 Equations du modèle 2D-modèle global de circulation

Les équations du modèle global de circulation (le rang 0) sont en 2D.

Les équations tridimensionnelles sont intégrées entre le fond (-d) et la surface (ζ), pour obtenir un jeu d'équations intégrées sur la verticale.

Les courants moyens sont définis par $(U, V) = \frac{1}{h} \int_{-d}^{\zeta} (u, v) dz$.

Avec $h = d + \zeta$ la hauteur d'eau totale on obtient alors :

équation de continuité,
$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial hU}{\partial x} + \frac{\partial hV}{\partial y} = 0$$

équation du mouvement sur l'horizontale,

$$\begin{aligned} & \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = \\ & -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0 h} (\tau_{surf}^x - \tau_{fond}^x) + \frac{1}{h} \int_{-d}^{\zeta} [F_x - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x}] dz - Dis_x \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU = \\ & -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0 h} (\tau_{surf}^y - \tau_{fond}^y) + \frac{1}{h} \int_{-d}^{\zeta} [F_y - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y}] dz - Dis_y \end{aligned}$$

Avec :

Dis_x et Dis_y , les termes de dispersion verticale résultant de l'intégration des termes d'advection, et τ_{surf} et τ_{fond} les frottements au fond et en surface.

$$Dis_x = \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-d}^{\zeta} (u - \bar{u})^2 dz + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial y} \int_{-d}^{\zeta} (u - \bar{u})(v - \bar{v}) dz$$

$$Dis_y = \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial y} \int_{-d}^{\zeta} (v - \bar{v})^2 dz + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-d}^{\zeta} (u - \bar{u})(v - \bar{v}) dz$$

2.2 Paramétrisation de la dissipation turbulente

2.2.1 Fermeture turbulente sur la verticale

La fermeture turbulente de MARS est basée sur une équation d'évolution de l'énergie cinétique turbulente et la double longueur de mélange de Bougeault et Laccarère (1989). Une approche générique (Warner *et al.*, 2004) a été implémentée en 2009 et offre l'accès à une série de modèles de fermeture classiques à deux équations dont k-ε, k-ω, k-kl. La coordonnée sigma généralisée a été introduite pour mieux représenter les gradients verticaux dans la couche euphotique au dessus de forts gradients bathymétriques tout en garantissant une bonne résolution des couches de fond. Afin de paramétrer les processus d'échange verticaux sous-maille (non résolus par le modèle), différents modèles ont été testés. Ces processus sont représentés dans les équations du modèle par les coefficients de viscosité turbulente verticale Nz et de diffusion turbulente verticale Kz . Le modèle de Pacanowsky et Philander (1981) est un modèle algébrique tandis que le modèle de Gaspar et al. (1990) est un modèle plus complexe de type k-l. Ces deux modèles prennent en compte le nombre de Richardson estimé comme suit :

$$R_i = \frac{\frac{\partial b}{\partial z}}{\left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|^2}$$

Ce nombre représente le rapport entre les forces de flottabilité et les forces de mélange proportionnelles au cisaillement vertical du courant, $|\partial U / \partial z|$ étant le cisaillement vertical local.

2.2.1.1 Modèle de Pacanowski et Philander

Ce modèle établi à partir de mesures *in-situ* est une simple fonction du nombre de Richardson :

$$N_z = \frac{10^{-2}}{(1 + 5R_i)^2} + 10^{-4} \quad \text{et} \quad K_z = \frac{N_z}{(1 + 5R_i)} + 10^{-5}$$

Les grandeurs turbulentes sont simplement paramétrées.

2.2.1.2 Modèle de Gaspar (modèle à une seule équation)

Ce modèle utilise une équation d'évolution de l'énergie cinétique turbulente sur la verticale et que la longueur de mélange est déterminée algébriquement.

Le transport de l'énergie cinétique turbulente k est déterminée par l'équation suivante :

$$\frac{\partial k}{\partial t} + w \frac{\partial k}{\partial z} = \frac{\partial(N_z \frac{\partial k}{\partial z})}{\partial z} + P + A - \epsilon$$

où P représente le terme de production d'énergie turbulente par le cisaillement vertical de courant :

$$P = N_z \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right)$$

où A est le terme de «consommation» d'énergie turbulente (amortissement par la stratification) :

$$A = -K_z \frac{\partial b}{\partial z}$$

où ϵ représente le terme de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, qui s'exprime en fonction de la longueur de mélange l_m :

$$\epsilon = \frac{C_k^{3/2}}{l_m} \quad \text{avec} \quad C = 0.7$$

On relie ensuite la viscosité et la diffusion verticale turbulente à l'énergie cinétique turbulente:

$$N_z = c_k l_k k^{\frac{1}{2}}$$

$$K_z = N_z$$

Avec c_k une constante égale à 0.1. L'échelle de mélange l_k et la longueur de mélange l_m sont évaluées à chaque profondeur à partir des relations suivantes qui font intervenir les distances l_u et l_d qui sont les distances à parcourir vers le haut ou le bas par une particule fluide pour qu'elle convertisse son énergie cinétique turbulente en énergie potentielle. Gaspar et al. (1990) proposent :

$$l_m = (l_u l_d)^{\frac{1}{2}}$$

$$l_k = \min(l_u, l_d)$$

Les distances l_u et l_d sont évaluées à chaque profondeur à l'aide des formulations suivantes faisant intervenir k et la flottabilité b .

$$\int_z^{z+l_u(z)} (b(z') - b(z)) dz' = k(z)$$

$$\int_{z-l_d(z)}^z (b(z) - b(z')) dz' = k(z)$$

Dans notre cas d'étude, suite aux comparaisons avec les mesures ADCP des différentes fermeture turbulentes proposées (0, 1 ou 2 équations), nous avons fait le choix d'une fermeture turbulente à deux équations basées sur le modèle de Mellor-Yamada ($k-kl$).

Il s'agit d'un calcul prognostique de L'énergie cinétique turbulente et de ψ une variable dépendant de k , paramètre représentant l'énergie cinétique turbulente et l , la longueur de mélange.

2.2.2 Dissipation horizontale

De même que sur la verticale, le modèle ne peut résoudre les processus sous-maille de la discrétisation horizontale.

Ils sont donc représentés par les termes de dissipation horizontale (pour la vitesse : ν_H) et de diffusion horizontale (pour les traceurs : K_H). On utilise la paramétrisation de Smagorinsky (1963) pour calculer ces coefficients.

$$\nu_H = K_H = C dx dy \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right)^2}$$

où C est un coefficient numérique constant fixé à 0.2.

2.3 Conditions aux limites

La méthode des caractéristiques (Blayo *et al.*, 2005) a été implémentée pour gérer l'emboîtement de configurations *offline* tandis que la méthode de raffinement AGRIF le permet *online* en plus de la rétroaction des petites échelles vers les grandes. Plusieurs formulations *bulk* des flux turbulents (chaleur et quantité de mouvement, Large et Yeager, 2004; Fairall *et al.*, 2004; Ayina et Bentamy, 2007) ont été introduites pour paramétrer le forçage atmosphérique afin de mieux prendre en compte la physique de l'interface air-mer et améliorer la dynamique des couches de surface et le contenu thermique de l'océan. Le forçage de la marée comprenant le spectre totale de l'onde de marée, a été introduit dans le modèle au niveau des 3 frontières ouvertes de la zone correspondant aux limites marines sur l'océan atlantique et la mer du Nord. Les constantes harmoniques de marée (plus de 60) ont été extraites de la base de donnée du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) pour générer l'élévation de surface libre de la mer. La base de données couvre toute la Manche ainsi que la partie peu profonde du Golfe de Gascogne (Leroy and al., 2003). Les simulations ont montrées que ce type de conditions limites fournissent une haute précision pour la modélisation du niveau de la mer et des courants issus d'un modèle de circulation à plus grande échelle (5km) . Les flux de chaleur en surface et le vent à 10 m sont fournis par des modèles atmosphériques. Différents modèles sont utilisés. Les modèles ALADIN (10 km de résolution) et ARPEGE (50 km de résolution) développés par Météo-France, sont associés afin de renseigner respectivement sur les champs de vent et sur les flux de chaleur. De même, des débits réalistes en apports fluviaux ont été intégrés aux simulations.

2.3.1 En surface

Les conditions au niveau de la surface, $z = \zeta$, s'écrivent sous la forme :

$$\begin{aligned}\rho_0 N_z \frac{\partial u}{\partial z} &= \tau_{surf}^x \\ \rho_0 N_z \frac{\partial v}{\partial z} &= \tau_{surf}^y \\ K_z \frac{\partial T}{\partial z} &= Q_T / \rho_0 C_p \\ K_z \frac{\partial S}{\partial z} &= 0 \\ w &= \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\end{aligned}$$

où

C_p est la chaleur spécifique de l'eau de mer à pression constante, Q_T est le flux de chaleur absorbé

par la mer en surface, ρ_0 la densité de référence de l'eau de mer et les termes de friction en surface dus au vent tels que :

$$\begin{aligned}\tau_{surf}^x &= \rho_a C_d u_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \\ \tau_{surf}^y &= \rho_a C_d v_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2}\end{aligned}$$

où C_d est un coefficient de frottement, ρ_a est la densité de l'air et (u_w, v_w) sont les composantes de la vitesse du vent à 10 m au dessus de la surface. Différentes formulations du coefficient de frottement du vent sont utilisées dont celles de Large et Pond (1981), de Smith et Blanke (1975) et de Geernaert et al. (1987). Le coefficient de frottement dépend du régime d'écoulement au dessus de la surface et donc de l'intensité du vent:

$$\text{Soit } U_{vent} = |\sqrt{u_w^2 + v_w^2}|$$

Large et Pond : $C_d = 10^{-3} (0.49 + 0.065 U_{vent})$ si $U_{vent} > 11$ m/s sinon $C_d = 0.0012$

Smith et Banke : $C_d = 10^{-3} (0.63 + 0.066 U_{vent})$

Geernaert : $C_d = 10^{-3} (0.43 + 0.097 U_{vent})$

2.3.2 Au fond

Les conditions au fond, $z = -d$, s'écrivent :

$$\begin{aligned}\rho_0 N_z \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) &= (\tau_{fond}^y, \tau_{fond}^x) \\ K_z \left(\frac{\partial S}{\partial z}, \frac{\partial T}{\partial z} \right) &= 0 \\ w &= -u \frac{\partial d}{\partial x} - v \frac{\partial d}{\partial y}\end{aligned}$$

τ_{fond}^x et τ_{fond}^y sont les composantes de la tension de cisaillement sur le fond calculées en fonction de la vitesse au voisinage du fond (z_u). Le calcul du frottement fait l'hypothèse d'un profil de courant logarithmique au voisinage du fond :

$$\begin{aligned}\tau_{fond}^x &= \rho_0 C_D u \sqrt{u^2 + v^2} \\ \tau_{fond}^y &= \rho_0 C_D v \sqrt{u^2 + v^2}\end{aligned}$$

C_D est un coefficient de frottement (formulation de type Chézy) tel que : $C_D = \left(\frac{\kappa}{\log \frac{z_u}{z_0}} \right)^2$ où z_0 est la longueur de rugosité. Elle est prise égale à 0.0035 m. κ est la constante de von Karman et vaut 0.4.

le coefficient de frottement, C_D , est variable spatialement.

2.3.3 Aux frontières latérales

Aux limites ouvertes du domaine, l'élévation de surface libre ζ est prescrite. La salinité et la température sont advectées dans le domaine à condition que les flux soient entrants. Ce type de conditions aux limites est utilisé dans le cas d'un emboîtement classique (de type "1 WAY"). Dans ce type d'emboîtement, le calcul sur une grille de petite emprise est réalisé après avoir effectué l'intégralité du calcul sur une grille de plus grande emprise. Un autre mode de couplage est également utilisé. Dans cette autre technique, appelée emboîtement "2-WAY", les deux grilles d'emprises et de résolutions différentes sont intégrées et le calcul sur chacune des grilles est effectué simultanément. Les flux sortants du modèle de rang supérieur (grille mère) vers le modèle fin (grille fille) sont ainsi pris en compte comme dans la méthode classique. Cette technique permet surtout d'utiliser en entrée du modèle parent (à la limite entre les deux modèles) les flux sortant du modèle fin calculés par ce dernier. Il existe ainsi une rétroaction de la grille fille vers la grille mère. La méthode AGRIF (Adaptative Grid Refinement In Fortran) développée par Debreu et al. (2008) et implémentée dans le modèle MARS-3D, n'est pas utilisée dans notre étude.

2.3.4 Principe de résolution numérique

Les équations différentielles décrites précédemment sont discrétisées puis résolues par la technique des différences finies. La discrétisation des équations est effectuée suivant une grille de type C (Arakawa et Lamb, 1977). Ainsi, l'élévation de la surface libre et les concentrations en traceurs sont définis au centre des mailles, tandis que les composantes du courant le sont sur leurs bords. Sur la verticale, les vitesses horizontales et les concentrations sont calculées au niveau σ qui coïncide avec le centre de la maille. Ce modèle utilise la technique de séparation des modes internes et externes (Blumberg et Mellor, 1987). Le mode externe fournit l'élévation de la surface libre et les courants barotropes, tandis que le mode interne fournit les champs de courant et de traceurs dans les trois dimensions. Les équations du mouvement selon les deux axes horizontaux sont découplées selon une méthode de type ADI (*Alternating Direction Implicit* (Leendertse et Gritton, 1971) : à un demi-pas de temps, on résout les équations suivant l'axe Ox (ligne par ligne), au demi-pas de temps suivant, on résout les équations suivant l'axe Oy (colonne par colonne).

Les équations de ces deux modes sont résolues séparément mais avec le même pas de temps à l'aide d'une méthode itérative, décrite par Lazure et Dumas (2007), permettant l'ajustement progressif des deux modes. L'advection des variables et de la quantité de mouvement, réalisée à chaque demi pas de temps, est très peu diffusive grâce à l'utilisation sur l'horizontale d'un schéma *QUICK* (Leonard,

1979) remplacé par un schéma UPWIND (décentré amont) dans les cas de fort gradient. Le pas de temps variable est ajusté selon la vitesse du courant horizontal maximum observé pendant une période définie. Le calcul est ainsi effectué avec le plus grand pas de temps acceptable tout en respectant le critère de stabilité CFL, contraint par le schéma d'advection horizontale explicite :

$$\Delta t < 0.5 \frac{\min(\Delta X, \Delta Y)}{\max(u, v)}$$

2.3.6 Développement d'un modèle régional

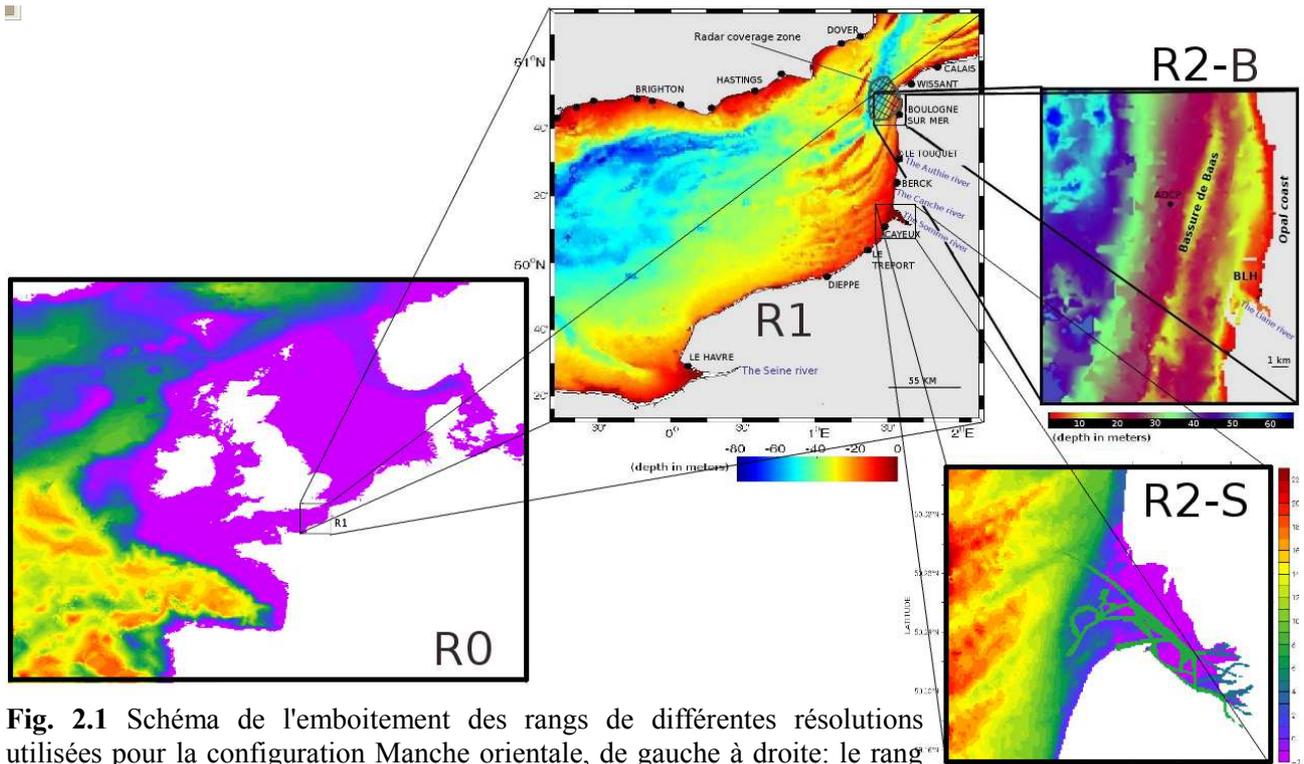


Fig. 2.1 Schéma de l'emboîtement des rangs de différentes résolutions utilisées pour la configuration Manche orientale, de gauche à droite: le rang 0, d'emprise 5km (modèle européen, en 2D), le rang 1, de résolution 1km (modèle régional) ainsi que les différents ports et cours d'eau de l'étude, et les rangs 2 (modèle local), de résolution 140m (R2-B, Boulogne-sur-Mer) et 110 m (R2-S, Baie de Somme).

Afin de simuler la circulation en Manche orientale et compte tenu de l'importance des apports de la Seine et de la Somme, et du besoin de modéliser finement les processus liés aux apports fluviaux, une succession de modèles emboîtés a été mise en place afin de résoudre la dynamique aux différentes échelles concernées. Une première configuration du modèle MARS, nommée MANGA de résolution horizontale 5 km et couvrant une partie de l'Europe occidentale, est utilisée afin de fournir les conditions aux limites au modèle d'emprise inférieure.

Cette configuration « MANGA » est elle même forcée aux limites par les champs fournis par MERCATOR et par le modèle atmosphérique ARPEGE (Météo-France). Le modèle local (haute

résolution, 140m, centré sur BLM) est une extraction du modèle régional (résolution 1km) afin de réduire considérablement les temps de calcul. Le modèle local est emboîté dans le modèle régional à l'aide d'une technique de couplage «*one-way*». Le pas de temps du modèle MARS3D est variable et, en ce qui concerne le modèle régional, il varie entre 100 et 300 secondes, mais pour le modèle local de résolution fine, il est compris entre 20 et 60 secondes, à part cela, le paramétrage du modèle (fermeture turbulente, conditions limites, conditions initiales..) est le même pour les deux rangs.

2.4 Validation du Modèle hydrodynamique MARS3D en Manche orientale

2.4.1 Méthode

La validation du modèle MARS 3D pour la région de Manche orientale a été réalisée sur la base de données marégraphiques du SHOM et de la banque de données de la *International Hydrographic Bank (I.H.B)* pour les 20 ports de la zone (voir tableau T.2.2), de bouées ARGOS, de mesures radar VHF (campagne ERMANO, 2003) et de mesures ADCP effectuées au large de Boulogne-sur-Mer (2009) et une campagne de mesures ADCP effectuée dans la rade de Boulogne-sur-Mer (2012). Le traitement des sorties du modèle, (analyse temporelle, analyse harmonique des séries de l'élévation de la surface libre) a montré une très bonne concordance avec les mesures (pourcentage d'erreur relative* <6%). A titre d'exemple, nous présentons sur la Fig. 2.2 (plus bas) la variation de la surface de la mer au port de Boulogne-sur-Mer reconstruite à partir des données marégraphiques du SHOM et celles simulées par le modèle.

- L'*erreur relative* (ε) est calculée de la façon suivante:

$$\varepsilon(x) = \sqrt{\frac{\sum (x_{\text{obs}} - x_{\text{model}})^2}{\sum (x_{\text{obs}})^2}}$$

2.4.2 Validation de la modélisation pour le niveau de la mer

L'exercice de validation de l'élévation de la surface libre consiste en une comparaison des hauteurs d'eau issues du modèle MARS 3D avec les données fournies par le SHOM.

Les analyses suivantes ont été effectuées sur une période de 35 jours pour 20 ports de la zone d'étude Manche Orientale. Parmi ces 20 ports, 11 se situent sur la côte Anglaise et 9 sur la côte

Française (voir Fig. 4.1) mais nous ne présenterons ici que les résultats de 3 ports suivants : Boulogne-sur-Mer, Dieppe et Douvres, qui sont représentatifs pour l'ensemble des séries analysées.

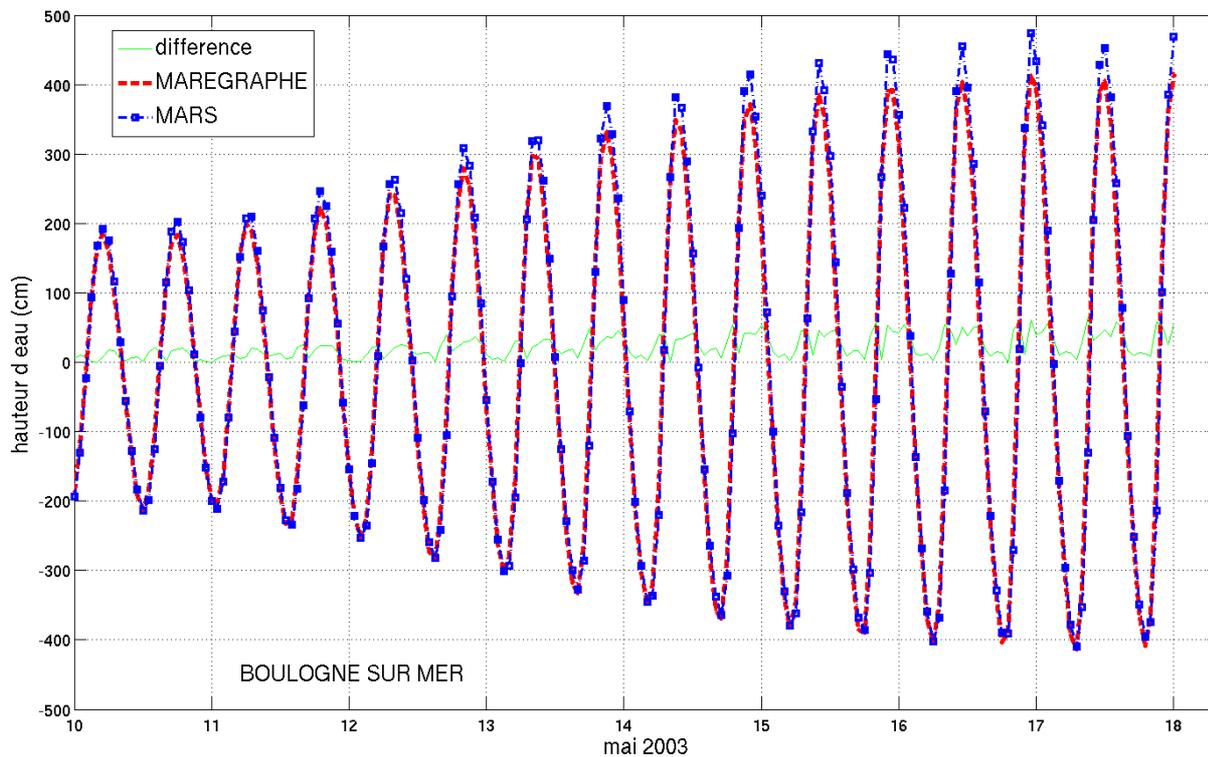


Fig. 2.2 Élévation du niveau de la mer enregistrée à partir des données marégraphiques à Boulogne-sur-Mer (en rouge) et simulée par le modèle (en bleu) du 10 au 20 mai 2003.

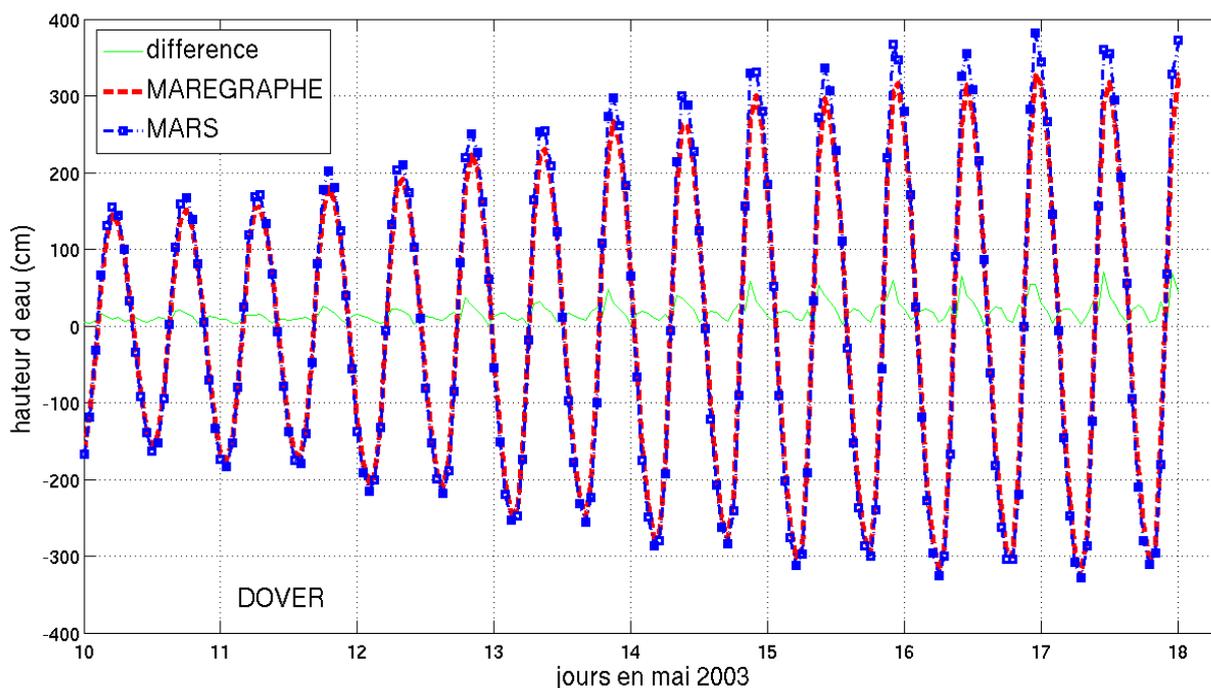


Fig. 2.3 Élévation du niveau de la mer enregistrée à partir des données marégraphiques à Dieppe (en rouge) et simulée par le modèle (en bleu) du 10 au 20 mai 2003.

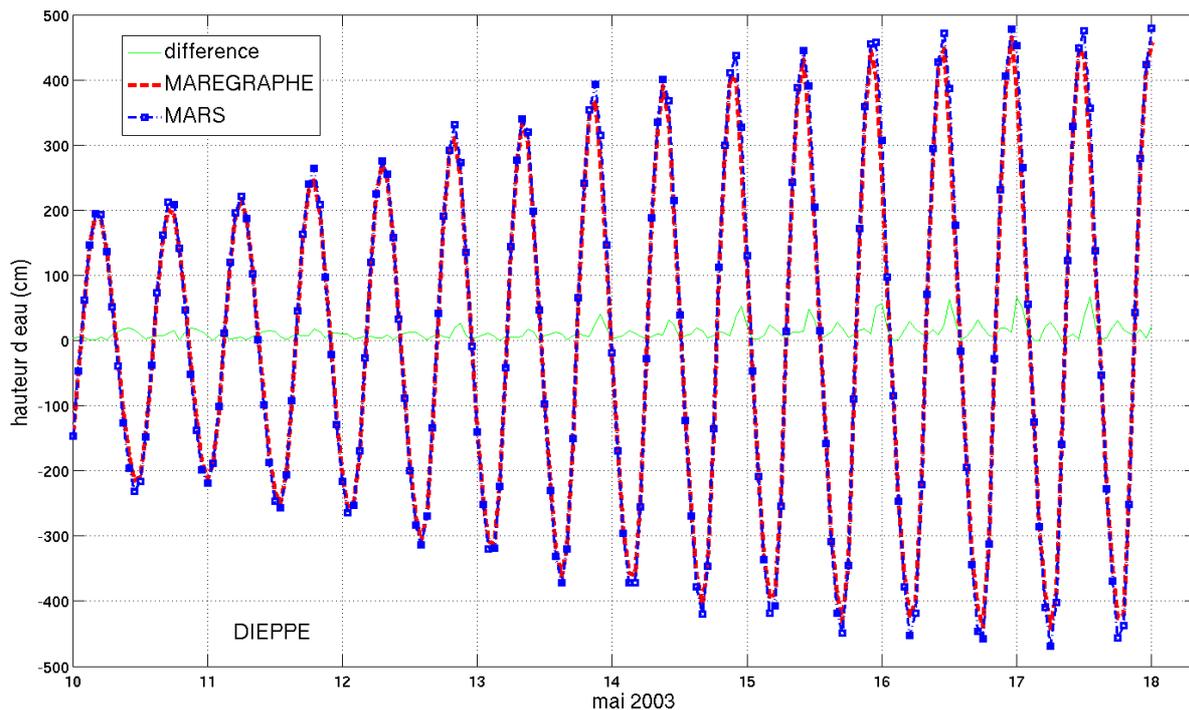


Fig. 2.4 Élévation du niveau de la mer enregistrée à partir des données marégraphiques à Douvres (en rouge) et simulée par le modèle (en bleu) du 10 au 20 mai 2003.

PORTS	relative error (%)
CALAIS	2,3
WISSANT	3,5
BOULOGNE	5,4
LE TOUQUET	6,2
BERCK	4,6
CAYEUX	6,1
LE TREPORT	5,6
DIEPPE	2,4
LE HAVRE	6,6
average FR ports	5,05
BRIGHTON	2,4
HASTINGS	9,6
DOVER	5,2
average GB ports	5,73

Tableau 2.1 Erreurs relatives (ε) d'élévation du niveau de la mer pour une sélection de ports.

Cette erreur relative approche les 5%. L'estimation de ε pour les autres ports de la région utilisés pour la validation du modèle fournissent des résultats similaires.

2.4.3 Validation fréquentielle: analyse harmonique du signal de marée

Le signal de marée peut être représenté par la somme de fonctions trigonométriques ayant une amplitude et une phase caractéristiques, appelées constantes harmoniques. Ces constantes ne dépendent que du lieu d'observation, c'est pour cette raison que la connaissance de ces constantes harmoniques permet de prévoir l'évolution de la marée dans un lieu d'observation (par exemple dans les ports). Il est possible de retrouver ces constantes à partir des séries d'observations grâce à la méthode de l'analyse harmonique. Les mesures de pression (donc hauteurs d'eau) et les vitesses sont analysées de façon à pouvoir dissocier signal de marée et signal résiduel. L'estimation des constantes harmoniques est effectuée par le logiciel (*T_Tide*, PAWLOWICZ *et al.*, 2002). Notons que, dans un tel traitement appliqué à un mois de mesure, les périodes (des composantes de marée) les plus longues prises en compte sont de 20 jours. Les oscillations possibles, d'origine autre que la marée, de 50 à 70 jours n'ont donc aucune influence sur le traitement de marée fait ici. Une fois les composantes de marée extraites (hauteur d'eau h , composantes de vitesse), le signal est recomposé en signal temporel. Afin de vérifier la qualité de l'analyse harmonique, les niveaux d'eau bruts et les niveaux d'eau obtenus après analyse harmonique sur la durée d'un mois sont comparés de nouveau. Cette analyse permet de reproduire le signal brut observé avec un écart RMS de 2 cm. Sur cette même période de 30 j, les analyses donnent des écarts de 1 à 2,5 cm entre la marée issue de MARS et le niveau d'eau brut mesuré. L'analyse *T_Tide* peut donc être considérée comme satisfaisante.

La validation dite «fréquentielle» consiste en une décomposition du signal de marée suivant les différentes ondes qui le compose. Pour se faire, nous avons choisi les 12 ondes principales : Q1,O1,P1,K1,M2,S2,N2,K2,2N2,M4,MN4,MS4. Le procédé d'inférence a été développé pour les composants astronomiques ayant une fréquence moindre que la limite de résolution de Rayleigh. Nous avons utilisé des informations sur l'amplitude et la phase des ondes de marée disponibles dans la base de données du SHOM.

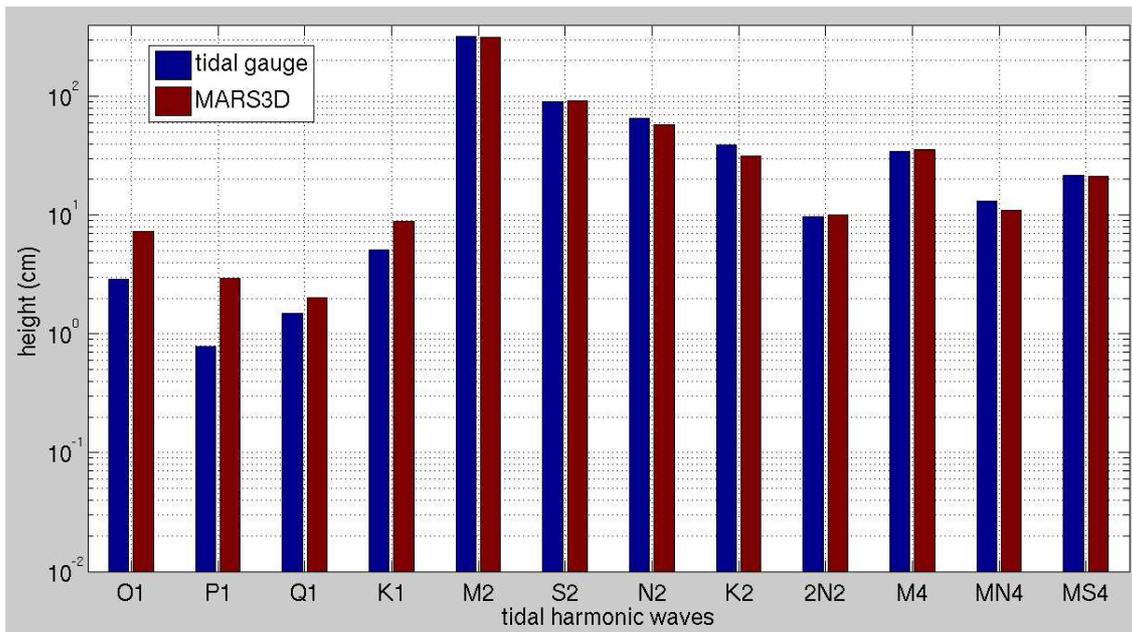


Fig. 2.5 -Comparaison entre le modèle et le marégraphe des amplitudes de 12 harmoniques du signal de marée pour le port de Boulogne sur mer.

La Fig. 2.5 montre une comparaison modèle/mesures des amplitudes des principales ondes de marée à Boulogne-sur-Mer. Il y a une bonne concordance pour les ondes semi-diurnes et quart-diurnes qui représentent environ 75% de la variance du signal de marée. En revanche, on observe un moins bon accord pour les ondes diurnes avec une tendance du modèle à surestimer d' environ 50% l'amplitude. Cependant l'amplitude de ces ondes varie entre 1 et 5 cm et leur contribution dans le signal de marée n'excède pas 2%. Le tableau suivant résume les résultats des analyses harmoniques pour tous les ports. Nous présentons les 2 composantes principales semi-diurne (M2,S2) et les 2 composantes quart-diurne (M4,MS4) qui contribuent majoritairement au signal de marée. L'erreur moyenne ne dépasse pas les 5 % pour les ports Français et approche les 11% pour les ports Anglais. L'erreur pour les phases est négligeable (<2%). Dans l'ensemble, la dynamique de la marée est mieux représentée sur les côtes françaises que sur les côtes anglaises. Nous n'avons pas cherché à améliorer la calibration du modèle considérant la précision globale obtenue plus que satisfaisante pour pouvoir travailler à haute résolution sur le littoral de la côte d'Opale. La bonne représentation du signal de l'onde M2 dans la majorité des ports montre que les conditions aux limites sont correctes (Fig. 2.6 et tableau 2.2).

AMPLITUDE

ports	M2 (%)	S2 (%)	M4 (%)	MS4(%)
CALAIS	6,15	5,07	13,45	17,49
WISSANT	3,35	8,60	22,08	23,83
BOULOGNE	6,22	4,71	4,77	1,29
LE TOUQUET	3,92	0,92	6,09	0,40
BERCK	0,81	1,19	3,55	2,07
CAYEUX	1,07	4,62	1,59	4,95
LE TREPORT	4,18	3,91	0,23	4,38
DIEPPE	3,53	3,62	7,47	22,35
LE HAVRE	3,21	6,55	15,34	31,47
<i>average FR ports</i>	3,60	4,35	8,29	12,02
SELSEY	5,07	28,99	11,32	30,37
BOGNOR	16,78	15,35	28,00	47,13
LITTLE HAMPTON	9,27	2,11	35,22	9,57
SHORE HAMPTON	1,15	12,52	39,61	22,86
BRIGHTON	8,20	16,38	7,87	25,00
NEW HEAVEN	11,39	17,52	13,78	29,47
EASTBOURNE	12,80	20,63	4,78	36,76
HASTINGS	16,61	24,12	2,01	24,00
RYE HARBOR	21,39	12,19	14,32	15,98
FOLKSTONE	7,28	25,57	23,84	41,54
DOVER	10,20	32,51	96,39	35,00
<i>average GB ports</i>	10,92	18,90	25,19	28,88

PHASE

ports	M2 (%)	S2 (%)	M4 (%)	MS4 (%)
CALAIS	2,26	7,86	2,76	2,92
WISSANT	0,41	14,54	4,82	0,98
BOULOGNE	0,03	15,83	3,86	4,73
LE TOUQUET	1,85	15,18	3,74	5,13
BERCK	2,22	1,96	4,39	3,37
CAYEUX	3,37	0,21	5,55	3,67
LE TREPORT	3,24	0,87	5,33	4,24
DIEPPE	1,93	0,36	5,91	2,95
LE HAVRE	1,65	2,02	2,75	7,38
<i>average FR ports</i>	1,88	6,54	4,34	3,93
SELSEY	0,35	1,61	0,43	43,83
BOGNOR	1,90	3,23	6,14	17,35
LITTLE HAMPTON	2,27	3,43	1,70	6,46
SHORE HAMPTON	2,71	4,23	6,12	9,54
BRIGHTON	2,83	2,82	2,65	16,26
NEW HEAVEN	3,18	3,63	4,16	12,15
EASTBOURNE	3,46	1,81	3,88	5,01
HASTINGS	1,98	4,03	6,05	66,03
RYE HARBOR	1,92	0,40	19,02	7,58
FOLKSTONE	1,39	2,81	6,00	66,67
DOVER	2,13	1,92	6,76	41,16
<i>average GB ports</i>	2,19	2,72	5,72	26,55

Tableau T.2.2 Erreur relative calculée pour les amplitudes et les phases de 4 ondes principales de marée pour les 20 ports de la zone d'étude.

On observe une différence maximum pour le port de Rye Harbor en Angleterre (21.39%), et un écart minimum pour le port de Berck (0.81%), coté Français.

En moyenne, l'amplitude de l'onde M2 est mieux représentée sur le littoral français ($\approx 3.6\%$) que sur les côtes anglaises ($\approx 10.92\%$).

L'écart-type maximum pour la phase de l'onde M2 ne dépasse pas les 4° pour l'ensemble des ports de l'étude.

La comparaison des résultats de simulations en haute résolution (rang 2) avec des données marégraphiques dans le port de BL a montré une légère baisse de l'erreur relative (jusqu'à 5%). Cette amélioration, peu significative, et due à une meilleure représentation de la côte et de la bathymétrie.

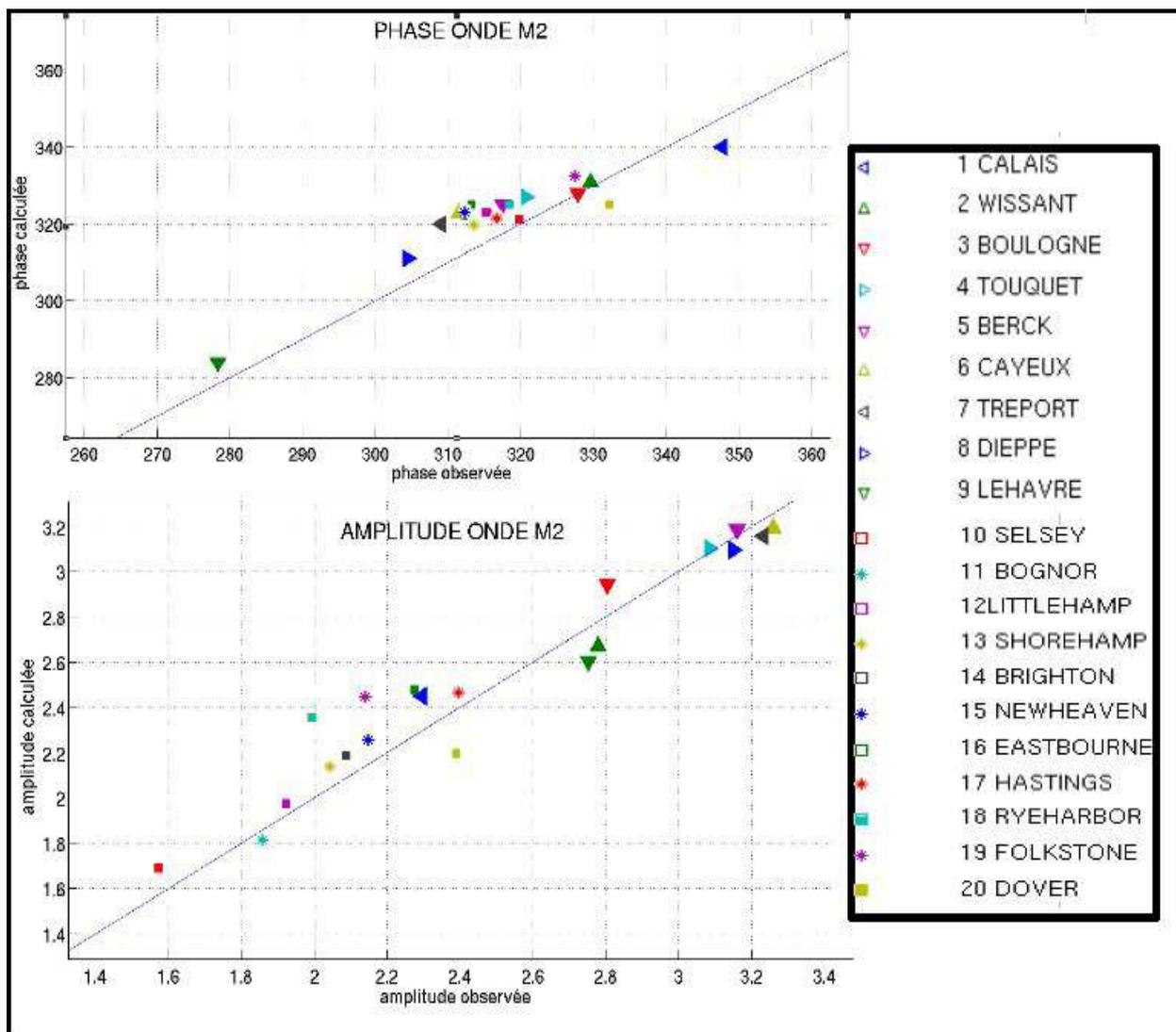


Fig. 2.6: Comparaison des phases et amplitudes et phases calculées et mesurées pour l'onde M2 pour les 20 ports choisis.

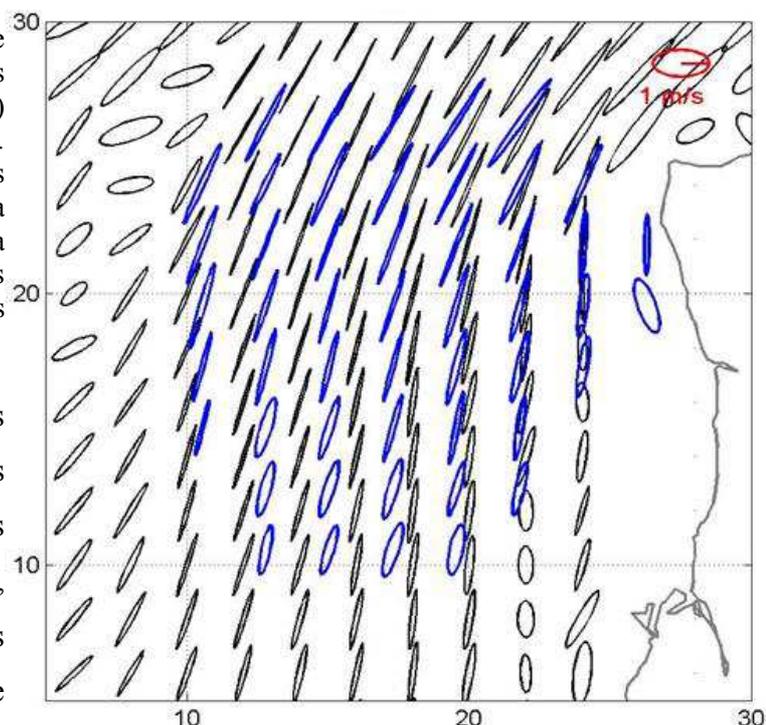
La figure 2.6 permet de comparer les observations avec les résultats de calculs pour la phase et l'amplitude de l'onde M2, composante principale du signal de marée, pour chacun des 20 ports de la région.

2.4.4 Comparaison des courants de surface calculés avec des mesures Radar VHF

Deux radars haute fréquence ont été déployés en mai 2003 dans la partie Sud du Pas-de-Calais fournissant des données en continu des courants de surface à 2km de résolution et sur une surface s'étendant jusqu'à 20 km au large. Le marnage de la région d'étude atteint 9 m, l'un des plus importants du monde et la circulation côtière est majoritairement dominée par la marée. La dynamique de la marée peut être quantifiée et estimée avec les ellipses de courant. Nous avons appliqué la technique de l'analyse des composantes principales (PCA) (Emery *et al*, 1997) aux séries de vitesse des courants de surface en chaque maille du modèle sur une période de 30 jours. Cette procédure nous permet d'extraire la structure horizontale de l'écoulement et caractériser l'évolution temporelle de la vitesse du courant pendant ces périodes de simulation (mois de mai 2003). Pour chaque jours, l'analyse fourni une carte des ellipses de courant de surface de marée. L'estimation des valeurs propres de la matrice de covariances des composantes de vitesse (technique PCA) permet d'accéder à une description assez complète du courant de marée: son intensité (axe majeur), direction du courant dominant (orientation de l'axe) et anisotropie du courant (ellipticité). Le sens de rotation du vecteur courant a été identifié en appliquant l'analyse rotationnelle aux séries temporelles des vitesses.

Fig. 2.7 Ellipses des courants de surface calculés par MARS3D (en noir) et celles mesurées par les radars (en bleu) pendant un cycle de marée le 05/05/03. L'orientation des ellipses montre que les courants sont fortement influencés par la configuration du bassin et par la bathymétrie qui tend à aligner les axes majeurs suivants les contours bathymétriques.

Nous avons alors comparé ces ellipses avec celles issues des mesures Radar effectuées dans le Pas-de-Calais (Sentchev et Yaremchuk, 2007). Les résultats sont représentés sur la Fig. 2.7. L'analyse quantitative de la forme, l'inclinaison et la taille



des ellipses pour un jour choisi (le 5 mai 2003) montre un bon accord entre les observations et les

mesures Radar. L'intensité et l'orientation des courants dominants sont bien représentés par le modèle. Cependant, le modèle a tendance à surestimer (environ 20cm/s) les valeurs de vitesses au voisinage du cap gris Nez et au-dessus des bancs de sable localisés dans le détroit. La Fig. 2.8 représente les ellipses de courants de surface mesurées par les radars VHF (en noir) et calculées par MARS 3D (en rouge), en un point à 5 km à l'Ouest de BL et pendant 30 j (mois de mai 2003), la Fig. 2.9 montre la même chose obtenue avec MARS2D. Aussi, il a été comparé les ellipses de courant de surface issues des configurations 2D et 3D du modèle avec les mesures radar. Les figures 2.8 et 2.9 montrent les comparaisons obtenues ainsi que l'erreur relative. On constate une meilleure correspondance avec les mesures lorsque le modèle fonctionne en 3D.

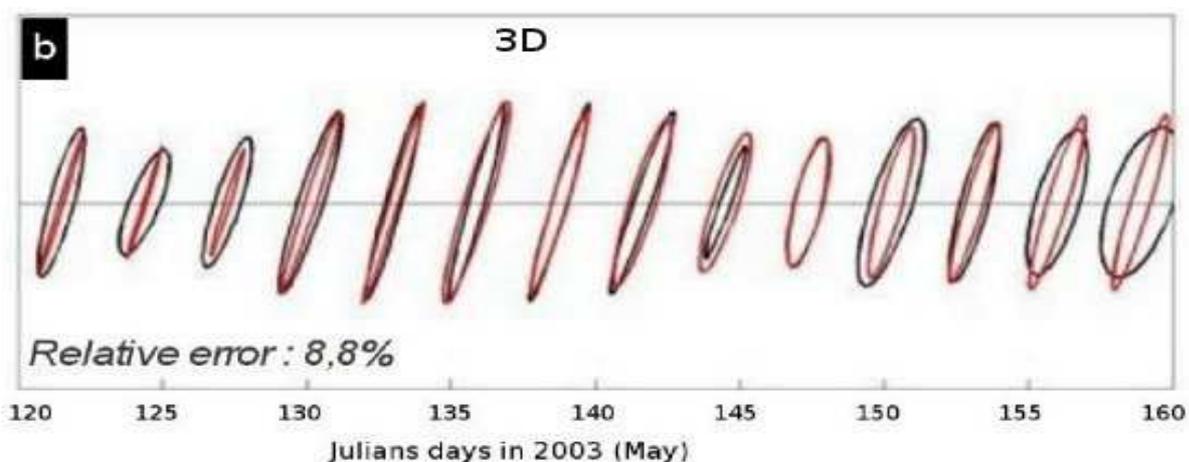


Fig. 2.8 Représentation des ellipses de courants de surface mesurées par les radars VHF (en noir) et calculées par **MARS 3D** (en rouge), en un point à 5km à l'Ouest pour 30jours (mois de mai2003).

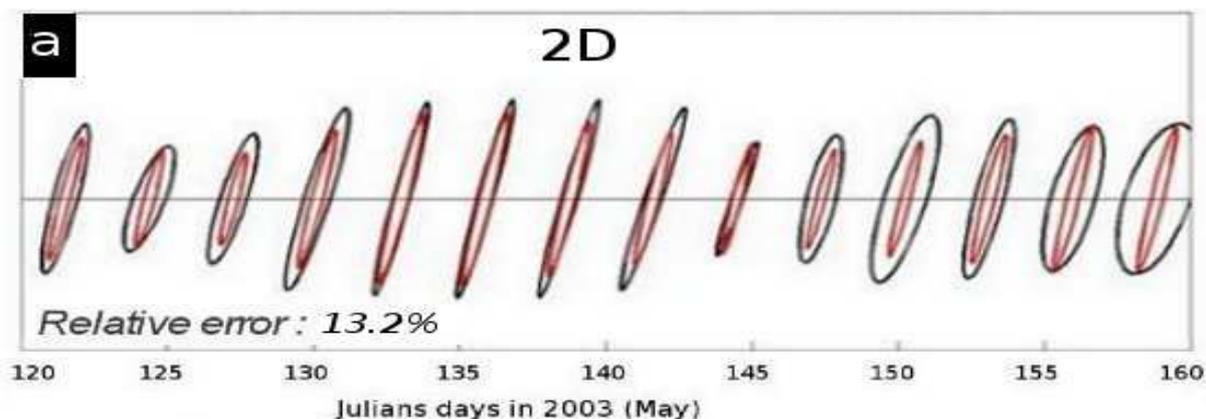


Fig. 2.9 Représentation des ellipses de courants de surface mesurées par les radars VHF (en noir) et calculées par **MARS 2D** (en rouge), en un point à 5km à l'Ouest pour 30jours (mois de mai2003).

2.4.5 Utilisation de bouées ARGOS pour la validation

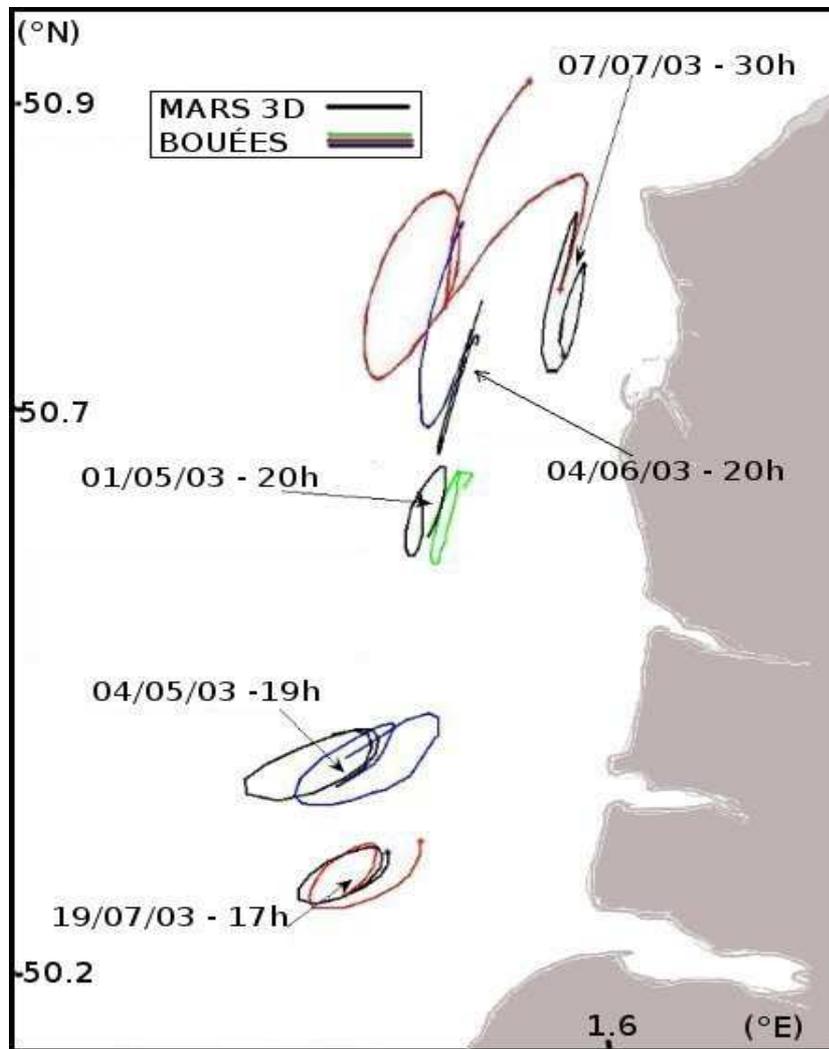


Fig. 2.10 Comparaison de trajectoires de bouées Argos à 5 dates différentes et de flotteurs virtuels simulés par le modèle. La date et la durée de transport de chaque bouées sont indiquées sur la Fig.

La direction et l'intensité du courant dominant dans la zone côtière ont été estimées indépendamment en utilisant des bouées dérivantes (bouées Argos déployées lors des campagnes en mer organisées dans le cadre du projet PNEC en 2003. A titre d'exemple, les trajectoires de ces bouées sont présentées sur la Fig. 2.10 et comparées à des simulations réalistes de déplacements de flotteurs. Ces mesures Lagrangiennes corroborent amplement les résultats de nos simulations. On constate un bon accord entre les simulations effectuées dans la partie Sud de la zone (en face de la baie de Somme) mais on observe une opposition de polarisation de l'ellipse de courant en face de BLM (Fig. 2.10, trajectoires du 01/05/03 et 07/07/03). Cela pourrait être dû à une paramétrisation

imparfaite du frottement ou à un problème de bathymétrie. De même la bouée lâchée aux alentours du cap Gris Nez (trajectoire rouge figure 2.10) montre une trajectoire inattendue, certainement à cause d'un coup de vent pendant la période d'expérimentation.

2.4.6 Comparaison du modèle avec des mesures ADCP

2.4.6.1 Fonctionnement d' un Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP).

Les courantomètres actuels utilisent généralement l'effet Doppler ; un signal ultra-sonore émis vers le bas (courantomètre de surface) ou vers le haut (courantomètre immergé) est rétro-diffusé par les microparticules contenues dans l'eau de mer, et capté par des transducteurs disposés en croix : le traitement des signaux recueillis permet de calculer les deux composantes horizontales du courant. L'appareil émet une onde ultra-sonore à une fréquence v_1 qui est réfléchi soit par le fond, soit par des particules en suspension, et l'onde revient au capteur de l'ADCP à une nouvelle fréquence v_2 . C'est cette différence entre les deux fréquences v_1 et v_2 qui caractérise l'effet Doppler. En utilisant ce principe, l'ADCP est capable de réaliser des mesures de vitesses aux différents niveaux de profondeurs. Un schéma de fonctionnement d'un ADCP est donné par la figure 2.11 ci-dessous.

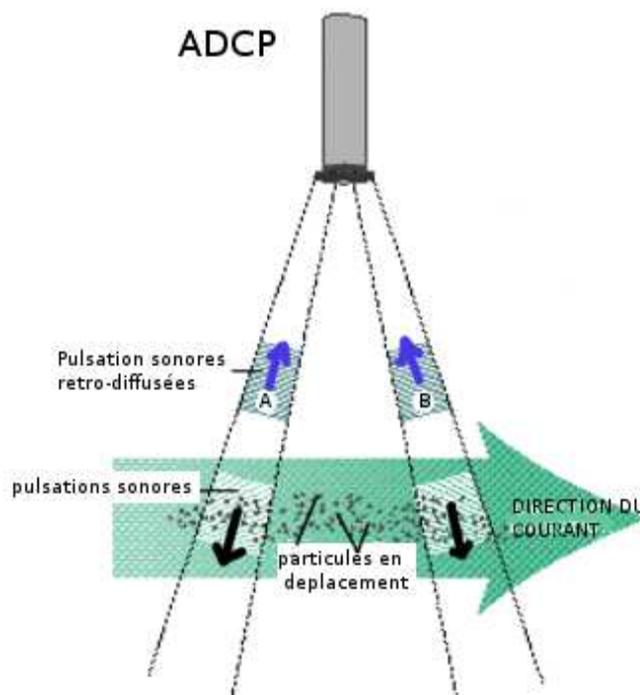
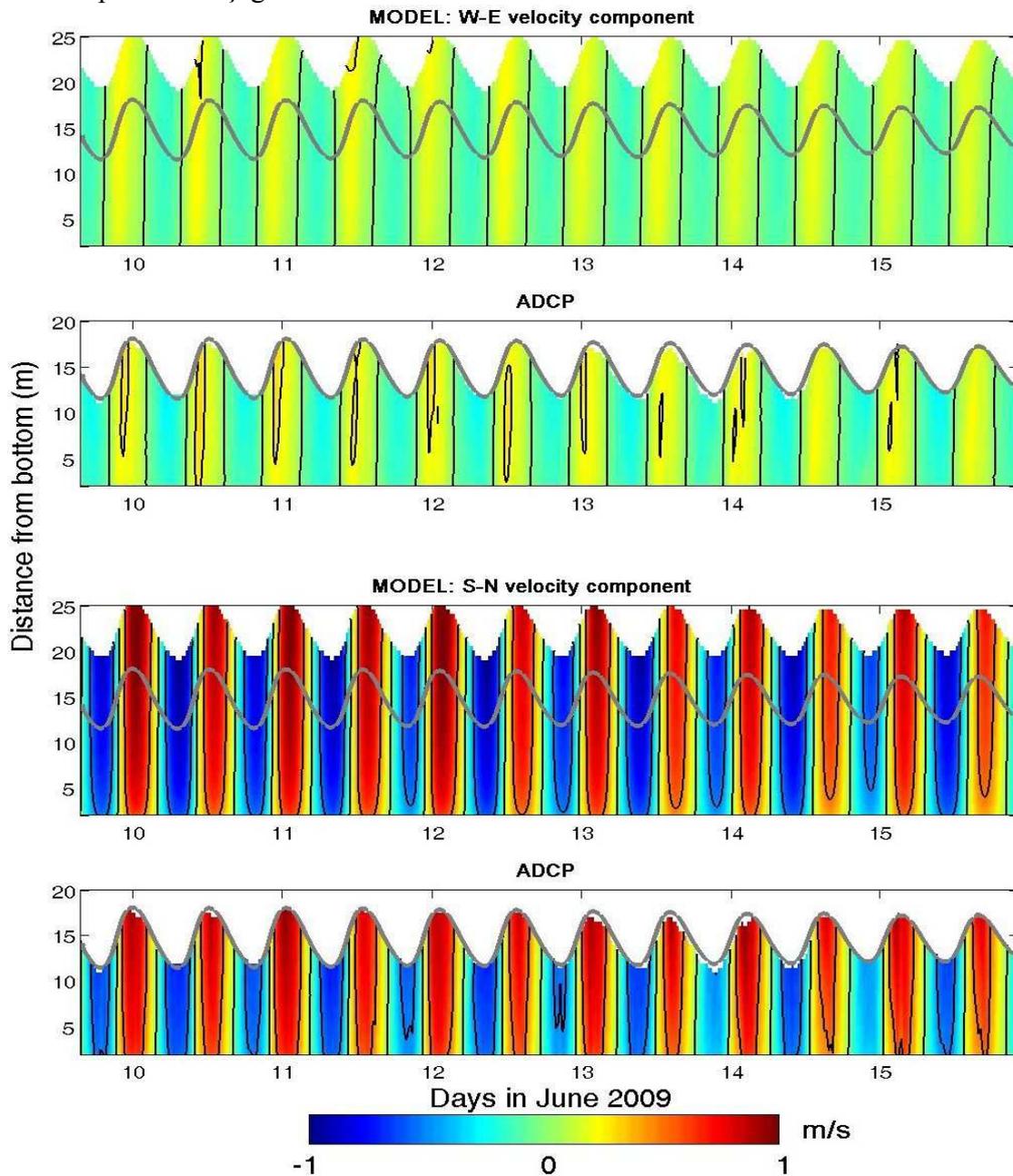


Fig. 2.11 Principe de mesure du courant avec un ADCP.

2.4.6.2 Campagne ADCP 2009

Deux séries de mesures ADCP ont été disponibles à mon travail de validation visant à comparer les vitesses calculées par le modèle avec celles mesurées par l'ADCP. En juin 2009, des mesures de courant ont été réalisées avec un ADCP fixé au fond au niveau du détroit du Pas de Calais pendant environ 12 cycles de marée. Un forçage réaliste du vent et des apports fluviaux a été utilisé dans le modèle en plus du forçage de la marée.



Les résultats sont représentés sur la Fig. 2.12. Cette figure révèle que les vitesses reproduites par le modèle et les vitesses observées sont en phase, la variation semi-mensuelle de l'amplitude des courants et l'inégalité diurne sont correctement reproduites. L'accord avec les observations est meilleur pour la composante N-S en moyenne mais le modèle sur-estime légèrement les mesures d'environ 5%. Cette différence modèle-mesure est un peu plus importante sur la composante E-O où le modèle sous-estime d'environ 10 % la vitesse mesurée. Ces résultats traduisent une forme plus rectiligne de l'ellipse de courant modélisés (faible ellipticité) au voisinage de la zone de mesure ADCP.

2.4.6.3 Campagne ADCP du 27 et 28 mars 2012.

Une autre campagne ADCP a été réalisée le 27 et 28 mars 2012, pour mettre en évidence l'existence du tourbillon anticyclonique de la rade et mesurer sa dynamique. Une sortie en mer a donc été organisée, autour de la pleine mer, avec un zodiac et un système pour tracter l'ADCP (Workhorse-1.2Mhz) sur une plate-forme de surface capable de recevoir plusieurs instruments et capteurs (système Kursk voir Fig. 2.13). Les vitesses de courant de surface mesurées par l'ADCP le long du trajet ont pu être reconstituées par une méthode d'interpolation connue : le krigeage simple en covariance. Cette méthode d'interpolation optimale est considérée comme étant la plus juste en géostatistique : le krigeage. Cette méthode a vu le jour dans les années 1950 par l'ingénieur minier Sud-africain Daniel Gerhardus Krige et fut améliorée par Georges Matheron, mathématicien et géologue français, connu pour avoir fondé la géostatistique et cofondé la théorie sur la morphologie mathématique.

Fig. 2.12 Comparaisons des vitesses U (W-E) et V (S-N) modélisées et les mesures ADCP sur toute la colonne d'eau et au cours du temps.

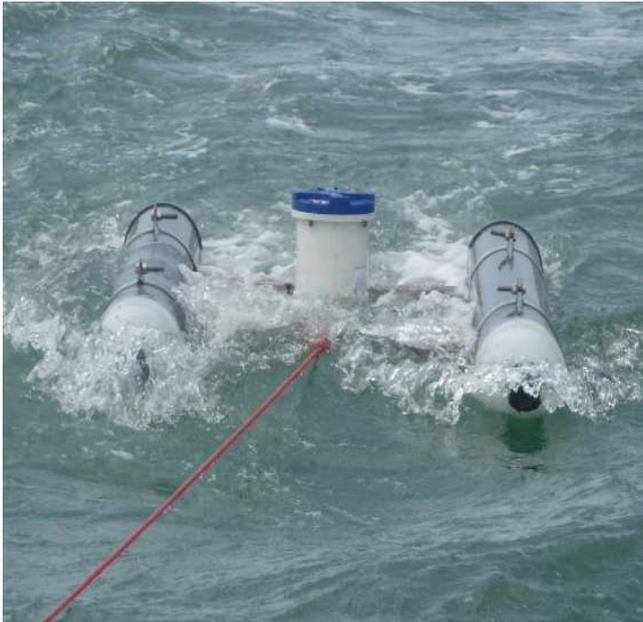


Fig. 2.13 photo de l' ADCP tracté avec le système Kursk déployé en rade de Boulogne sur le mer le 27 et 28 mars 2012.

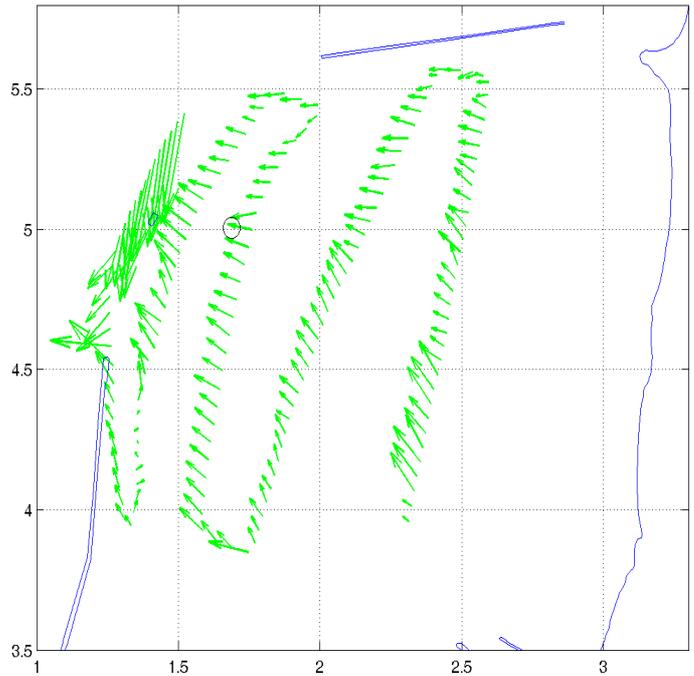


Fig. 2.14 Courants de surface mesurés le long du trajet dans la rade de Boulogne-sur-Mer.

L'intérêt de la campagne en mer était de couvrir avec l'ADCP deux périodes caractéristiques de la phase de marée : le flot (de PM – 1h à PM+0.5h) et le jusant (de BM-2.2h à BM-1h). Des profils de courant ont donc été réalisés avec le montage ADCP (Fig. 2.13). L'enregistrement des vitesses a été corrigé des erreurs causées par le déplacement du bateau (la vitesse du bateau est déterminée par des coordonnées GPS disponibles toutes les 5 secondes pendant la période de mesure), vitesses moyennées toutes les minutes, puis spatialement interpolées. Une technique de krigeage à été utilisée, basée sur une fonction de covariance spatiale (c) selon la distance r, exprimée de la sorte :

$$c(r) = 0.1 \times \exp(-r/1.5) \times \cos(\pi.r/1.5).$$

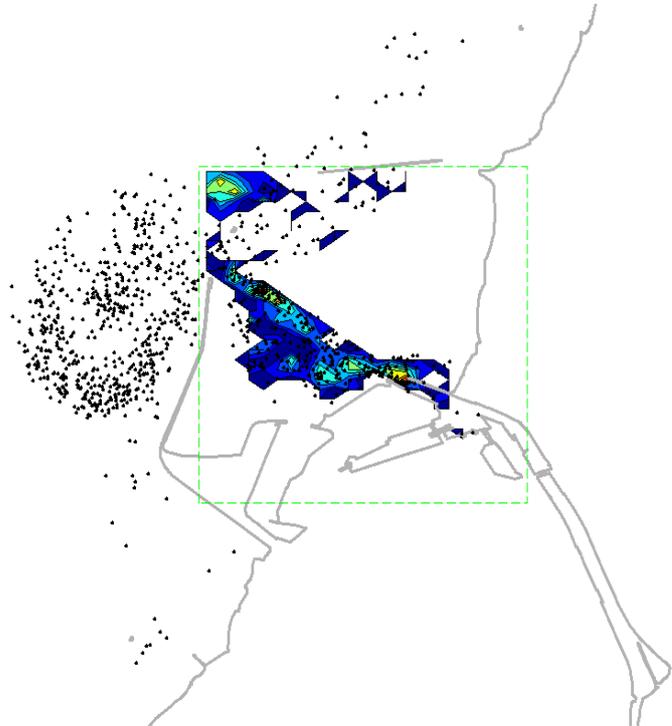
Cette fonction donne la meilleure approximation de la covariance spatiale des vitesses dont les valeurs ont été estimées à 100 m de résolution. Les résultats sont illustrés par la figure 4.13 du chapitre 4.

2.5 Analyse Lagrangienne du transport

2.5.1 Le module de transport Lagrangien , ICHTHYOP

Fig. 2.15 Exemple de dispersion lagrangienne en Rade de Boulogne avec Ichthyop

Un module de transport Lagrangien peut être couplé à MARS 3D. Il est utilisé pour des applications physiques (trajectoires de flotteurs) et biologiques (advections de larves planctoniques). Le déplacement (physique et/ou biologique) des particules sur la verticale peut être simulé. Le mélange vertical par turbulence est paramétré en utilisant la méthode des marches aléatoires Random Walk (Visser, 1997 ; Ross and Sharples, 2004) et plusieurs comportements natatoires peuvent être introduits dans le modèle. L'outil ICHTHYOP (Lett *et al.*, 2008), permet d'évaluer l'influence des



paramètres physiques (courant, température, salinité...) et de certains paramètres biologiques (flottabilité des œufs et croissance des larves) sur la dynamique des œufs et larves de poissons. Il rassemble physiciens et biologistes autour d'un outil commun, simple d'utilisation. La modularité de l'outil lui confère un grand spectre d'applications qui va de la dérive lagrangienne simple à la conception de scénarii biologiques plus élaborés. La troisième version de l'outil est devenue une véritable plate-forme lagrangienne. L'outil utilise la vitesse, température et salinité des résultats en 2 ou 3 dimensions générés par les modèles MARS (*Model for Applications at Regional Scale*), ROMS (*Regional Oceanic Modelling System*) ou OPA NEMO et laisse le champ libre pour connecter d'autres modèles hydrodynamiques. Cette nouvelle version s'interface très facilement avec l'historique des résultats de modèles PREVIMER et les prévisions temps réel via le mécanisme OpenDAP (voir les conditions d'accès). ICHTHYOP possède l'architecture d'un modèle individu centré, capable à chaque pas de temps, d'exécuter un certain nombre d'actions sur chaque particule. Des actions qui concernent la position de la particule : dérive due au courant, dispersion, migration verticale, flottabilité. D'autres actions qui affectent la nature de la particule : croissance larvaire, sensibilité à l'eau froide, recrutement, etc. A nouveau, l'outil laisse le champ libre pour rajouter

d'autres actions que celles proposées par défaut. L'outil offre deux environnements de travail. Le premier est une interface graphique pour paramétrer et exécuter simplement les simulations et pour visualiser le transport des traceurs, soit en créant un fichier au format GIF animé, soit en exportant les trajectoires au format KMZ (*Google Earth*). Pour les deux environnements, les résultats des simulations (longitude, latitude, profondeur, taille des particules, etc.) sont stockés dans des fichiers NetCDF. Une description complète de l'outil est décrite dans la publication suivante : Lett *et al.*, 2008. Dans Ichthyop, le schéma d'advection est basé sur la méthode de Runge Kutta (4ème ordre) .

L'équation générale régissant le transport dans Ichthyop est composée de deux termes, un, propre au déplacement déterministe, l'autre, propre au déplacement aléatoire,

$$\text{tel que : } \mathbf{X}(t_{i+1}) = \mathbf{X}(t_i) + \mathbf{V}dt_i + \boldsymbol{\eta}$$

avec, $\mathbf{X}(t_i) + \mathbf{V}dt_i$, le déplacement déterministe,

et, $\boldsymbol{\eta} = \mathbf{Y}(2\mathbf{K}\Delta t)^{1/2}$, le déplacement aléatoire - « random walk » - (Visser *et al.*, 1997)

\mathbf{Y} , est un vecteur de nombres aléatoires à distribution normalisée dont la valeur moyenne est nulle et obtenue par un générateur de nombres aléatoires, \mathbf{K} , représente le coefficient de diffusion horizontale, variable dans le temps et l'espace et issu du modèle.

2.5.2 Étude de cas test: méthode

La deuxième étape de notre travail consistait à réaliser des simulations du transport et de la dispersion de traceurs passifs dans un champ de vitesse généré par le modèle en utilisant l'approche de suivi de particules Lagrangiennes. L'utilisation d' Ichthyop couplé avec le modèle hydrodynamique nous a permis d'atteindre cet objectif. Une série de simulations a été réalisé pour la période de mai 2003, en utilisant des forçages différents du modèle. Nous nous focalisons seulement sur cinq configurations les plus intéressantes de notre point de vu.

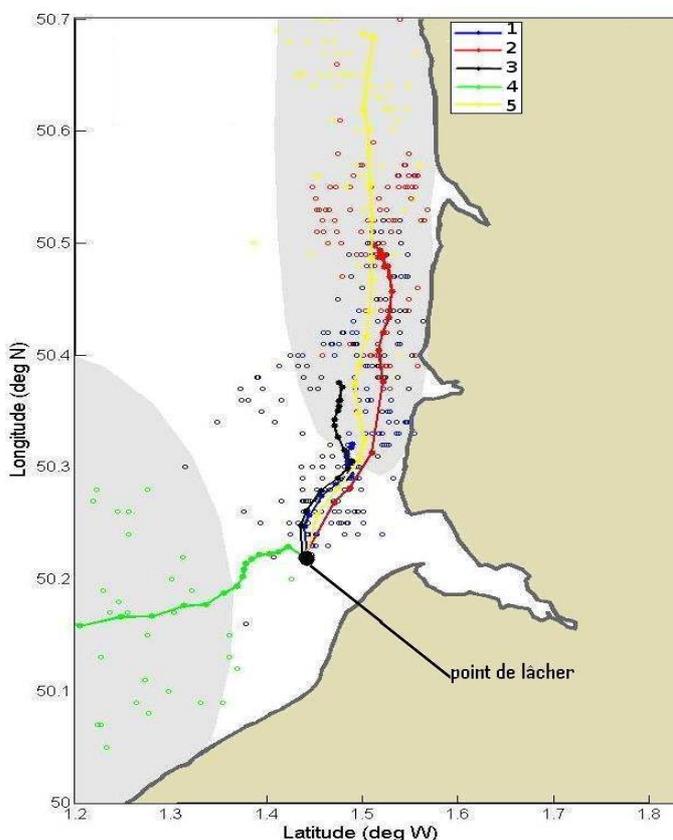


Fig. 2.16 Trajectoires de déplacement du barycentre d'un nuage de particules pour les 5 configurations étudiées du 1 au 10 mai 2003. Le point de lâcher est situé en face de l'estuaire de la Somme, Les points sur les trajectoires représentent la position du barycentre après chaque cycle de marée. Les ellipses représentent la dispersion effective en fin de suivi des particules, relative à chaque configuration (la couleur des particules indique la configuration).

Elles comprennent (voir Fig. 2.16):

- 1 – uniquement le forçage par la marée (en bleu).
- 2 – forçage réaliste avec la marée, les apports fluviaux variables et le vent variable durant le mois de mai 2003, configuration dite "de référence" (en rouge).
- 3 – un débit total de 500 m³/s pour l'ensemble de quatre fleuves principaux, et sans vent (en noir).
- 4 - marée et fort débit de fleuves (1500 m³/s) mais avec un vent de Nord-est (6 m/s, en vert).
- 5 - marée et fort débit de fleuves (1500 m³/s) mais avec un vent de Sud-Ouest (6 m/s, en jaune)

2.5.3 Analyse des courants résiduels et trajectoires des traceurs

Une analyse des courants, de la circulation résiduelle, du transport et de la dispersion de particules lagrangiennes (traceurs passifs) a été effectuée pour chacune des configurations. Le lâcher des particules a été fait en surface, face à l'estuaire de la Somme dans un rayon de 500 m

En comparant les résultats de différentes configurations, on constate que certains paramètres influencent fortement l'hydrodynamisme de la zone d'étude. Le vent (sa force et direction) est un paramètre très important pour la dérive du matériel localisé dans la couche de surface. Outre le transport qu'il induit, en fonction de sa direction par rapport à la côte, il peut générer un *upwelling* ou un *downwelling* et produire ainsi une redistribution de particules sur la verticale. Comme les vitesses de courant en surface et au voisinage de fond ne sont pas les mêmes, ce phénomène a des répercussions sur le transport lui-même et sur la dispersion des particules par l'effet de cisaillement de courant. Nous avons quantifié le transport de particules par la position du centre de masse (barycentre) du nuage de particules relevé au bout de chaque cycle de marée.

Les trajectoires de déplacement du barycentre pour différentes configurations, 1 à 5, sont représentées sur la Fig. 2.16, ainsi que les paramètres synthétiques de dispersion au bout de 10 jours. La longueur des demi-axes des ellipses est égale à trois fois l'écart-type de distribution des particules par rapport au barycentre.

Nous avons observé une grande différence dans la dispersion de particules en fonction du régime de vent : dispersion isotrope pour le vent de NE et très anisotrope (le long de la côte) pour le vent de SO (Fig. 2.16). L'intensité du débit des fleuves agit sur la dynamique côtière par l'intermédiaire de

la stratification des eaux plus au large ou l'homogénéisation de la colonne d'eau en zone peu profonde. De ce fait, on observe un régime hydrodynamique différent à la côte et au large (Sentchev et Korotenko, 2005), voir détails au chapitre 3, paragraphe 3.3.3.

Cette différence se traduit par l'intensité du transport plus importante vers le Nord et une dispersion accrue le long de la côte (voir Fig. 3.5).

Pour appréhender d'avantage la circulation d'eau en région côtière le long de la côte Picarde et de la côte d'Opale, il est important de considérer l'effet couplé de la marée (circulation barotrope) et des apports fluviaux (circulation barocline) sur l'hydrodynamique. La turbulence engendrée par la marée favorise le mélange de la colonne d'eau alors que les apports d'eau douce ont tendance à stratifier la colonne d'eau et générer ainsi un courant côtier superficiel plus intense. Il convient donc de faire une distinction entre la dynamique des eaux du large et des eaux côtières soumises à des apports fluviaux (Simpson, 2007).

2.5.4 Développements complémentaires et amélioration du logiciel ICHTYOP

Un partenariat avec des étudiants en informatique de l'IUT de Calais a été mis en place pour effectuer des améliorations du logiciel vis à vis de notre utilisation de l'outil.

L'idée de ce travail était de permettre aux étudiants de développer et gérer un projet en respectant un cahier des charges que nous avons défini conjointement avec les encadrants de l'IUT.

Nous avons alors choisi comme axes de travail, de développer :

- Une amélioration des sorties graphiques *offline*
- La déclaration d'un pas de temps permettant de ne pas générer une carte par calcul
- L'affichage d'une échelle de teinte en fonction de la profondeur sur les sorties graphiques 3D
- L'ajout d'une fonction gérant la mortalité en fonction de la salinité pour les particules se basant sur celle existant pour la température. Le concept est de faire perdre un certain pourcentage de l'effectif de la colonie bactérienne type *E.Coli*, suivant le temps d'exposition dans l'eau salée. Il va de soi que plus la salinité est forte, plus le pourcentage de perte d'effectifs augmente.

Le rapport complet des étudiants est disponible sur demande.

2.6 CONCLUSIONS

La validation du modèle MARS 3D pour la région Manche orientale a été réalisée sur la base de données marégraphiques du SHOM et de la banque de données *International Hydrographic Bank (I.H.B)* disponible dans 20 ports (Fig. 2.3), de bouées ARGOS, de mesures radar VHF (campagne ERMANO, 2003) et de mesures ADCP (2009) effectuées au large de Boulogne-sur-Mer.

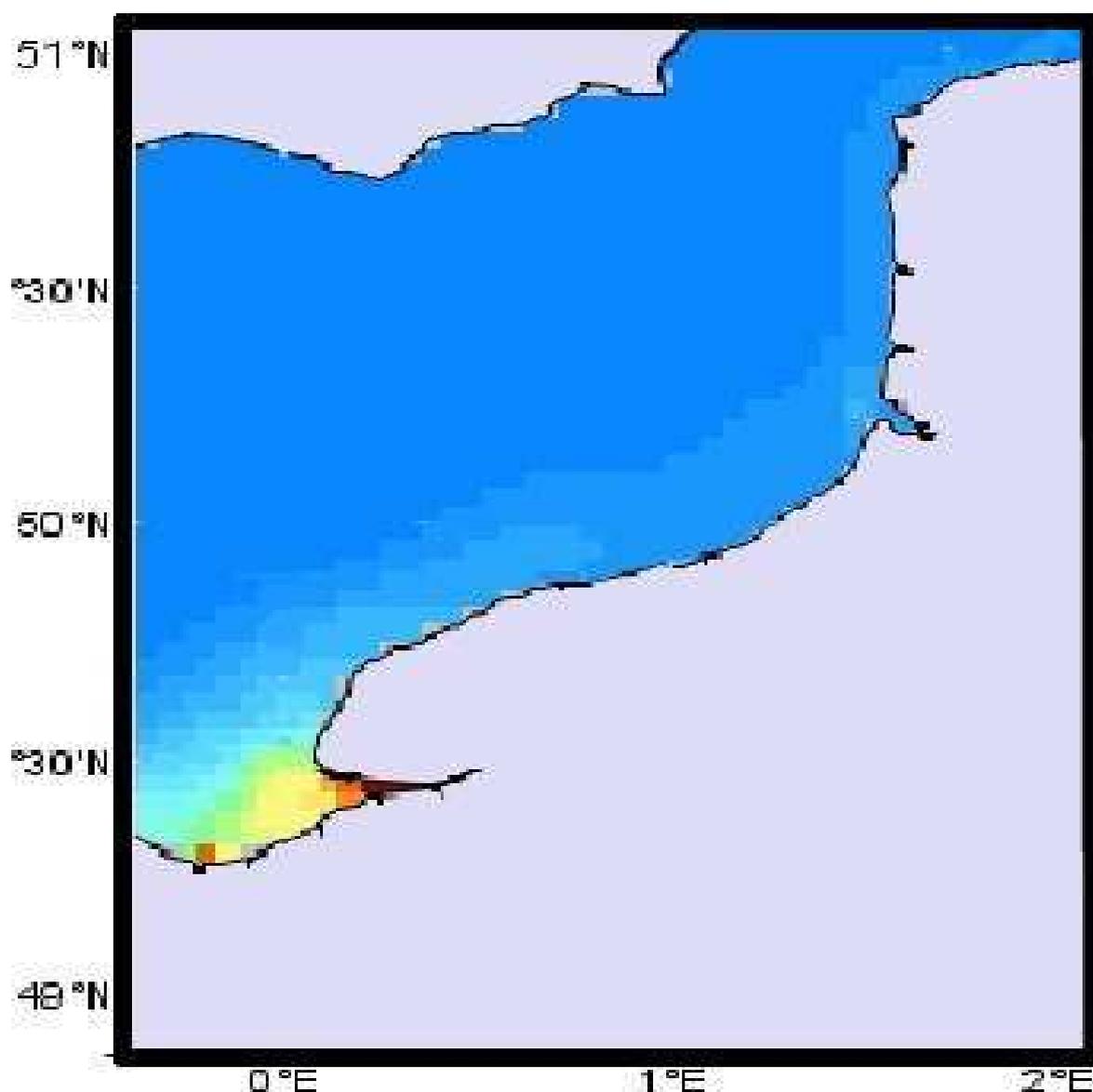
La confrontation des mesures courantométriques de surface réalisées dans le Pas-de-Calais en mai 2003 (Sentchev et Yaremchuk, 2007) avec les vitesses issues du modèle pour cette même période montre une similitude aussi bien pour la direction que pour la force des courants. L'écart type pour l'amplitude de courant est de l'ordre de 0.1 m/s pour un mois de mesures en mai 2003. En fin de thèse, une dernière campagne de mesures ADCP a été effectuée dans la rade de Boulogne-sur-Mer en 2012 pour vérifier et quantifier le gyre anticyclonique de flot ainsi que la dérive Sud de jusant.

Le traitement des sorties du modèle (analyse temporelle, analyse harmonique des séries de l'élévation de la surface libre) a montré une bonne concordance avec les mesures (pourcentage d'erreur <6%). L'analyse des enregistrements de vitesses donnés par l'ADCP comparé avec les calculs du modèle montrent une sous estimation ($\approx 12\%$) de l'intensité des vitesses zonales (U) par le modèle. De plus, le modèle tend à surestimer la composante méridionale V($\approx 10\%$).

Dans le cadre de cette thèse, nous avons développé un modèle fiable pour représenter la circulation en Manche orientale en considérant des harmoniques de marée, des forçages météorologiques et des flux réalistes aux frontières ouvertes. Des simulations ont été réalisées pour deux périodes de temps: Mai 2003 et juin 2009, correspondant à des périodes de campagnes de mesures en mer conduites dans cette zone. Les solutions proposées par le modèle se sont révélées être en bon accord avec les observations en particulier en ce qui concerne les courants de surface, et le niveau de la mer pour les 20 ports de la région. La comparaison modèle-mesure du niveau de la mer et des vitesses démontre la légitimité des conditions limites, principalement le forçage de la marée, mais aussi, par moindre mesure, le vent et les apports fluviaux.

CHAPITRE 3

Circulation régionale des masses d'eaux en Manche Orientale.



Introduction

La Manche orientale est une mer épicontinentale qui s'étend de la baie de Seine jusqu'au détroit du Pas-de-Calais. Sa physionomie «en entonnoir» présente une largeur de plus de 100km sur sa limite Ouest et environ 35km au niveau du détroit. Sa localisation géographique qui en fait une zone de transition (Brylinski *et al.*, 1997; Salomon et Breton, 1993) et d'interfaces (Brylinski et Lagadeuc, 1990 ; Lagadeuc *et al.*, 1997) supportant de fortes productions biologiques autochtones et permettant une exportation de matière non négligeable. Elle est un lieu privilégié pour l'étude de l'interaction entre l'hydrodynamique et l'écosystème pélagique. Il a été observé et mesuré que la bande d'eau côtière dérive lentement vers le détroit du Pas de Calais et a reçu le nom de «fleuve côtier» dans le cadre des études océanologiques en Manche orientale

Dans un ROFI (Region Of Freshwater Influence, Simpson, 1996), les apports d'eau douce depuis les rivières contribuent aux gradients de densité et aux mouvements baroclines sur de grands espaces adjacents aux estuaires. Ces apports en eau moins dense sont responsables de l'existence d'un régime hydrodynamique particulier. L'eau douce qui s'écoule des estuaires charrie en général un bon nombre de contaminants dissous ou en suspension dont l'impact est souvent important sur l'environnement côtier. Dans les ROFI, le matériel en suspension émis par les rivières se dépose en zone côtière mais est souvent remis en suspension par les différents forçages physiques en présence (marée, vents, débit...). Bien gérer ce type de problématique repose sur une bonne compréhension du régime hydrodynamique complexe du ROFI considéré. Une variété de ROFI et leurs dynamiques respectives est décrite par Simpson (1996). Avec des marnages pouvant atteindre les 8 mètres et des courants de l'ordre de 2 m/s, le littoral du Nord Pas de Calais et de la Picardie peut être classé parmi les littoraux hypertidaux (Dyer, 1997), faisant de ce domaine d'étude une ROFI particulière, différente de celles déjà étudiées par d'autres auteurs (Durand *et al.*, 2002; Estournel *et al.*, 2001; Hyder *et al.*, 2002; Kasai *et al.*, 2002; Marmorino *et al.*, 2004; Souza & Simpson, 1997 ; Sentchev and Korotenko, 2004 ; Sentchev and Korotenko, 2005).

De nombreux progrès ont été réalisés sur la connaissance générale de la circulation côtière et son rôle dans la dynamique des écosystème Marins. Cette variabilité de la circulation côtière a été décelée à différentes échelles de temps (inter-annuelle, mensuelle ou journalière), caractéristiques des différents forçages physiques en présence (Belgrano *et al.*, 2001; Graham & Largier, 1997; Largier, 2006; Seuront & Souissi, 2002; Souza & Pineda, 2001; Wang *et al.*, 2006). C'est une région où la côte est alimentée par une importante quantité d'eau douce depuis les nombreuses rivières du

littoral (Seine, Somme, Canche et autres) estimée à 0.05-0.20 km³ par jour selon les saisons, ce qui crée un régime hydrodynamique côtier différent de celui du large, délimité par une zone frontale. La structure frontale est très variable et directement contrôlée par la marée, aussi bien à l'échelle du cycle de marée qu'à l'échelle du cycle vive-eau / morte-eau. La dynamique des eaux côtières à influence d'eau douce, est caractérisée par une combinaison d'effets baroclines (dus aux apports d'eau douce) et barotropes (dus à la marée) donnant lieu à une circulation côtière complexe (Ouahsine *et al.*, 2006).

La configuration géographique de la région donne lieu à des structures hydrologiques spécifiques. Ces structures locales et régionales, d'extensions verticales et horizontales évoluent à différentes échelles temporelles, de façon périodique (marée, saisons), ou de façon apériodique (influence du vent et des apports continentaux). Cette étude a bénéficié de l'augmentation de la couverture spatiale en données océanographique et des nombreuses campagnes de mesures courantologiques réalisées en mer ainsi que celles réalisées depuis le littoral avec des radars pour mesurer les courants de surface (2003-2004). Les mesures radar VHF effectuées dans la zone d'étude, montrent une discontinuité dans le champ des vitesses de surface approximativement 10 km au large due à l'inversion du sens de rotation du vecteur courant (Sentchev et Yaremchuck, 2007). L'inversion est aussi confirmée par l'ADCP et les bouées dérivantes. Le caractère oscillatoire de la circulation de surface, dans lequel les courants sur une section côte-large alternent entre convergence et divergence, tend à générer des déplacements verticaux dans la colonne d'eau. Ces déplacements produisent une variabilité entre stratification et mélange, induisant des gradients horizontaux de salinité et de répartition du phytoplancton selon les cycles de marée. Ce sont ces mécanismes complexes qui régissent la variabilité de la circulation côtière que nous tenterons d'explicitier à travers ce chapitre.

3.1 Contexte hydrologique régional

3.1.1 Interface mer/cours d'eau

De la baie de Seine jusqu'au Pas-de-Calais, plusieurs fleuves, entretiennent par leurs apports (eau douce, charges en nutriments, matières en suspension et matières organiques) l'individualité du fleuve côtier (Brylinski *et al.*, 1991). Si la Seine participe largement à la spécificité de la masse d'eau côtière (Brylinski *et al.*, 1991), elle ne peut être considérée comme seule initiatrice du fleuve côtier (Brylinski *et al.*, 1996). La baie de Somme constitue le second plus grand système côtier du Nord-Ouest de la France, après l'estuaire de la Seine. Les autres principaux cours d'eau sont représentés du Sud au Nord par l'Authie, la Canche, la Liane et le Wimereux. Les débits moyens annuels de ces cours d'eau varient de 0,2 à 12 m³.s⁻¹. L'ensemble de ces cours d'eau contribue aux apports en nitrates (4,2%), phosphates (3,5 %) et MES (4,7 %) sur le littoral Manche. Si la baie de Seine peut apparaître comme étant à l'origine du système hydrologique de la zone d'étude (Brylinski *et al.*, 1991), le système biologique du fleuve côtier semble, pour sa part, être déterminé par la Somme (Brunet *et al.*, 1996 ; Brylinski *et al.*, 1996). En effet, aucune continuité biologique n'a été mise en évidence entre les deux baies (Pingree *et al.*, 1985 ; Brunet *et al.*, 1996), dès lors que l'influence de la Seine sur la structure écologique du fleuve côtier, en particulier sur la croissance du phytoplancton, s'estompe rapidement (Brylinski *et al.*, 1996). En face de la baie de Somme, une zone frontale semble agir comme barrière de rétention de particules inertes et organiques (Loquet *et al.*, 2000), en raison probablement de courants plus faibles et d'une circulation tourbillonnaire (Grioche *et al.*, 1999 ; Cotonnec *et al.*, 2001). La production biologique y est ainsi favorisée et présente une amorce plus précoce du développement phytoplanctonique (Pingree *et al.*, 1985 ; Brylinski *et al.*, 1996 ; Brunet *et al.*, 1996 ; Vantrepotte, 2003). Le long de la côte française, le régime marégraphique mégatidal favorise la création d'une masse d'eau côtière permanente et bien individualisée.

3.1.2 La zone frontale

Dans le détroit du Pas-de-Calais, à 3-5 milles de la côte française, la transition avec les eaux du large peut prendre l'aspect d'une véritable zone frontale dont la dynamique est directement contrôlée par la marée (Brylinski et Lagadeuc, 1990). Au cours d'un cycle de marée, il existe une période stratifiée pendant laquelle les eaux côtières, moins denses, s'écoulent sur les eaux du large. Cette

stratification est détruite par la turbulence systématiquement à chaque marée basse, lorsque la hauteur d'eau est minimale. On observe également un cycle vive eau / morte eau : la stratification est moins accentuée et dure moins longtemps en période de vive eau, lorsque les courants sont les plus violents. Le temps de stratification est inversement proportionnel au coefficient de marée. La synthèse des observations de terrain (Brylinski et Lagadeuc, 1990), a permis de dresser un schéma récapitulatif de l'état de la zone frontale (stratifiée ou non) en fonction, d'une part, du coefficient de marée et d'autre part, de la phase de marée (Fig. 3.1).

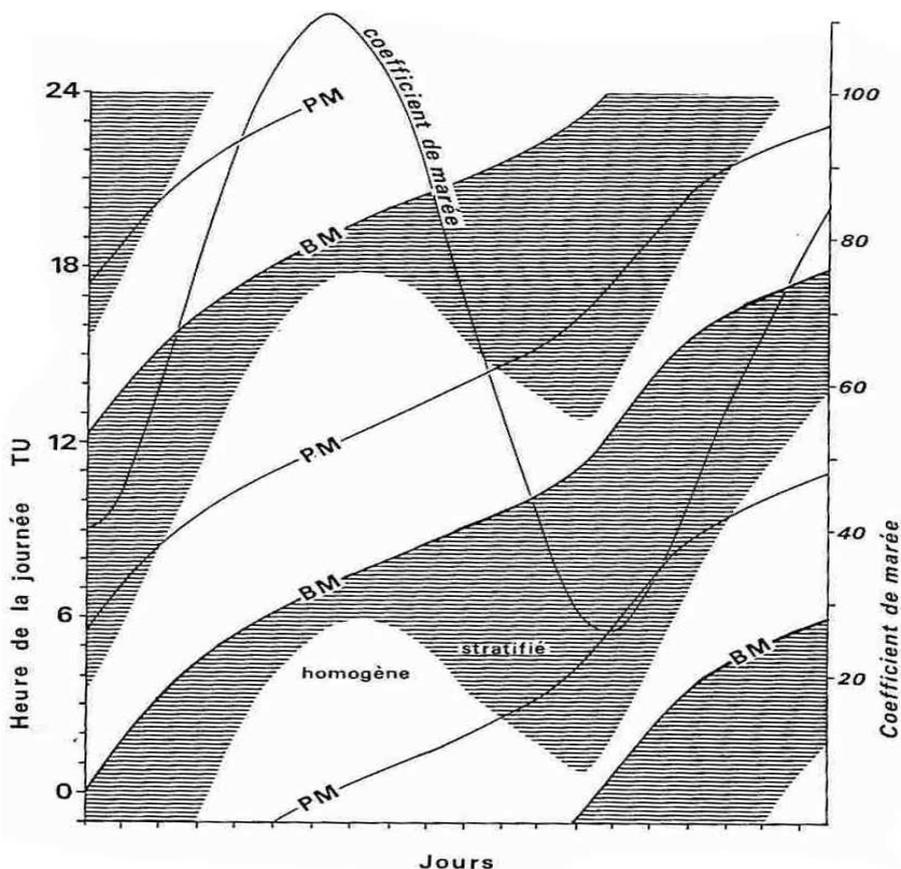


Fig. 3.1 Schéma de l'alternance des périodes de stratification et d'homogénéité au niveau de la zone frontale issue de mesures *in-situ* (Lagadeuc et Brylinski, 1990).

Ce schéma (Fig. 3.1, Lagadeuc et Brylinski, 1990) a permis d'optimiser la programmation (dates et heures) des missions, c'est à dire pour intervenir sur zone au bon moment par rapport au phénomène à étudier : stratification ou dé-stratification.

3.2 Approche expérimentale de la circulation côtière

3.2.1 La cyclicité semi-diurne

Les campagnes menées en 2003 et 2004 dans le cadre du chantier «Manche orientale» du PNEC ont fournis de nombreuses données CTD, de fluorescence et de multiples paramètres bio-optique. Deux sections côte-large ont été réalisées avec les bateaux «côte de la Manche» et «Sepia» de l'INSU: une section réalisée à la renverse de courant de marée basse à Boulogne-sur-Mer, l'autre à la renverse de marée haute. De plus, deux bouées expérimentales ont été mise à l'eau équipées d'une sonde CTD et d'un fluorimètre. Les résultats de la section effectuée à marée basse (Fig. 3.2 à gauche) permet d'observer une distribution quasi homogène des traceurs (température, salinité et chlorophylle-a) sur la colonne d'eau, sur environ la moitié de la section. La concentration en chlorophylle-a est plus forte dans la partie est de la section (7km de la côte) avec des valeurs de 12-13 $\mu\text{g/l}$, alors que pour cette partie de la section, la salinité est la plus faible (34.5psu). Plus au large, la stratification apparait alors que la distribution verticale en chlorophylle-a, reste non-structurée, avec des concentrations allant de 1 à 2 $\mu\text{g/l}$. Le gradient horizontal de chlorophylle-a et de salinité est fort sur la partie côtière de la section avec respectivement des valeurs de 2 $\mu\text{g/l}$ et 0.1 psu par kilomètre à différents niveaux.

Un demi-cycle de marée plus tard, lors de la renverse de pleine mer, la structure spatiale des champs observés semble très différente (Fig. 3.2, à droite). Rappelons que les mesures ont été effectuées dans la même masse d'eau, suivie à l'aide de la bouée. Les concentrations en traceurs semblent être advectées vers la côte et vers la surface. La concentration en chlorophylle-a n'excède pas les 5 $\mu\text{g/l}$ sans réel gradient horizontal, alors que le gradient vertical de densité et de salinité peut être identifié à la profondeur de 7-12m dans la partie Est de la section, en concordance avec les stratifications observées dans les régions proches de la côte. Des variabilités similaires en concentration de traceurs peuvent être observées lors des mesures effectuées par une bouée Argos en Mai 2003 (Fig. 3.3). La bouée fut suivie pendant 19h avec des échantillonnages toutes les 2 heures. Le 11 mai, entre 18 et 23H, Il a pu être observé une stratification et un gradient plus fort de salinité dans la couche supérieure de la colonne d'eau (de la surface à 12m de fond (Fig. 3.3-a)).

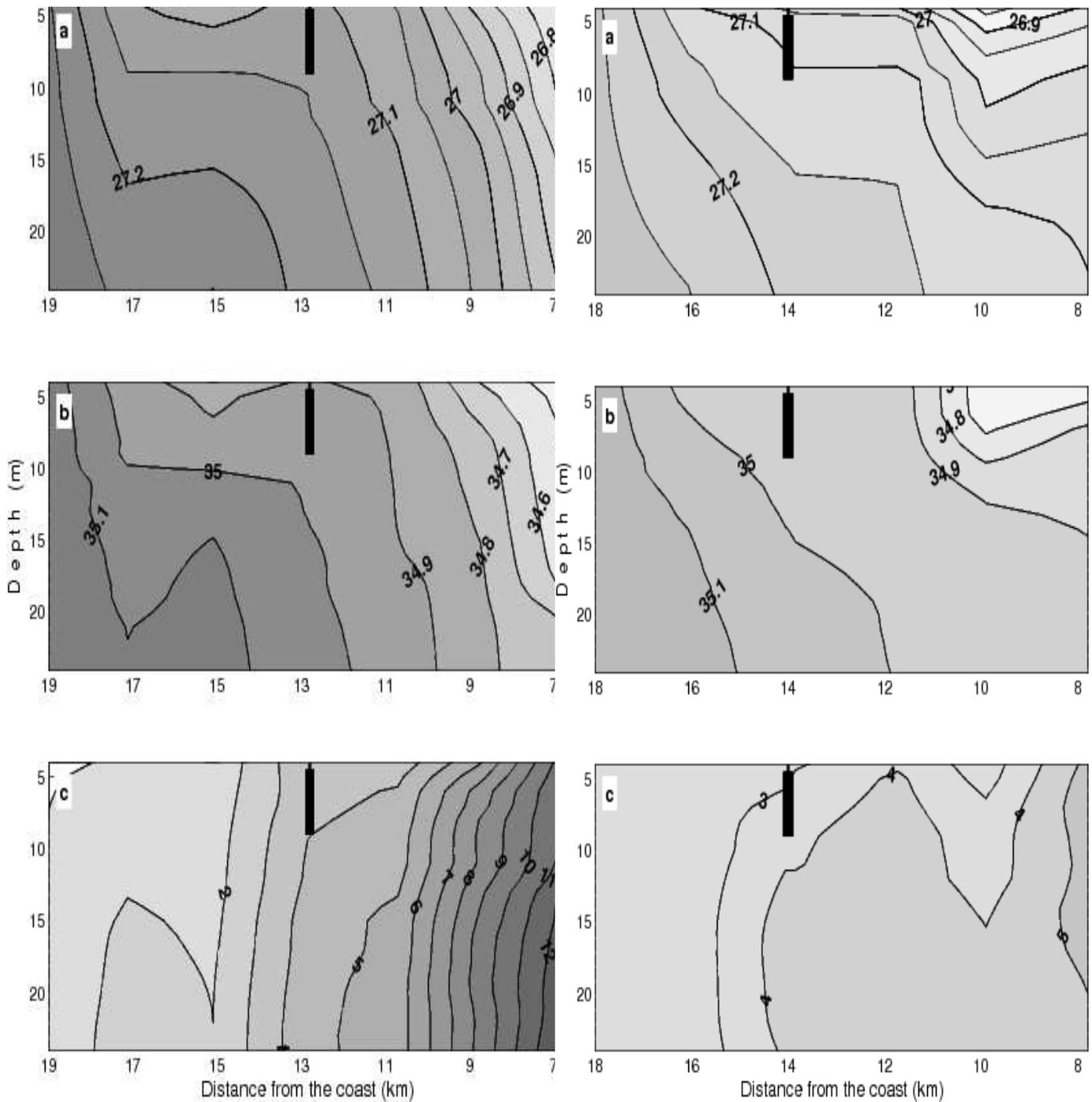


Fig. 3.2 - Section côte-large effectuée à marée basse (à gauche) et à marée haute -à droite)
(a)-profils de densité; **(b)** profils de salinité; **(c)** profils de concentration en chlorophylle($\mu\text{g/l}$).
 La position de la bouée est représentée par le rectangle noir.

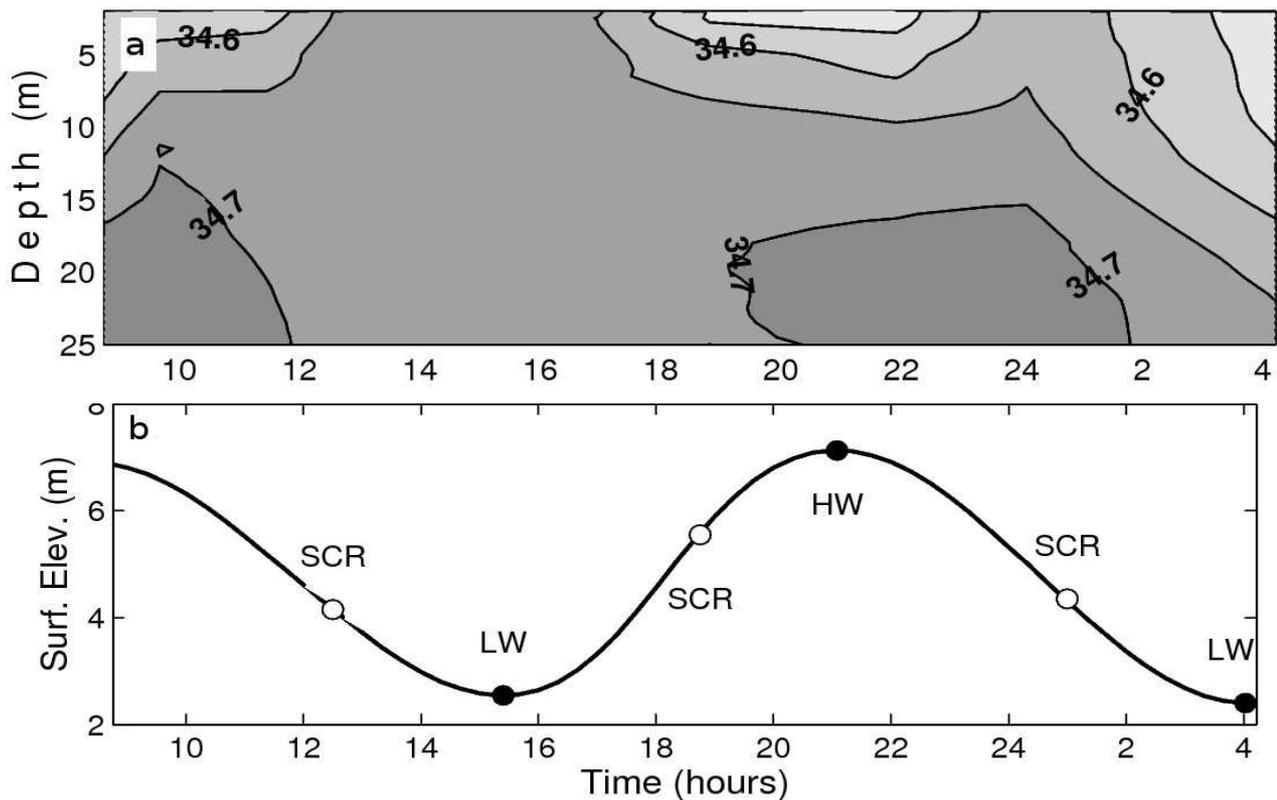


Fig. 3.3

(a) Mesures de salinité relevées par une bouée ARGOS lâchée le 11 mai 2003 pendant 19h.

(b) Variations du niveau de la mer pendant la période de mesure et indication des renverses de courants (SCR).

La renverse de courant de marée haute se produit vers 19h (Fig. 3.3-b) ce qui correspond à la période de mise en place de la stratification. Ces nombreuses campagnes en mer ont permis de mettre en évidence des changements dans le temps et dans l'espace de structure de densité, de salinité mais aussi de la distribution de chlorophylle-a, observés sur des sections côte-large et parallèle à la côte.

Ces résultats permettent d'émettre l'hypothèse que le cisaillement de courants agit sur la circulation et fait partie des mécanismes dirigeant la distribution des traceurs.

La structure spatiale de salinité montre une distribution quasi homogène pendant l'intervalle de temps 13h-17h le 11 mai 2003, période incluant la renverse de marée basse (Fig. 3.3).

Pour résumer, le déplacement de la marée et son interaction avec le fond induit une contrainte de cisaillement qui agit sur le gradient horizontal de densité, induisant ou détruisant la stratification. L'impact de ce cisaillement sur la colonne d'eau dépend de la hauteur d'eau et de l'amplitude des courants en présence. En phase de marée montante, la couche d'eau salée océanique passe sous la couche d'eau douce découplant progressivement la couche de fond de celle de surface. L'interaction

de la masse d'eau avec le fond engendre du frottement qui modifie l'excentricité des ellipses de courants devenant cyclonique au fond et près de la côte, mais toujours anticyclonique en surface et au large. La divergence des courants se produit par addition vectorielle, au niveau de la zone frontale, au moment de la renverse de courant de flot. Un courant du large vers la côte se met en place, plus intense dans les couches profondes. Le frottement avec le fond affecte principalement la couche inférieure et induit un décalage des vitesses entre le fond et la surface, initiant la stratification. Cependant, lorsque le gradient horizontal de densité est maximal (stratification max) une cellule de convergence se met en place de part et d'autre de la zone frontale séparant les eaux du large de celle de la côte, et les champs de vitesse de surface se font face. Cette convergence se produit au moment de la renverse de courant de jusant, et induit non seulement des déplacements verticaux qui vont détruire progressivement les stratifications, mais aussi un courant du large vers la côte induisant des déplacements vers le large. Le schéma ci-dessous illustre cette alternance semi-diurne. (Fig. 3.4, Simpson 1996).

Fig. 3.4

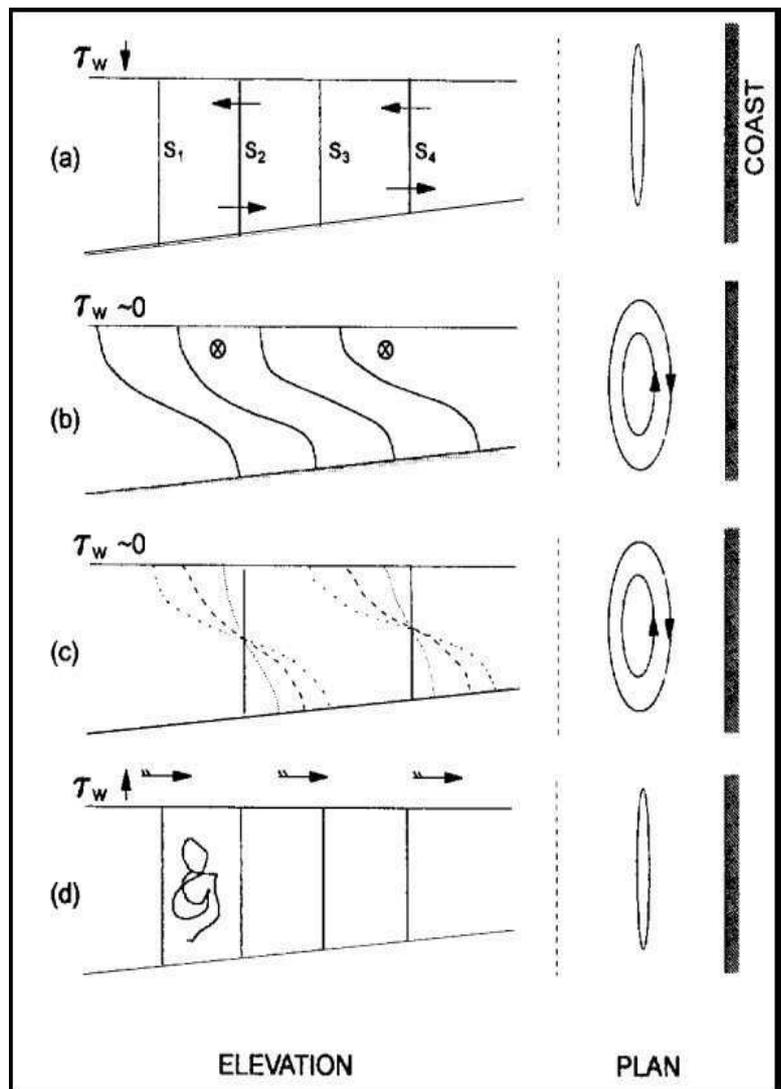
Schéma de synthèse montrant les changements des ellipses de courants entre surface et fond dus à la mise en place de stratifications résultant de l'oscillation semi-diurne.

(a) Les contraintes de cisaillement issues du vent (τ_w) et du frottement avec le fond (τ_b) maintiennent l'homogénéité verticale et annulent le courant de densité. Les ellipses de courants se détériorent.

(b) Après une réduction du frottement, le gradient horizontal de densité augmente. Les déplacements vers le large s'intensifient ce qui favorise la stratification. Cela modifie la dynamique de marée en inversant la polarité des ellipses entre le fond et la surface.

(c) Le cisaillement induit par la modification des ellipses agit sur le gradient horizontal de densité et génère des oscillations semi-diurnes dans la stratification.

(d) Par la suite, l'augmentation du frottement impose de nouveau une homogénéité verticale qui détériore les ellipses et inhibe les déplacements vers le large. (Simpson, 1996).



3.2.2 Caractérisation spatiale de la circulation côtière.

Les mesures radar des courants de surface permettent de dresser les formes des ellipses de marée. Les roses des courants obtenues sont de type ellipsoïde, le grand axe est parallèle à la côte (N-S), et le petit axe correspond à la composante côte-large (E-O). Les ellipses de courants issues des données radars, montrent que le sens et l'intensité du courant est très liée à la bathymétrie. On peut distinguer une anisotropie dans le champ de courant avec de plus importantes valeurs dans l'ellipticité trouvées au voisinage du rivage. La plus forte valeur de courant, supérieure 1 m/s, est observée au milieu du détroit environ 10 km au large, l'endroit le plus profond de la zone, avec environ 60 m de fond. L'analyse spectrale des séries temporelle nous apporte des valeurs du coefficient rotatif, r , allant de -1 (sens horaire) à 1 (anti-horaire), 0 étant la valeur pour l'écoulement unidirectionnel (Fig. 3.5). La distribution spatiale de r indique deux zones dont le sens de rotation des ellipses de courant est opposé. Cela suggère que pendant certains moments du cycle de marée, le courant proche côtier et celui du large sont de directions opposées. Ainsi, le déplacement d'eau lié à la marée crée des zones de divergence/convergence des courants. La ligne séparant ces deux zones semble suivre l'isobathe 30 m. La figure 3.5 montre que l'amplitude de la composante horaire augmente dans les zones plus profonde que 40 m, alors que dans les zones peu profondes, (bancs de sables, rivage), l'amplitude de la composante anti-horaire augmente.

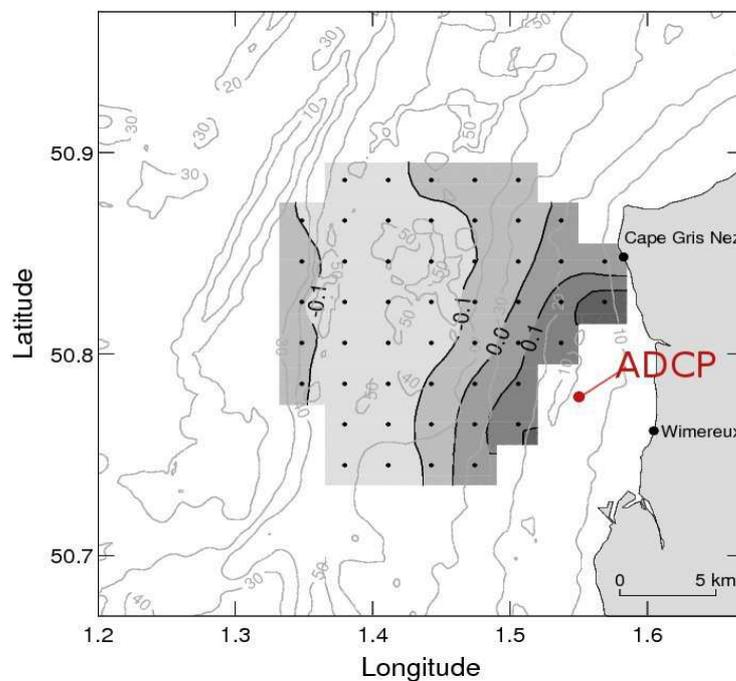


Fig. 3.5 Coefficient rotatoire spectral r , tiré des mesures radar VHF, r , est compris entre -1 (sens horaire) et 1 (sens anti-horaire). La station de mesure ADCP est représentée par le point rouge. (Sentchev et Yaremchuk 2007)

3.2.3 caractérisation temporelle de la circulation côtière.

L'ADCP placé en zone proche côtière (Fig. 3.5) montre une structure quasi homogène de la vitesse du courant pendant la majorité de la période de marée, avec un vecteur courant tournant dans le sens anti-horaire et une ellipticité allant de 0.4 à 0.5, augmentant près du fond. La variation du niveau de la mer présente une forme asymétrique avec une période de marée descendante (jusant) plus longue que la période de montant (flot) d'environ 2 h. La renverse des courants de surface se produit respectivement environ 2.5 heures et 3 h avant la pleine mer et la basse mer. Les valeurs d'ellipticité sont de l'ordre, respectivement, de 0.2 et 0.25 dans les couches de surface et de fond mais diminue pour les couches moyennes (10-15 m) à 0.14. La diminution de l'ellipticité est liée au changement de signe du vecteur courant à cette profondeur. La rotation est horaire dans les couches supérieures mais devient anti-horaire dans les couches inférieures (proche du fond). Les courants de marées induits sont convergents (Fig. 3.6-a) au moment de la renverse de jusant (3 h avant la basse) et divergents (Fig. 3.6-b) au moment de la renverse de flot (2 h avant la haute) sur une zone allant de la côte à 10 km au large. Le changement détecté de sens de rotation des vitesses de surface indique une transition dans la colonne d'eau entre verticalement homogène et stratifiée. Ces résultats sont confirmés par les mesures CTD effectuées sur des sections *cross-shore* réalisées en Avril 2004.

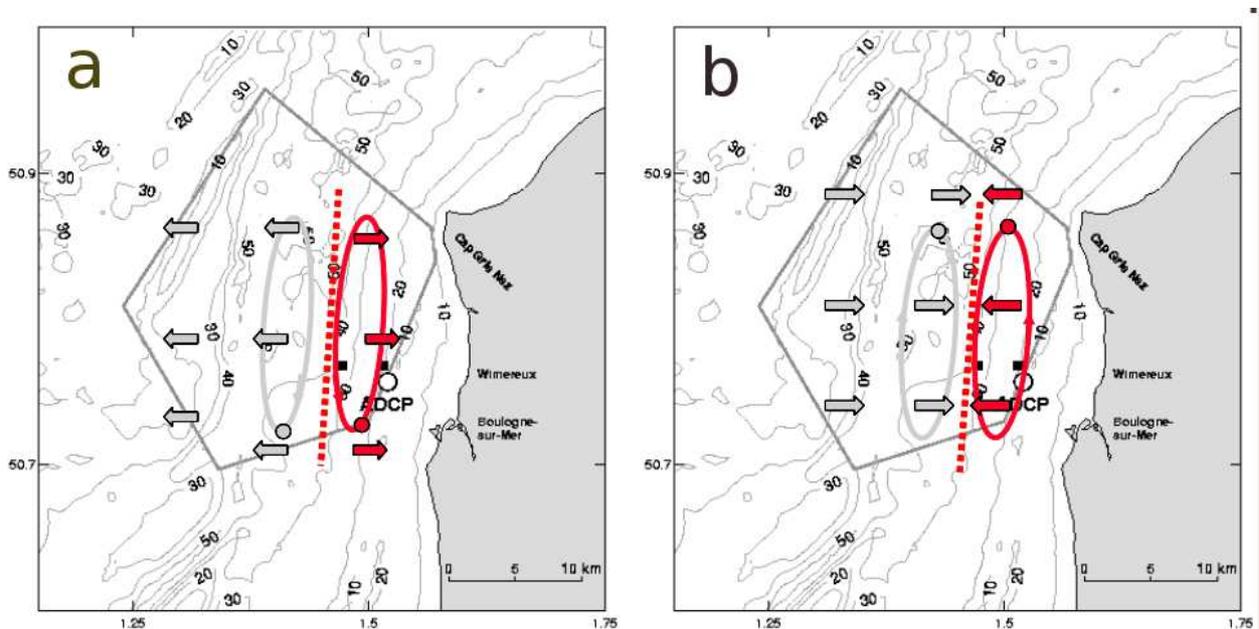


Fig. 3.6

- (a) Convergence des courant mesurée à pleine mer -2h (renverse de marée haute).
- (b) Divergence des courant mesurée 3h avant la basse mer (renverse de marée basse).

Cette différence de sens de rotation du vecteur vitesse est aussi confirmée par les trajectoires des bouées Argos. Les bouées ayant évoluées dans la zone proche côtière (rivage jusqu'à l'isobathe 30m) ont une trajectoire ellipsoïdale de sens anti-horaire alors que les trajectoires de bouées du large montrent une ellipsoïde de sens horaire. Le caractère changeant de la circulation de surface dans laquelle les courants côte-large alternent entre convergence et divergence ont tendance à générer d'intenses déplacements verticaux favorisant l'accumulation de traceurs passifs le long de la zone de convergence frontale: le front halin délimitant eaux du large et eaux côtières.

3.2.4 La cyclicité semi-mensuelle

Le gradient horizontal de densité maximum est observé pour la renverse de courant de marée descendante. De plus, il existe une variabilité semi-mensuelle liée aux variations du marnage (vive-eau/morte-eau) qui induit une oscillation dans le degré de stratification de la colonne d'eau. Des comparaisons entre ellipses de courant à différents moments pendant la période d'observation (11 au 18 mai 2003) informent sur l'évolution des courants en particulier lors d'un cycle morte-eau / vive-eau. Nous avons remarqués une forte variabilité semi-mensuelle des courants résultant de la superposition de 3 composantes semi-diurnes des ondes harmoniques de marée (M2,S2,N2) qui dominant le spectre de marée dans la région. Pour quantifier cette variabilité, un point particulier situé 6 km au large a été choisi, au voisinage de l' isobathe 30m. L'amplitude du courant de marée augmente de 100% en 7 jours, passant de 0,8m/s le 11 mai à 1,5m/s le 18 mai. Le rapport entre courants de vive-eau et courants de morte-eau est d'environ 2, mais en terme de turbulence, il devient d'un facteur 8. L'alternance vive-eau / morte-eau induit un frottement engendré par le déplacement des masses d'eau: plus le courant mis en jeu par la marée est fort, plus le frottement est grand et plus la colonne d'eau est mélangée et inversement.

3.3 Caractérisation MARS 3D du fleuve côtier

Cette dernière partie de chapitre est dédiée à une vérification des différentes hypothèses et résultats sur la courantologie en Manche orientale en utilisant la modélisation hydrodynamique MARS3D. Une analyse spatiale et temporelle des courants sera effectuée afin de démontrer l'existence de deux régimes hydrodynamiques sur une section côte-large et mettre en évidence l'alternance stratification/mélange dans la colonne d'eau.

3.3.1 Configuration régionale du modèle

Dans notre étude, nous avons utilisé le modèle hydrodynamique MARS 3D (Lazure, P., Dumas, F., 2008) en configuration régionale avec une résolution horizontale régulière de 1 km et 20 niveaux de sigmas repartis sur la verticale de façon à permettre une résolution plus fine au voisinage du fond et de la surface. Aux frontières ouvertes du domaine, le modèle utilise (a) les conditions limites (CL) en dénivellation pour la marée, générées à partir d'une archive des constantes harmoniques du SHOM (Leroy *et al.*, 2003), (b) les flux de chaleur et de salinité issus d'une autre configuration à plus grande emprise (modèle MANGA). En surface, le forçage comprend le vent re-analysé, les flux de chaleur et d'eau douce issus des archives de Météofrance. Les débits de fleuves (constants ou variables dans le temps) sont introduits dans le modèle régional ainsi que le niveau moyen, spatialement variable (voir chapitre 2).

3.3.2 Analyses courantométriques eulériennes et dispersion lagrangiennes

La circulation résiduelle (CR) est due à la fois au transport de Stokes et à la dynamique non-linéaire de la marée, produisant le transport moyen eulérien. Le transport de Stokes résulte de l'interaction liée au déphasage entre les vitesses et de hauteur d'eau. Tandis que le transport moyen eulérien a pour origine l'interaction non-linéaire du courant et de la bathymétrie. Ce terme englobe notamment les interactions entre les différentes harmoniques d'une même fréquence. Le cas le plus connu est celui de l'onde M4 qui résulte de l'interaction de M2 avec elle-même. D'autres composantes de la circulation résiduelle: celles générées par le vent et les gradients de densité (composante barocline) peuvent être estimées avec MARS3D.

Il est bien connu que les courants dus au vent, par exemple, sont comparables et parfois supérieurs aux courants résiduels de marée, même pour une vitesse modérée du vent. En outre, en Manche

orientale, les apports fluviaux sur les côtes françaises sont à l'origine d'un courant de densité qui par son interaction avec la circulation résiduelle peut modifier sensiblement l'intensité du transport résiduel dans la zone littorale (Sentchev et Korotenko, 2005).

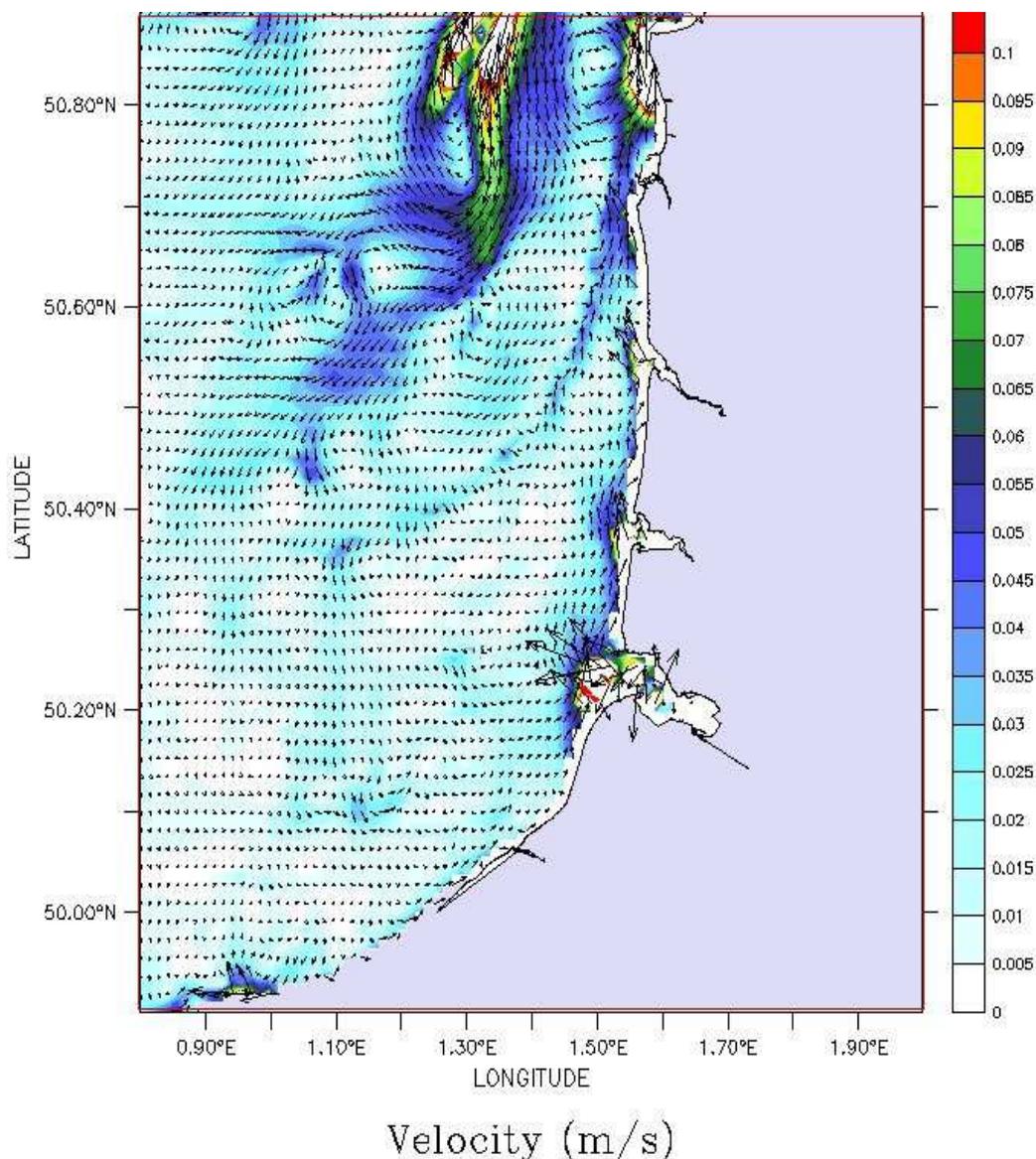


Fig. 3.8 Bathymétrie et Courants résiduels de surface calculés par MARS3D avec la marée et les fleuves comme seuls forçages pour une période de 125h.

Pour pouvoir analyser la circulation résiduelle nous avons effectué l'intégration des vitesses instantanées calculées par MARS3D pendant 10 cycles de marée. Les résultats de ces calculs montrent une intensification du transport résiduel le long des côtes françaises, dans la région des îles à l'Ouest et au Nord de Cotentin et dans du Pas-de-Calais. La Fig. 3.8 présente la circulation résiduelle de surface obtenue sur 125 h avec la marée et les fleuves comme seuls forçages, et illustre la dérive résiduelle connue vers le Nord. La carte montre que le long du littoral du Nord-Pas de

Calais (NpdC), la circulation est plus complexe que pour le reste de la Manche orientale. La présence de Caps, chenaux et bancs de sables génèrent la formation de tourbillons à de nombreux endroits. La plupart sont anticycloniques et liés à l'interaction de l'écoulement avec la bathymétrie. Les vitesses résiduelles moyennes dans la région sont de l'ordre de 10cm/s et en général, s'orientent de l'Atlantique vers la mer du Nord. Au niveau des caps (Gris Nez et blanc Nez), la faible profondeur et les nombreux bancs de sables accélèrent le déplacement de la masse d'eau (réduction de section) ce qui se manifeste par des vitesses de courants plus fortes, de l'ordre de 30 cm/s. Dans la zone la plus profonde du détroit, les vitesses sont plus faibles du fait de la hauteur d'eau, de l'ordre de 3 à 4 cm/s. Globalement, pour la région littorale PdC, on peut distinguer 3 zones aux caractères hydrodynamique: la zone du détroit, où la composante transversale de vitesse est faible (U) conférant un caractère alternatif au courant, la zone côtière (le littoral) combinaison d'effet baroclines (apports fluviaux) et barotropes (marée) conférant un caractère rotatif (plutôt cyclonique), et la zone du large, plus profonde, où les ellipses de courant sont plutôt polarisées dans le sens anticyclonique (voir chapitre 3.2.4).

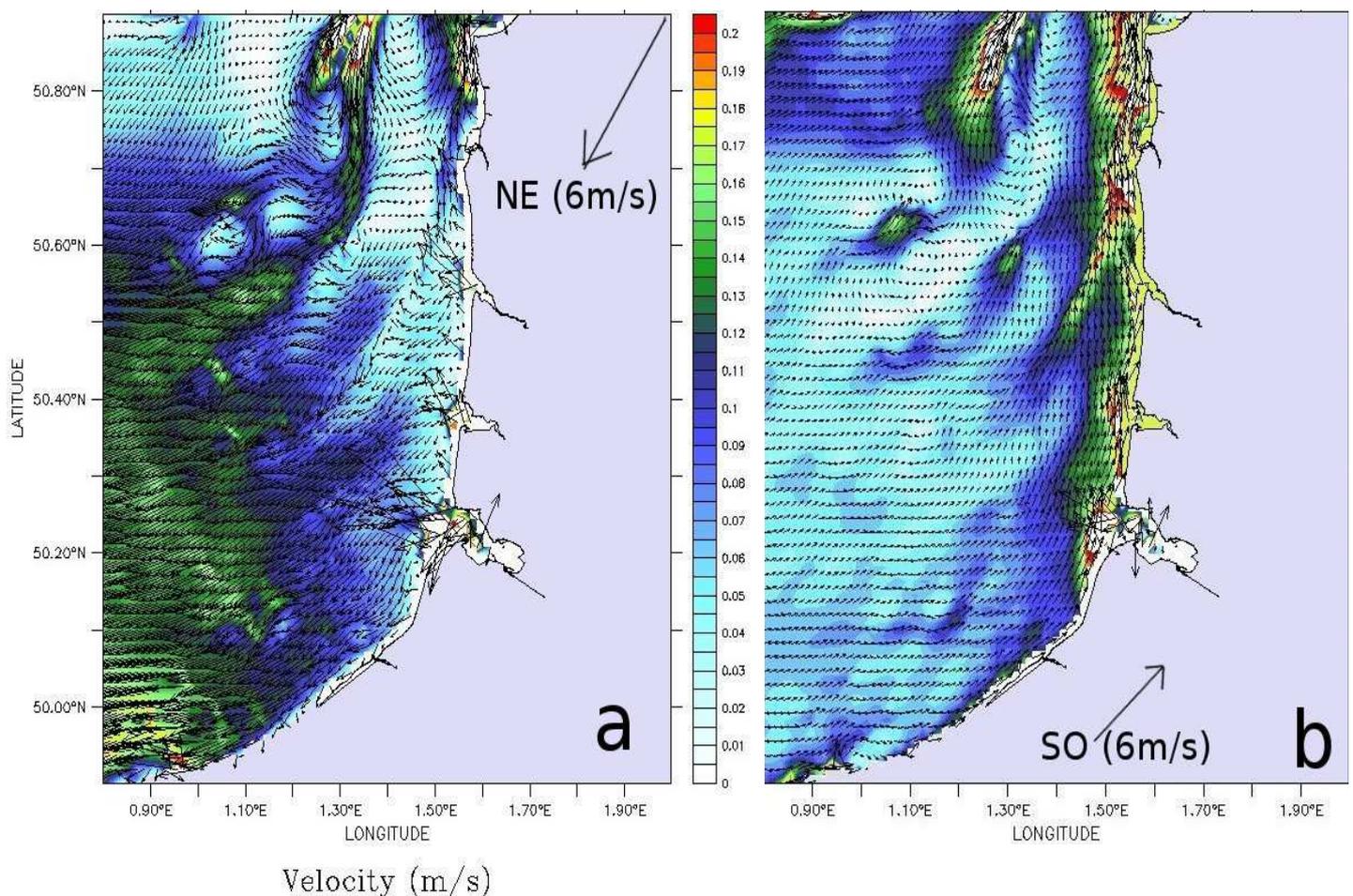


Fig. 3.9,a,b Circulation résiduelle de surface sur 125h par (a) vent de NE (6 m/s) ; et par (b) vent de SO (6 m/s).

Mise en évidence des différences d'intensité de la dérive vers le Nord de la masse d'eau littoral (fleuve côtier) en fonction du sens du vent.

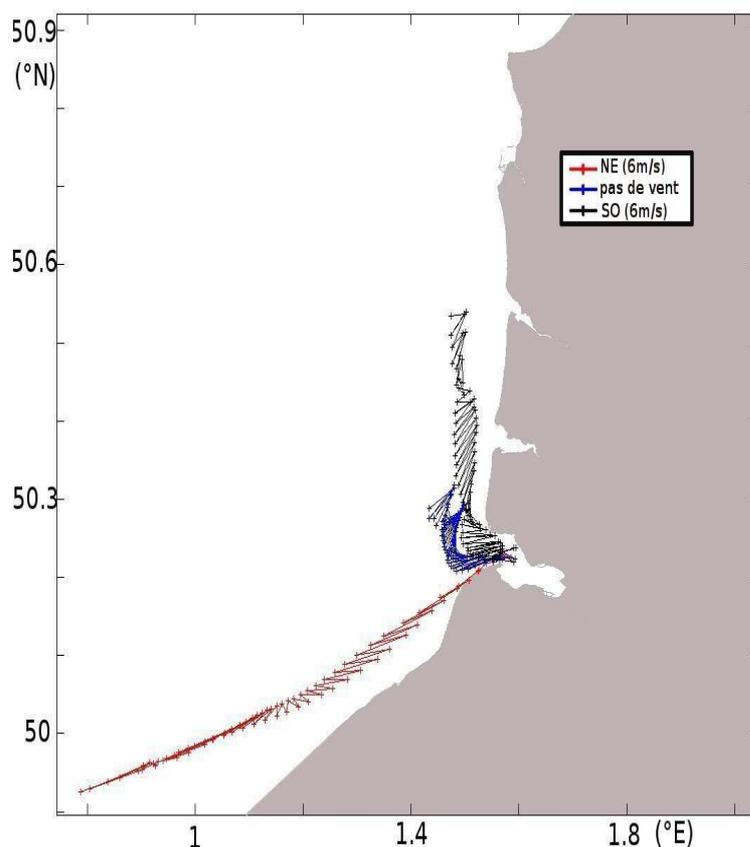


Fig. 3.10 Trajectoires du barycentre de masse d'un nuage de 1000 particules pour 2 types de vents (SO et NE) et pour une configuration sans vent pour une période de 10jours.

La région NPdC-Picardie est une région particulièrement ventée. La circulation est globalement dominée par la marée mais l'effet du vent sur la dérive de substances transitant par cette zone est considérable. Que ce soit pour des traceurs passifs se trouvant en surface ou au fond, les effets du vents peuvent se ressentir sur toute la colonne d'eau, particulièrement dans cette zone géographique ou les fonds n'excèdent pas les 65m. La figure 3.9 montre que le vent de SO intensifie la dérive vers le Nord de l'eau côtière contrairement au vent de NE qui semble l'inhiber. Même si la circulation résiduelle ne traduit pas de situation physique réelle, elle représente un bon complément d'information lorsque l'on s'intéresse aux déplacements de particules de façon lagrangienne. Les figures 3.9 et 3.10 permettent de visualiser l'effet du vent sur la circulation (Fig. 3.9) et sur le transport (Fig.3.10). Ces deux approches (eulérienne et lagrangienne) montrent que le vent a un effet significatif sur l'intensité de la dérive résiduelle vers le Nord (Fig. 3.9) mais aussi sur le sens de dérive des eaux de surface (Fig. 3.10). De même, nos simulations de suivi de particules indiquent une dérive vers le Nord plus rapide en période de vive-eau que de morte-eau, ce qui permet de confirmer que le marnage a un effet non négligeable sur l'intensité de la dérive. Cependant l'allure de la circulation générale reste quasiment inchangée selon le marnage (résultats non-présentés).

3.3.3 Variabilité spatiale de la circulation côtière

La bathymétrie importe beaucoup sur la courantométrie, générant des courants de contours, des accélérations du courant dans les zones où la section est réduite (chenaux, bancs de sable) et des tourbillons (voir précédemment). Aussi, des *upwelling* et *downwelling* peuvent être observés à cause d'obstacles ou de dépressions bathymétriques. Dans cette région hydrodynamiquement complexe, où l'on peut observer une différence importante entre le régime hydrodynamique côtier et celui du large.

La Fig. 3.11 représente la circulation instantanée de surface lors du flot et du jusant sur la composante longitudinale de courant (axe Sud-Nord, la plus significative). On constate que l'intensité du courant évolue selon la bathymétrie avec une intensification dans la zone du détroit et très localement au dessus des bancs de sable.

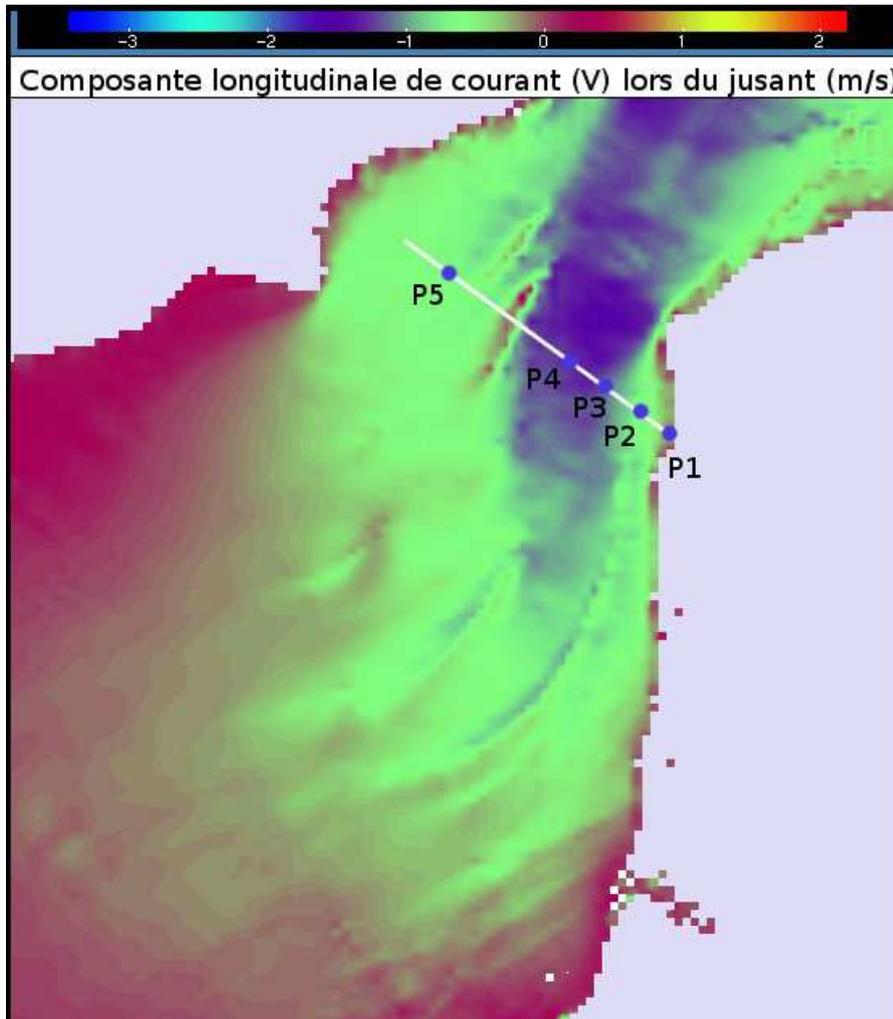


Fig. 3.11. Représentation de la circulation de surface instantanée au moment du jusant et localisation des points d'analyse des ellipses de courants lors d'un cycle de marée.

La Fig. 3.12 est le résultat de simulations de lâchers lagrangiens en différents points de la zone d'étude. On constate une accentuation de l'intensité de la dérive vers le Nord dans les parties plus profondes de la région (supérieures à 30m). De plus, on constate le trajet particulier suivi par les particules lâchées en zone proche côtière (2 km à l'Ouest du port de Boulogne) dû à l'effet de cap générant un tourbillon anticyclonique au Nord-est du cap Gris-Nez.

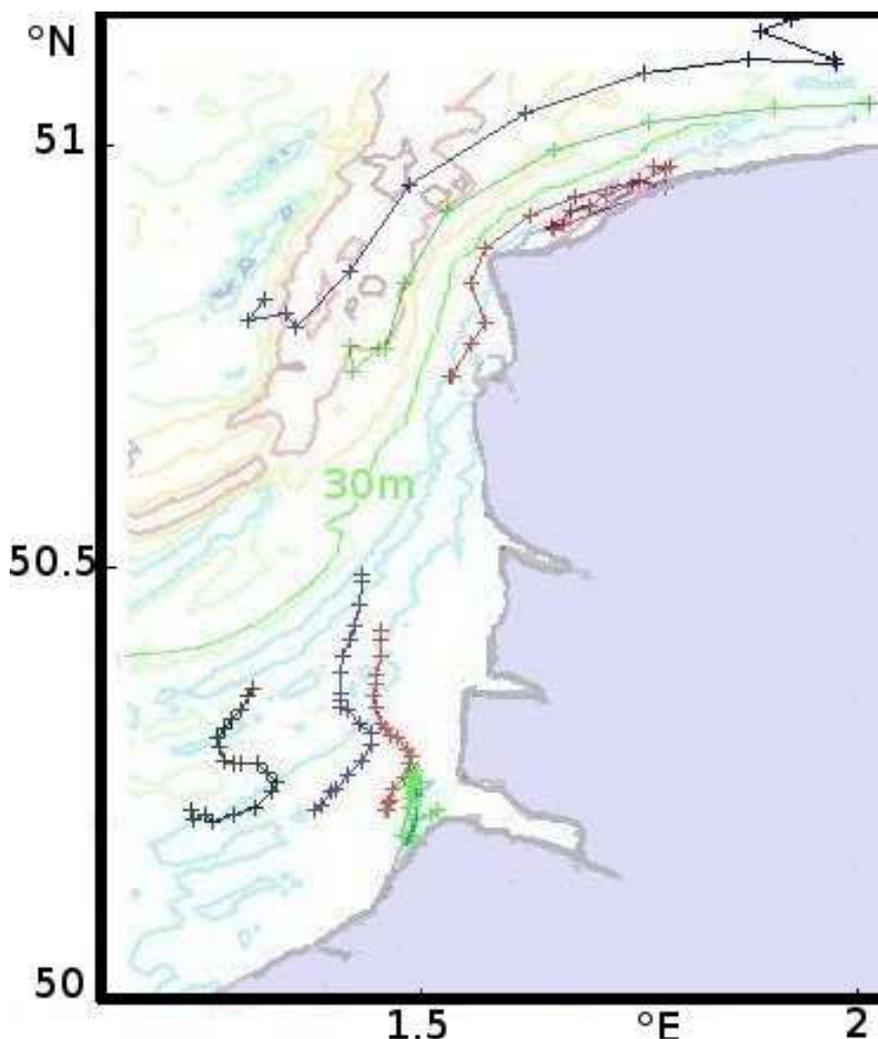


Fig. 3.12. Trajectoires du déplacement du barycentre d'un ensemble de particules lâchées en différents endroits de la zone côtière. Suivi effectué pendant 5 jours, chaque point de la trajectoire correspond à la position du barycentre après un cycle de marée. La bathymétrie est indiquée en couleur.

Dans la région Manche orientale, les caps et nombreux bancs de sable sont à l'origine de la formation de tourbillons (Ouhasine et Nguyen, 1992).

De plus, pour illustrer l'existence de deux régimes hydrodynamique distincts entre côte et large, la Fig. 3.13 présente les ellipses de courants calculées par MARS3D sur une section côte-large représentée sur la Fig. 3.13. On constate que de part et d'autre de l'isobathe 30m, les ellipses sont polarisées en sens inverse.

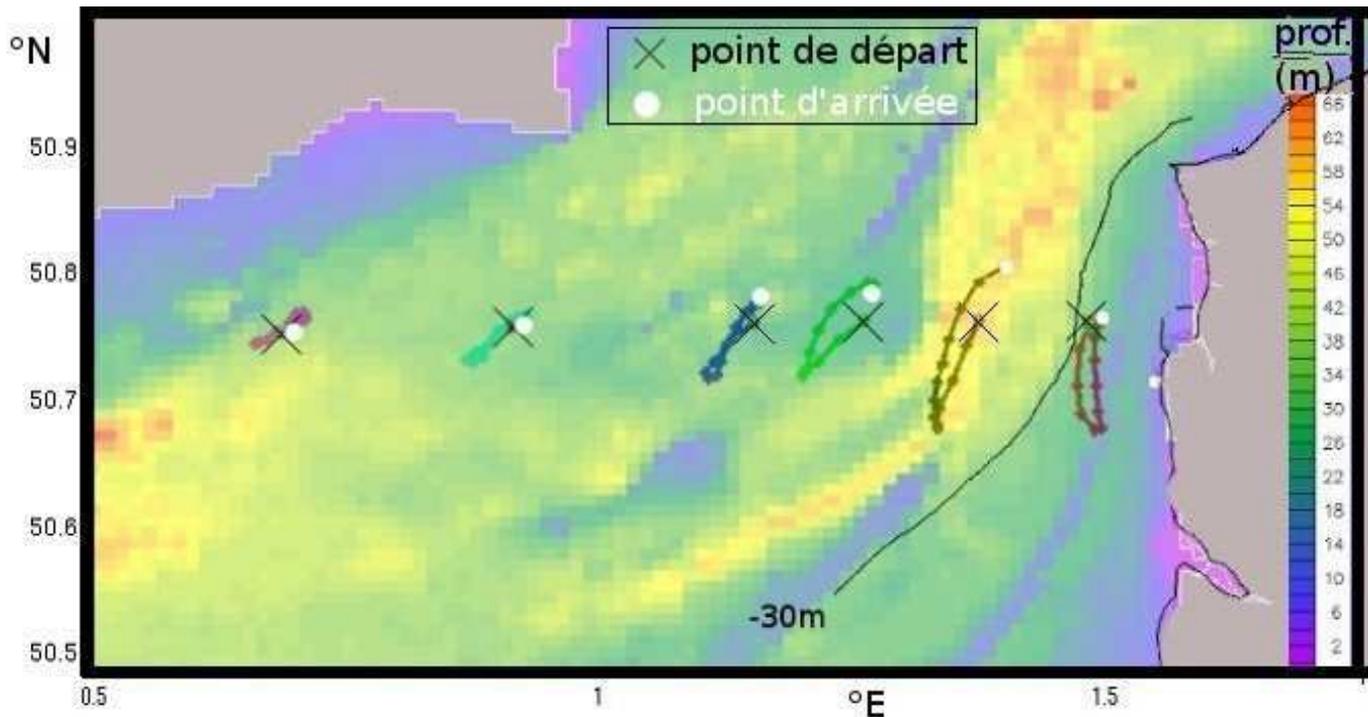


Fig. 3.13. Représentation des ellipses de courants de surface sur un axe transversal à la côte pour une durée de 13h. Mise en évidence de la différence de polarité de part et d'autre de l'isobathe 30m.

Dans la partie centrale de la Manche orientale, lors d'un cycle de marée, les courants décrivent des ellipses polarisées anticyclonique, sous l'effet conjugué des gradients de pressions et de la force de Coriolis. C'est la zone où la masse d'eau se déplace le plus vite avec un maximum observé dans le détroit. Côté français, on observe dans la zone proche littorale (profondeur < 30m), une polarisation cyclonique des ellipses de courant qui résulte de l'effet important du frottement sur le fond.

3.3.4 Variabilité temporelle de la circulation côtière

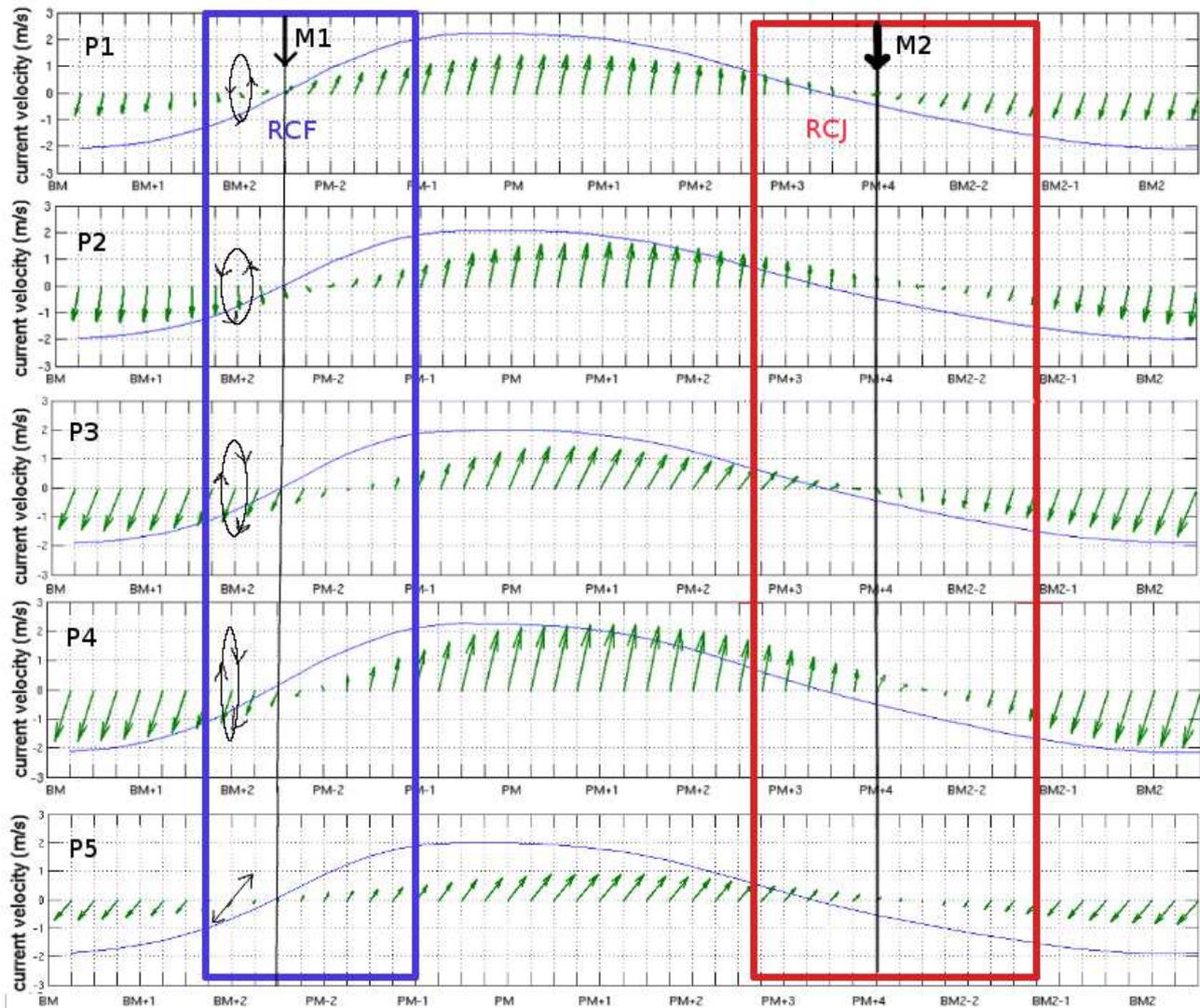


Fig. 3.14 Comparaison de l'évolution du courant pendant un cycle de marée sur une section côte/large représentée sur la Fig. 3.11; Mise en évidence des différences de polarité des ellipses de courant.

Lorsque l'on consulte la Fig. 3.14, on peut s'apercevoir qu'à certains moments du cycle de marée, sur la composante Ouest-est, les courants de surface convergent ou divergent au moment des renverses de courant. Si l'on extrait le vecteur vitesse de chaque station au moment des renverses, on peut mettre partiellement en exergue ces instants de convergence et divergence, car la précision est difficile à obtenir vu que le modèle a été configuré pour enregistrer des sorties horaires de courants. La figure 3.15, ci-dessus, synthétise ces résultats donnés par MARS3D au moment des renverses de courant.

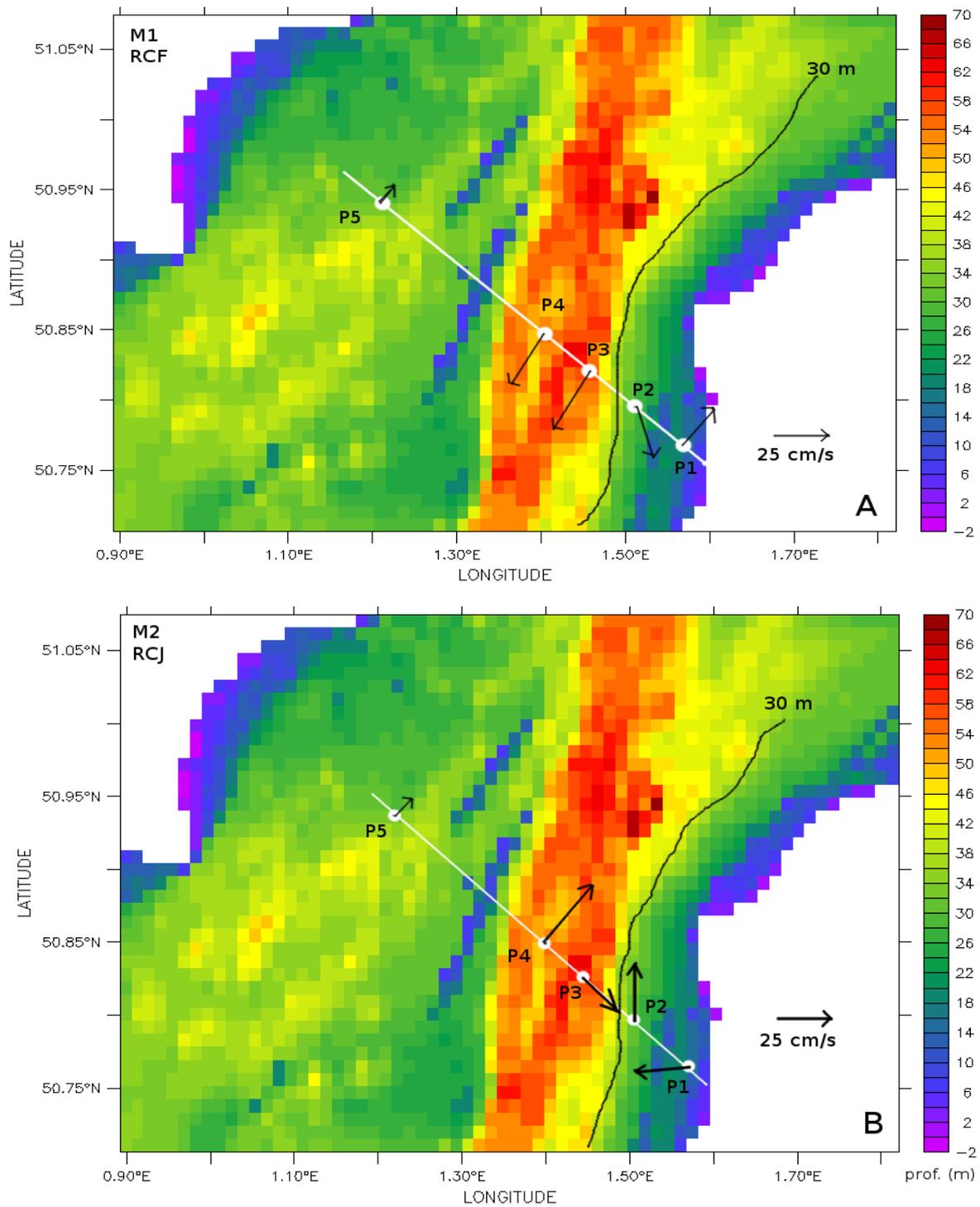


Fig. 3.15

a- courants de surface instantanés au moment M1 (Fig. 3.14) de la renverse de courant de flot (RCF). Mise en évidence de la divergence courantométrique.

b- courants de surface instantanés au moment M2 (Fig. 3.14) de la renverse de courant de jusant (RCJ). Mise en évidence de la convergence courantométrique.

3.4 Conclusions

Comprendre la dynamique des ROFI (Region Of Freshwater Influence) et les processus physiques qui contrôlent la dilution d'un panache d'eau douce en zone côtière est un des buts majeurs des recherches en océanographie côtière. Cette problématique est très liée aux problèmes de transport de sédiments ou de substances polluantes. Lorsqu'une masse d'eau douce pénètre dans une zone côtière, l'influence de la force de Coriolis tend à générer un courant côtier qui s'écoule depuis l'estuaire, le long de la côte, avec le rivage sur sa droite, dérivant vers la mer du Nord, appelé « fleuve côtier » en Manche orientale (Brylinski et Lagadeuc, 1990).

Les simulations numériques issues du modèle MARS 3D ont reproduit de nombreuses caractéristiques dynamiques des zones à influence d'eau douce. La complexité de ces zones particulières repose sur cette interaction subtile entre flux de chaleur et flux de densité au pouvoir « stratificateur » avec les forçages physiques aux pouvoirs « agitateur ».

Cette étude de l'hydrodynamique en région Manche orientale, intègre l'effet barotrope de la marée couplé avec l'effet barocline induit par les apports d'eau douce et les flux de chaleur.

Le déplacement de la marée et son interaction avec le fond induit une contrainte de cisaillement qui intervient sur le gradient horizontal de densité. Lorsque le frottement est fort, le gradient de densité horizontal est faible, et les déplacements vers le large sont réduits. Après une réduction du frottement, le gradient horizontal de densité augmente. Les déplacements vers le large s'intensifient ce qui favorise la stratification. L'homogénéisation verticale dure d'autant plus longtemps en proportion durant un cycle de marée semi-diurne que le marnage de la période concernée est grand. L'utilisation du modèle hydrodynamique MARS 3D a permis de vérifier certaines de ces hypothèses et résultats de terrain. Les calculs de courants résiduels et instantanés sous différents forçages sont en accords avec les mesures. Aussi, l'existence d'une zone de convergence-divergence de courants de surface a été identifiée en marge de la zone d'influence d'eau douce (ROFI). Sur la bande côtière (<30 m de profondeur), le frottement modifie les ellipses de courant de surface en inversant leur polarité (cyclonique) par rapport aux courants du large (ellipses anticycloniques). Les champs de courants alternent alors entre convergence (lorsqu' ils se font face) et divergence (lorsqu'ils s'éloignent) au niveau d'une zone frontale (isobathe 30 m).

La convergence de courants en conjugaison avec la dérive dominante vers le Nord ont une importance capitale sur la distribution spatiale et le transport de particules neutres (traceurs passifs).

Chapitre 4

Caractérisation du transport et de la dispersion de traceurs passifs sur le littoral du Nord-Pas -de-Calais : application à la rade de Boulogne-sur-Mer



Introduction

Prédire le transport, la dispersion et les voies de déplacement des polluants ainsi que de la matière dissoute et en suspension suscite un intérêt particulier en zones côtières. Les régimes complexes de mélange se produisant dans les eaux côtières sont le résultat de différents processus physiques. Les déplacements d'eau dans La Manche sont d'un intérêt général dans les études portant sur les ressources halieutiques, la qualité de l'eau, le transport de sédiments, la biologie marine ou la géochimie. Il est important pour la ville de Boulogne-sur-Mer de comprendre les mécanismes contrôlant le temps de résidence des eaux fluviales dans la rade, potentiellement chargées de bactéries comme les coliformes ou *E.Coli*. La mise en application de la loi cadre de l'eau (DCE) incite la commune à prendre en considération l'hydrodynamique pour mieux appréhender les problèmes liés à la qualité de l'eau dans l'enceinte de la rade de Boulogne et dans les eaux environnantes. Cette étude alimente en résultats et en informations les connaissances en matière de circulation locale soumise à des forçages multiples en régime mégatidal. Connaître les paramètres clefs qui influent sur la qualité de l'eau, constitue un aspect important dans la conception des ports dans leur contexte environnemental.

La qualité de l'eau dans le port de Boulogne-sur-Mer (BLM) est influencée principalement par le régime hydrodynamique, dont les variations sont modulées aux rythmes des marées, des vents et apports fluviaux. Les observations montrent l'existence d'un tourbillon anticyclonique dans la rade de Boulogne sur Mer qui influence la sédimentation dans les bassins intérieurs de la rade et le long de la digue. Ce phénomène est bien connu des usagers du port et semble être dû à la configuration géomorphologique de la rade.

Les forçages physiques externes (vents, débit), associés au forçage de la marée, agissent sur le transport et la dispersion des traceurs passifs, générant des configurations hydrodynamiques distinctives favorables au piégeage ou à l'évacuation des traceurs. Cette étude vise à mesurer l'effet combiné des forçages sur la circulation et le temps de résidence des substances transitant en rade de BLM. De plus, les effets des modifications morphologiques du port seront caractérisées en terme d'impact sur la circulation générale dans la rade de BLM et indirectement sur le temps de résidence des particules.

De nombreuses études d'impacts ont été réalisées vis à vis d'aménagements portuaires, Sánchez-Arcilla *et al.*, (2002) ont montrés que le temps de renouvellement des eaux et la capacité de vidange sont contrôlés par l'hydrodynamique du port étudié. En effet, l'évolution de la qualité de l'eau

dépend de l'hydrodynamique du milieu. Des études ont utilisées l'hydrodynamique pour prévoir la dispersion de nappes de pétrole (Comerma *et al.*, 2002) ou d'eutrophisation dans les bassins fermés (Lee and Arega, 1999). Ces études évaluent les pressions anthropiques sur l'environnement.

Caractériser la circulation dans un port permet aussi d'évaluer la dynamique sédimentaire et les changements geo-morphologiques (Zhow *et al.*, 2005). Comprendre le régime hydrodynamique est important pour résoudre les problèmes liés aux impacts environnementaux de mise en place d'un port et la détermination des mesures et des lois à envisager pour assurer une protection durable de l'environnement (Montaño-Ley *et al.*, 2007).

4.1 Domaine d'étude et méthodologie

4.1.1 Domaine d'étude

Le site d'étude se trouve dans la partie est de la Manche orientale, le long de la côte d'Opale, à l'entrée du Pas-de-Calais (Fig. 4.1). Le trait de côte dans la région est relativement régulier, orienté Sud-Nord et caractérisé par des falaises calcaires surplombant de grandes plages sableuses. De nombreux cours d'eau gagnent le littoral laissant place à des embouchures estuariennes et des baies (baie de Canche, Authie, Somme etc..). La profondeur dans la région n'excède pas 65 m et l'on peut observer de multiples bancs de sables orientés parallèlement à la côte.

Au dessus du banc de sable principal, nommé Bassure de Baas, (5km de long, 500m de large), la hauteur d'eau ne dépasse pas 2 m lors d'une marée basse de vive-eau.

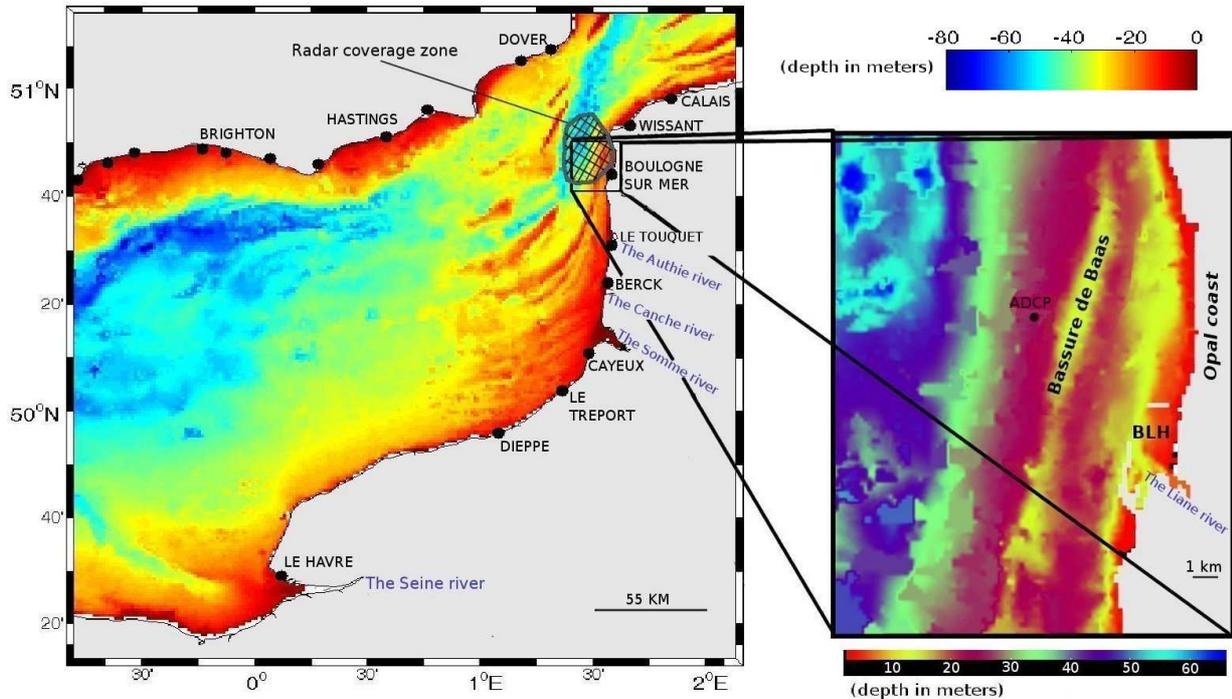


Fig. 4.1 La zone d'étude - Manche Orientale, avec le point de mesures ADCP, les marégraphes (en noir) et la zone de mesures radar VHF (en hachuré) et les principales villes de la région..

En zone proche côtière, les apports d'eau douce ont une influence significative sur la circulation locale. La majorité des apports proviennent de la Seine (80%), mais aussi de la Somme, la Canche et l'Authie. La conséquence de ces apports en eau douce se manifeste par l'existence d'un front halin séparant les eaux salées du large des eaux côtières moins salées. La Liane (cours d'eau se jettant dans la rade connaît une décharge annuelle moyenne avoisinant les 2 m³/s. Son débit est régulé par des écluses, et peut atteindre les 10 m³/s lorsque ces dernières sont ouvertes.

4.1.2 Le régime des vents

La figure 4.2 suivante présente la rose des vents enregistrés par la station météo du phare de Boulogne-sur-Mer sur une année à raison d'une figure par trimestre de l'année 2009.

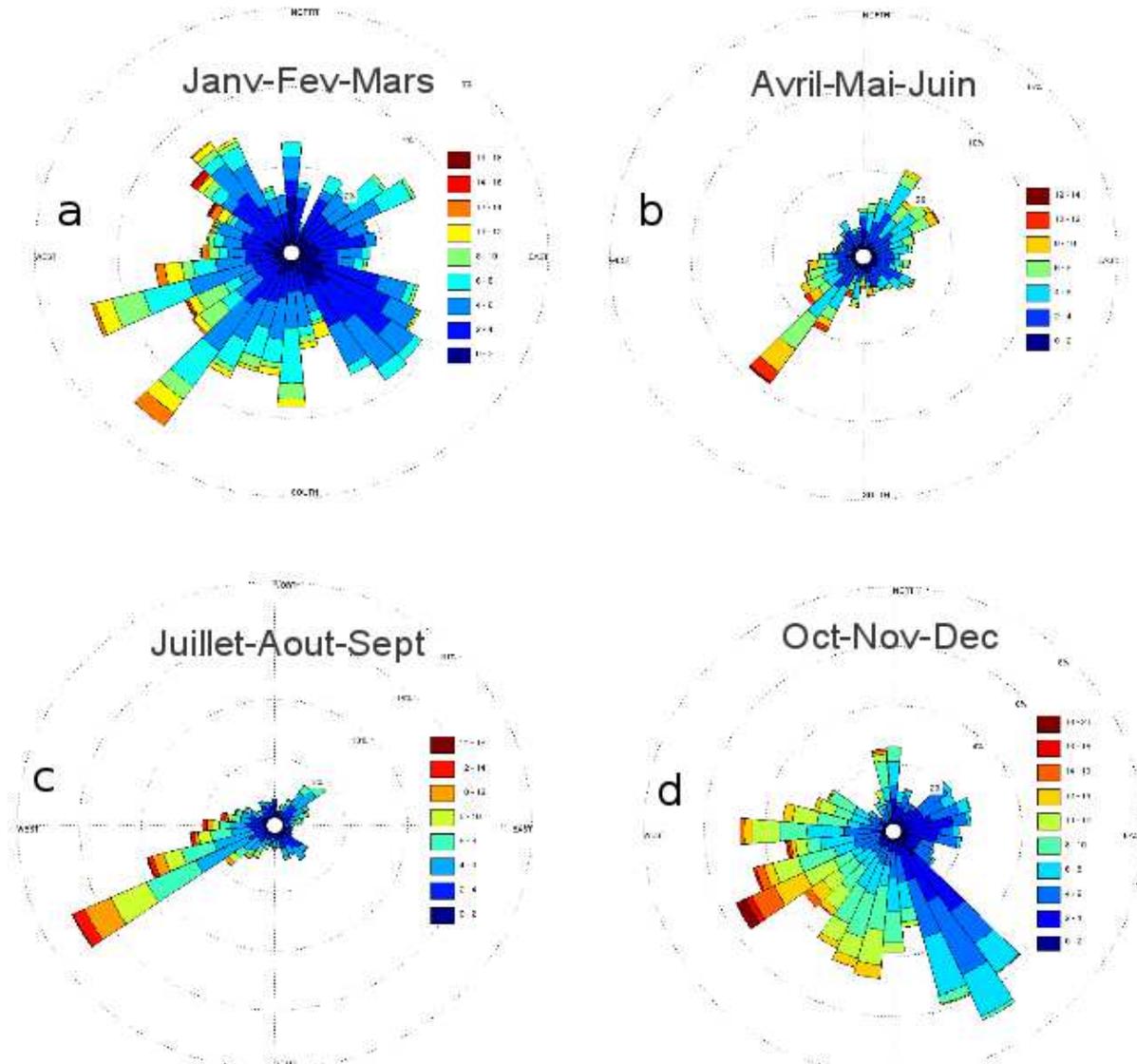


Fig. 4.2 (a,b,c,d) – Fréquence des vents par trimestre de l'année 2009 enregistrée au sémaphore de Boulogne-sur-Mer

La figure 4.2 montre l'existence de 2 régimes de vent pendant l'année 2009 avec une dominance assez marquée des vents de secteurs SO et NE d'avril à septembre (les plus fort étant de SO). Cela correspond au régime classique des vents de la région en période de printemps-été et un régime de vents plus tempétueux et multidirectionnel en période hivernale. En ce qui concerne la période d'étude, du 20 Mars au 20 Avril 2009, le vent a soufflé en alternance de secteur Nord-Nord-Est modéré (5 à 10 m/s) et de secteur Sud-Ouest modéré à fort (de 4 à 14 m/s).

4.1.3 La Liane

4.1.3.1 Hydrographie

La Liane est un fleuve fort abondant, mais assez irrégulier. Son débit a été observé durant une période de 27 ans (1965-1991), à Hesdigneul-lès-Boulogne, localité située près de BLM à peu de distance de son embouchure. Le bassin versant du fleuve est de 196 km² (soit 80% de sa totalité qui fait 244km²). Le débit du fleuve à Hesdigneul-lès-Boulogne est d'environ 3m³/s.

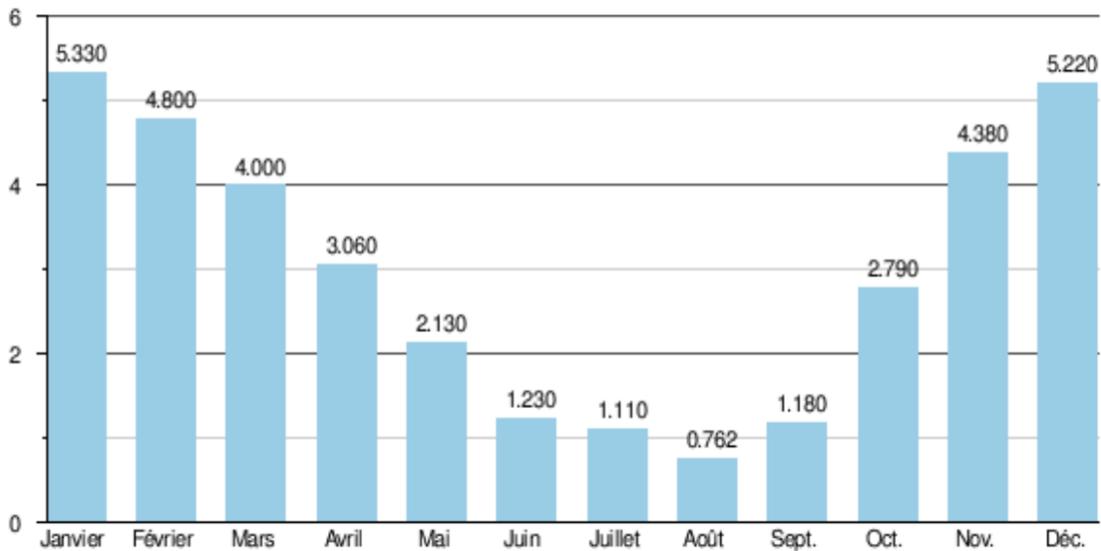


Fig. 4.3 Débit moyen mensuel (en m³) de la Liane mesuré à Hesdigneul-lès-boulogne et établi sur une base de données statistique de 27 ans.

Comme son voisin le Wimereux, la Liane présente des fluctuations saisonnières de débit très marquées, et ce, à l'inverse de la plupart des cours d'eau du Pas-de-Calais. Les hautes eaux ont lieu à la fin de l'automne et en hiver et se caractérisent par des débits mensuels moyens situés entre 3,06 et 5,33 m³/s., de novembre à mars inclus (avec un maximum en janvier). Les basses eaux ont lieu en été, de juin à septembre, avec une baisse du débit moyen mensuel allant jusqu'à 0,76 m³ au mois d'août (Fig. 4.3).

4.1.3.2 État écologique de la Liane

Sauf près de la source, la qualité de son eau était médiocre à nettement polluée dans les années 1980-1990, en raison de rejets industriels et urbains notamment. Actuellement, les villes et industries polluent moins, mais le labour ayant gagné du terrain au détriment du bocage et des herbages qui ont reculé dans cette région, l'érosion agricole et les sols maintenus nus en hiver et en automne sont une cause de turbidité presque constante de la Liane. En 2005, l'eau de la Liane reste turbide et de qualité insatisfaisante: trop de nitrates et de matières organiques dès Carly, selon l'Agence de l'eau. A l'embouchure à Boulogne, les eaux de la Liane sont qualifiées de qualité mauvaise : indice SEQ-eau orange, tous les indicateurs étant mauvais : macro-polluants, matières organiques et oxydables, matières azotées (nitrates), matières phosphorées. La situation devrait être améliorée par l'application de la D.C.E et du SAGE (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux) local. Depuis quelques années, une association de pêcheurs tente, par diverses animations, de faire connaître la Liane autrement. Elle a en effet la réputation d'être très polluée (ce qui est vrai aux abords de la ville de Boulogne-sur-Mer) alors qu'à certains endroits la Liane est une très belle rivière où pullulent les poissons, l'APVL (Association des Pêcheurs de la Vallée de la Liane) y reversant même régulièrement des truites sauvages pour repeupler la rivière des poissons qu'elle a pêchés.

4.1.4 Méthodologie

4.1.4.1 Configuration du modèle

Dans cette étude nous avons utilisé MARS 3D paramétré avec 20 niveaux verticaux (niveau de sigma non-équidistants, les couches étant plus serrées en surface et au fond) pour simuler de façon réaliste, la circulation induite par la marée en conjugaison avec le forçage éolien et les apports fluviaux. Les conditions aux limites sont fournis au modèle haute résolution dit 'local', (R2 sur la Fig. 4.4) par le modèle de rang supérieur (R1). Une description détaillée de la mise en place du modèle est disponible au chapitre 2.

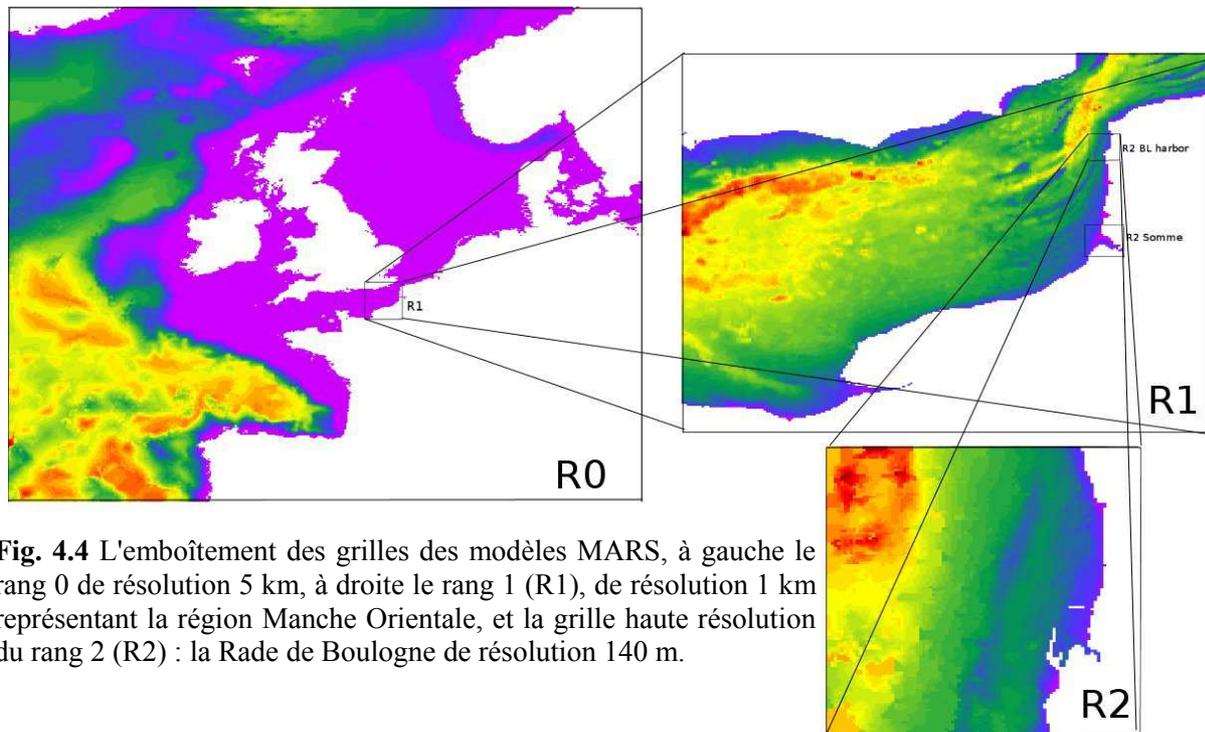


Fig. 4.4 L'emboîtement des grilles des modèles MARS, à gauche le rang 0 de résolution 5 km, à droite le rang 1 (R1), de résolution 1 km représentant la région Manche Orientale, et la grille haute résolution du rang 2 (R2) : la Rade de Boulogne de résolution 140 m.

4.1.4.2 Le suivi lagrangien.

En utilisant l'outil informatique lagrangien, Ichthyop, pour simuler la dispersion et le piégeage des particules, un ensemble de lâchers de particules a été effectué pour évaluer tout d'abord, les effets de la marée uniquement sur la répartition des particules et quantifier leur temps de résidence dans la rade.

Un millier de particules a été lâché à l'exutoire de la Liane, et une attention particulière a été portée sur les moments de lâcher pendant le cycle de marée. Deux cas ont été distingués, l'un pour un lâcher intervenant pendant le flot et l'autre pendant le jusant. Dans un second temps, les forçages extérieurs ont été ajoutés aux simulations (vents, débit) et leurs effets respectifs sur la circulation seront mis en évidence. Pour finir, une étude particulière a été effectuée pour quantifier les effets des changements morphologiques du port sur le temps de résidence des particules dans l'enceinte du port. Le lieu de lâcher a été chois de façon à être représentatif d'une situation réelle, à savoir l'ouverture l'arrivée dans l'enceinte de la rade de Boulogne des eaux de la Liane suite à l'ouverture des écluses.

4.1.4.3 Campagne de mesure ADCP (Mars 2012)

Une campagne en mer réalisée le 27 et 28 mars 2012, pour mettre en évidence l'existence du tourbillon anti-cyclonique de la rade et mesurer sa dynamique. Une sortie a donc été organisée, autour de la pleine mer, avec un zodiac et un système pour tracter l'ADCP (1.2Mhz) sur une plate-forme de surface capable de recevoir plusieurs instruments et capteurs (voir détails paragraphe 2.5.7.3). A titre d'exemple, la figure illustre la manipulation effectuée en rade de Boulogne. Les résultats tirés de cette campagne in-situ seront détaillés ultérieurement (paragraphe 4.2.1).

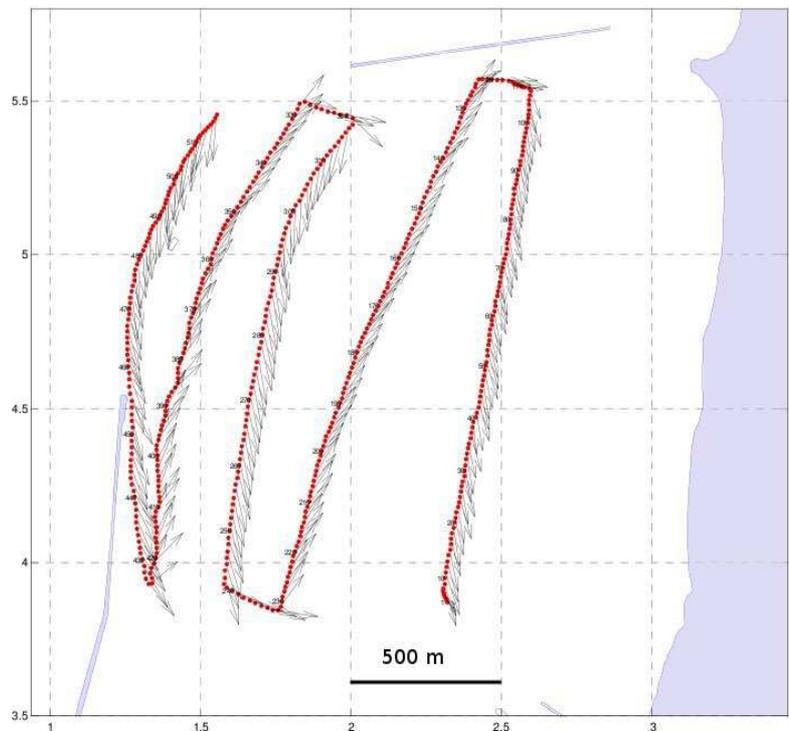


Fig. 2.14 Courants de surface le long du trajet effectué par le bateau (après le traitement et correction de vitesse du bateau).

4.2 L'hydrodynamisme dans la rade de Boulogne-sur-Mer

L'interaction entre les différentes composantes harmonique de marée est le facteur dominant la variabilité de l'élévation de la surface libre de la mer; Cette variabilité s'exprime à BLM par un marnage pouvant dépasser les 8 m. Les amplitudes de vitesses varient de 1 à 2 m/s sur le domaine d'étude. Les simulations ont révélées une asymétrie significative dans l'élévation du niveau de la mer et des courants associés causée par la contribution d'un rang supérieur (quart diurne) des ondes harmoniques de marée M4,MS4, et MN4. La durée du jusant dépasse d'environ deux heures celle du flot et les pics de courant maximum se produisent pendant le flot.

De plus, les courants de marée associés à l'élévation de la surface libre sont en retards d'environ 2,5 h. Ainsi, la renverse de courant se produit respectivement 2,5 h et 3 h après l'arrivée de la haute mer et de la basse mer à BLM.

La circulation dans la rade de BLM est bien plus faible, les courants max ne dépassent pas les 0.6 m/s pour un flot de marée moyenne. L'évolution de la vitesse pendant un cycle de marée est marquée par une asymétrie assez prononcée. Ce fait est dû aux schémas de circulation très différents entre flot et jusant. Un gyre anticyclonique se forme lors du flot dans l'enceinte du port de BLM (voir photo aérienne). Il apparait environ 2 heures avant la marée haute et disparaît environ 2 heures après. Son temps d'existence étant lié aux marnages et au forçages extérieurs du moments (vents, débit). C'est un exemple typique de "courant de cavité" fréquemment utilisé pour tester des codes numériques en mécanique des fluides (Gildor *et al.*, 2010; Takeoka and Murao, 1993). A partir de la renverse de courant de flot, le tourbillon se met en place dans la rade en donnant lieu à des courants giratoires qui entraînent la masse d'eau interne vers l'extérieur du port. Cela dure pendant le temps d'existence du tourbillon, c'est à dire jusqu'à la renverse de courant de jusant.

A partir de cet instant, le courant de marée au large, s'oriente vers le Sud, et vers l'Ouest à l'intérieur de la rade. La vitesse la plus faible relevée s'observe autour de la marée basse. A ce moment, la faible hauteur d'eau ainsi que les grands espaces découverts affectent le courant de jusant d'un phénomène de friction important permettant une homogénéisation de la colonne d'eau.

La première partie de l'étude vise à caractériser les courants induits par la marée dans la rade en vue d'élaborer un schéma de circulation. Cette première simulation prend en compte seulement le forçage de la marée, aucun vent ni apports d'eaux fluviales, et se déroule sur 20 jours afin d'intégrer les périodes de vives-eaux et mortes-eaux.

4.2.1 Courants instantanés

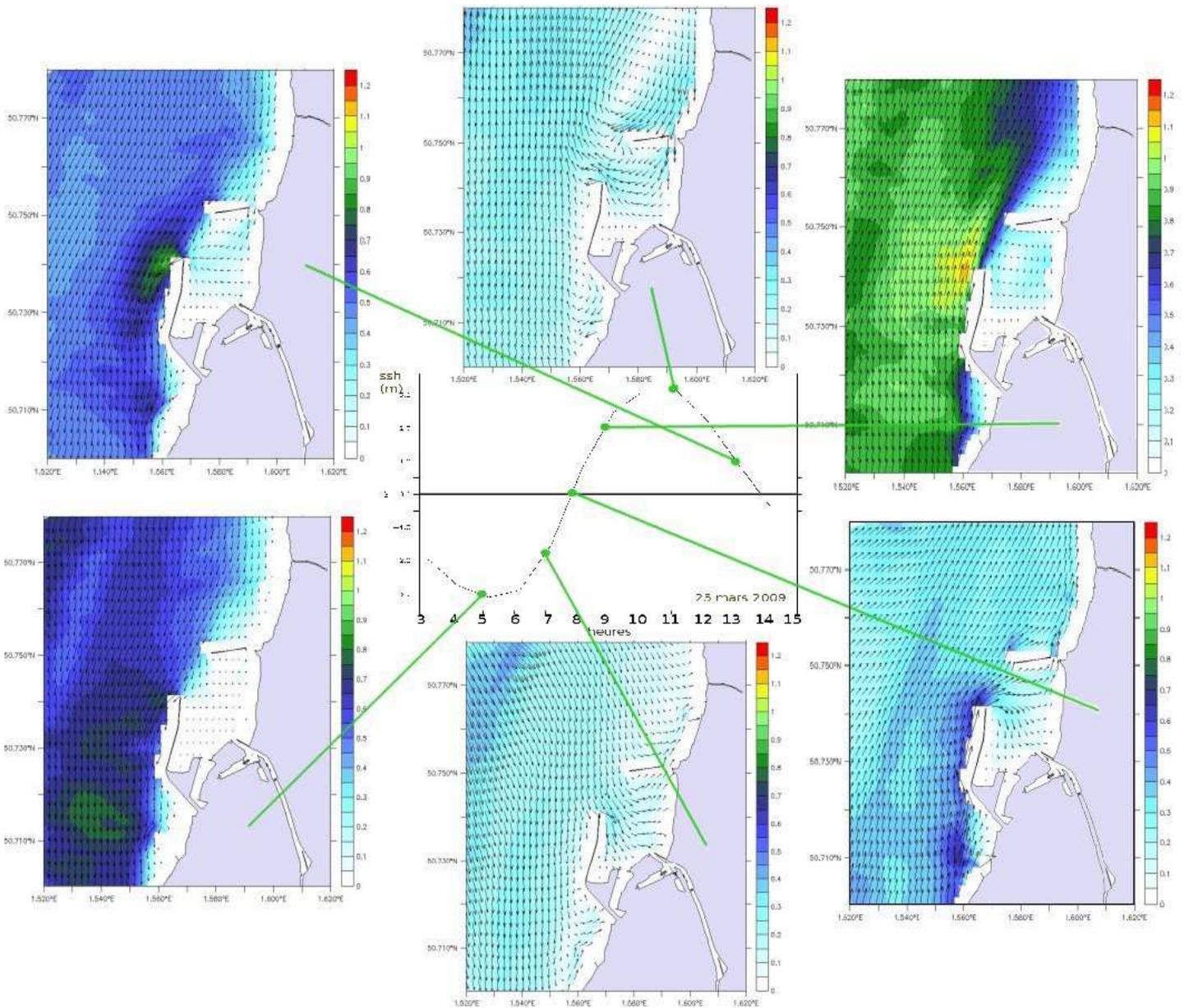


Fig. 4.6: Courants instantanés dans la rade de .B.L sur un cycle de marée le 25 MARS 2012

La figure 4.6 ci-dessus présente 6 vues synoptiques de la circulation pendant un cycle de marée dans le domaine d'étude. Le modèle reproduit le tourbillon anticyclonique qui se produit 2 heures avant la marée haute et dure approximativement 4 heures. Un courant vers le Sud-Ouest succède au tourbillon dans l'enceinte de la rade, caractérisant le régime de jusant.

4.2.2 Courants résiduels et moyens.

Les courants résiduels de surface, correspondant à 10 cycles de marée (Fig. 4.7), ont été calculés, ainsi que les courants de surface moyens de flot (Fig.4.8) , à partir de la renverse de flot jusqu'à avant la renverse de jusant, et les courants de surface moyens de jusant (Fig. 4.9) à partir de la renverse de jusant jusque avant la renverse de flot.

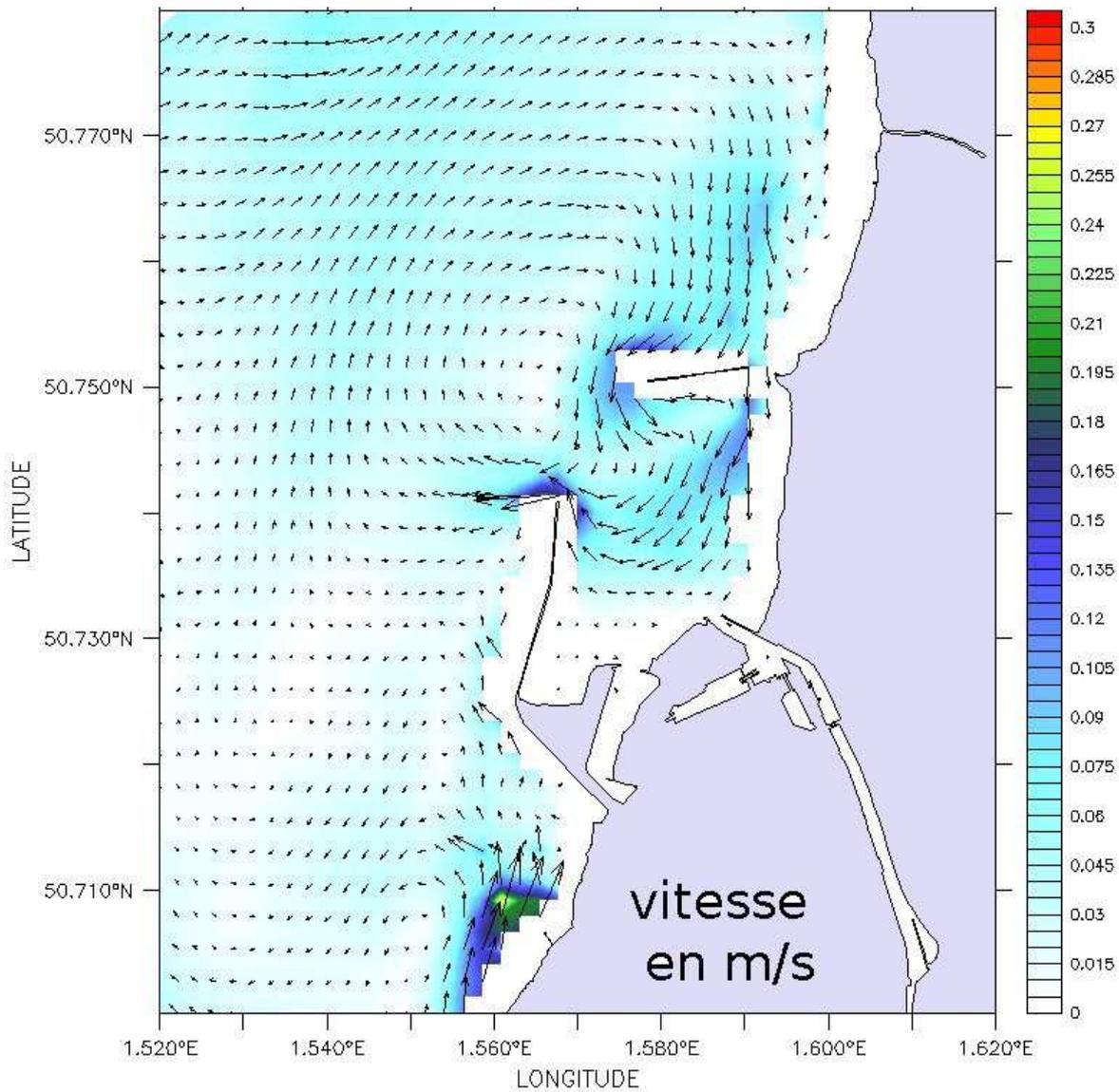


Fig. 4.7 Courant résiduels pour 128h

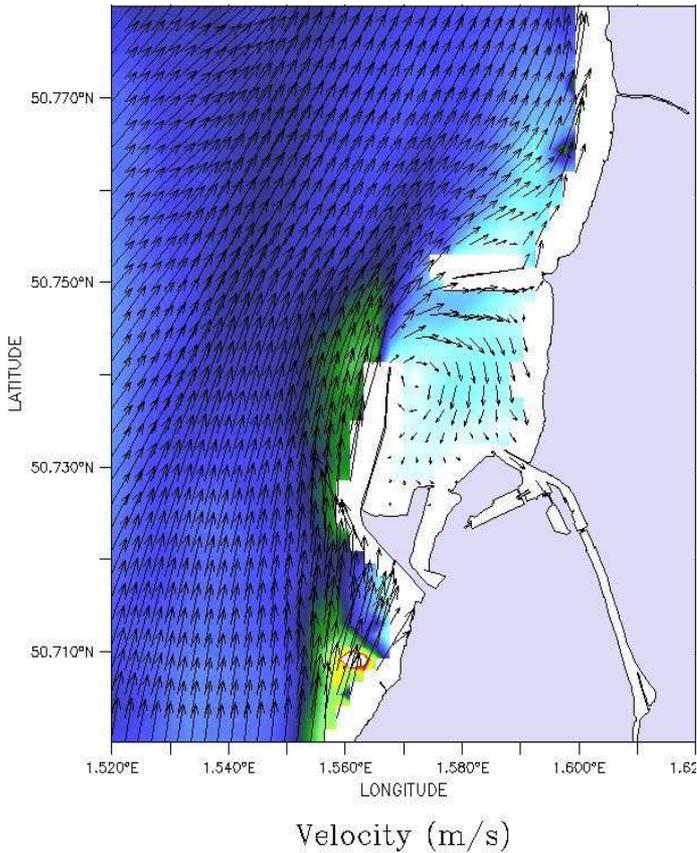


Fig. . 4.8 Courant moyen de flot (5H)

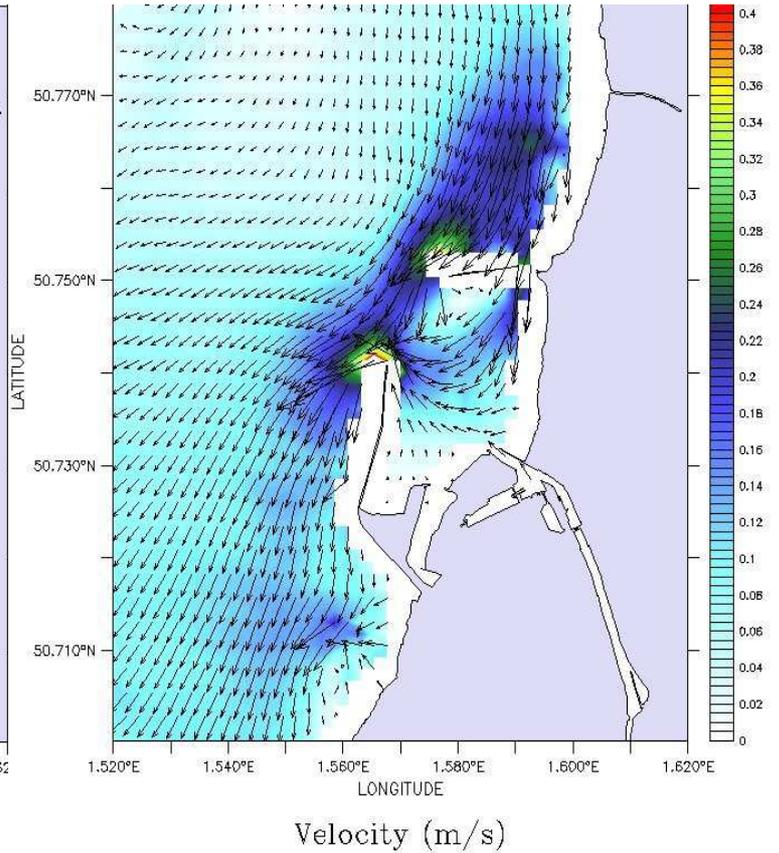


Fig. .4.9 Courant moyen de jusant (5H)

4.2.3 Effet de la marée sur le transport et la dispersion

La première partie de cette étude consistait à identifier le courant giratoire se produisant lors d'intrusion de la marée dans le port de Boulogne-sur-Mer et de déterminer le schéma global de circulation dans l'enceinte du port. Dans une région mégatidale comme la nôtre, où la marée contrôle en majorité la circulation côtière, des expérimentations numériques ont été réalisées avec la marée comme seule forçage (pas de vents ni d'apports fluviaux) afin de souligner la circulation exclusivement induite par la marée en mesurant l'effet sur la circulation selon les variations du marnage. La figure 4.10 ci-dessus, montre deux photographies aériennes de BLH présent respectivement 1 h avant et 2 h après la pleine mer (Fig. 4.10, a et b) ainsi que la représentation hydrodynamique donnée par MARS 3D pour le même instant du cycle de marée. On peut voir que le modèle donne une bonne représentation du tourbillon anti-cyclonique se produisant environ 2h avant la marée haute jusqu'à 2 heures après. Ce chapitre illustre la genèse et dynamique de ce gyre et son rôle dans les processus de transport et dispersion dans la rade de BL.

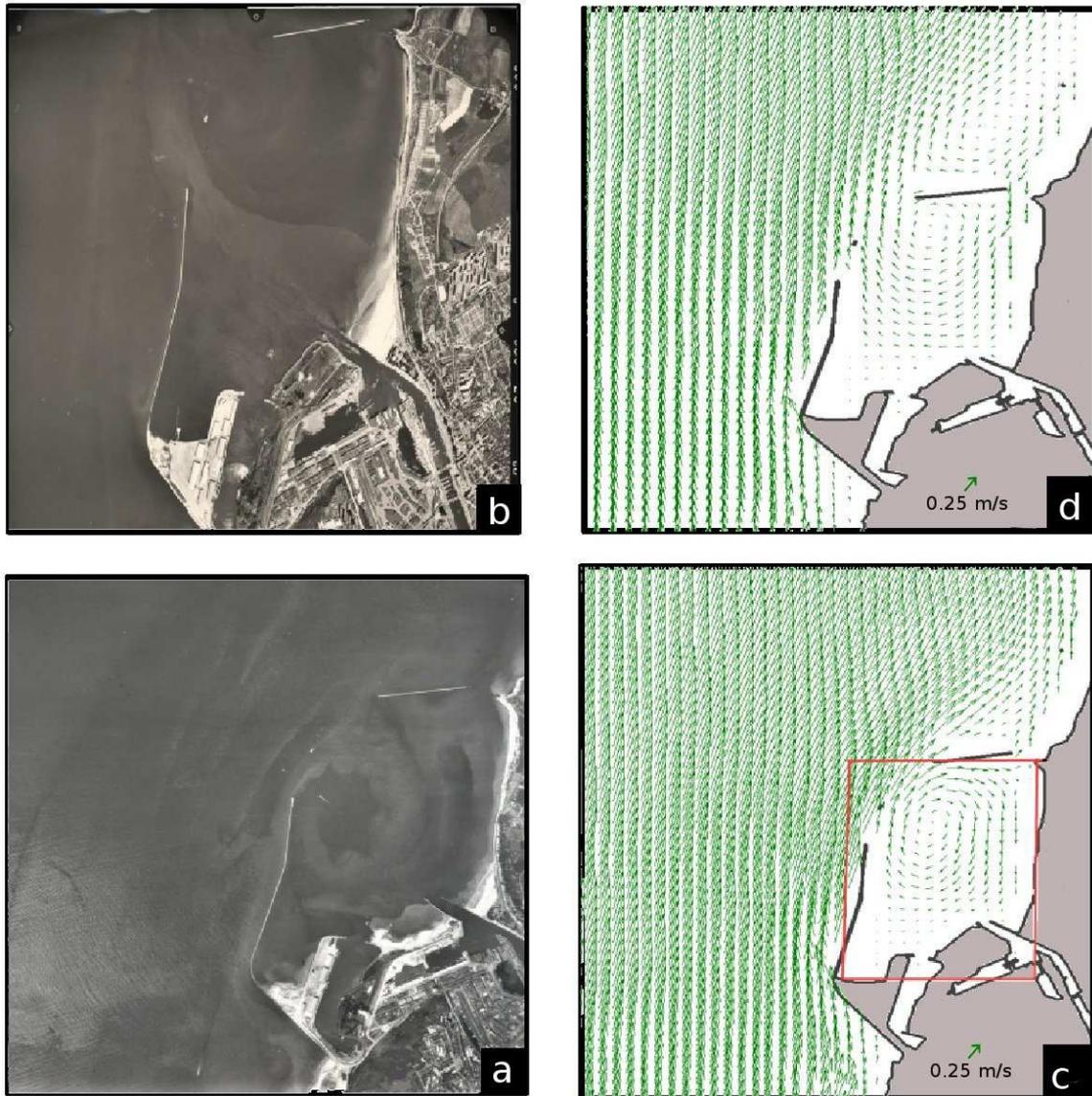


Fig. 4.10 Photos aériennes IGN de la rade de BLM présent respectivement à PM-1 (a) et PM+2 (b) et la représentation donnée par le modèle MARS3D pour les mêmes instants hydrodynamique (c) pour PM-1, et (d) pour PM+2

Le but était de reproduire convenablement le gyre anticyclonique induit par la marée montante dans le port de BLH. Plus l'énergie véhiculée par la marée est importante (augmentation de l'intensité du courant avec le marnage) plus vite seront évacuées les particules hors du domaine et réciproquement. Ainsi, les périodes de morte-eau représentent des moments où l'hydrodynamique de la rade est particulièrement réduite augmentant considérablement le temps de transit des particules dans la rade.

La figure 4.11 montre l'évolution de la quantité de particules dans la rade en fonction du temps (en heures). Nous avons déterminé pour chaque cas, deux paramètres clés, le «T90» et le «T50», qui représentent, respectivement, le temps nécessaire pour évacuer 90% et 50% des particules du domaine (encadré rouge Fig. 4.11).

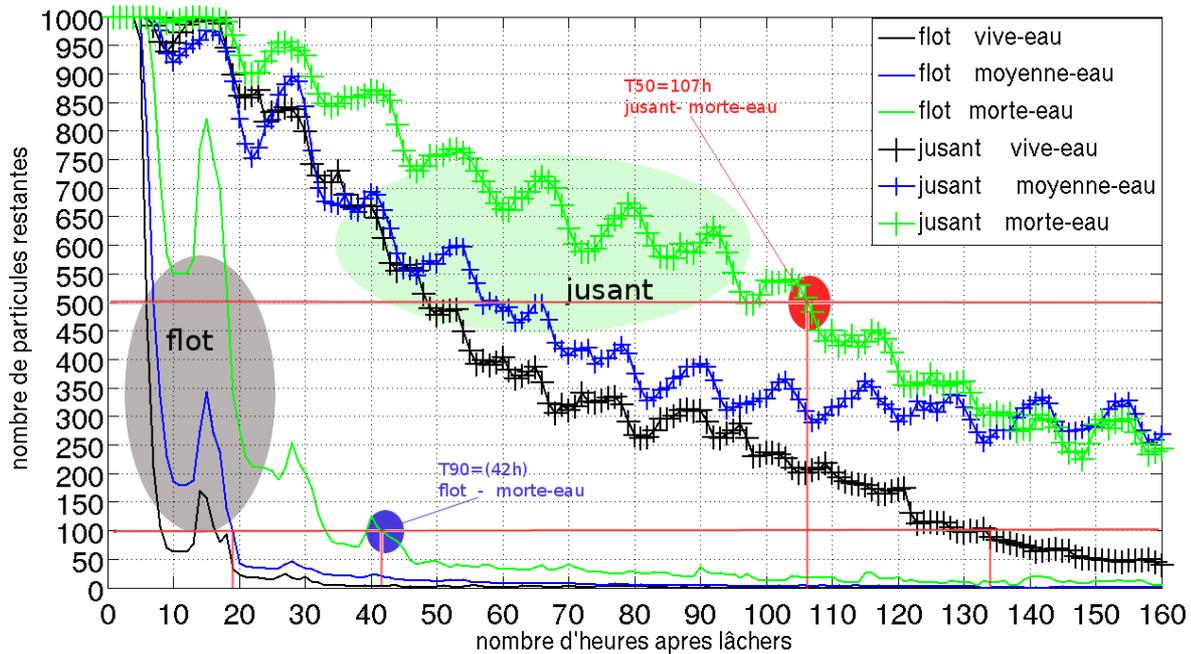


Fig. 4.11 Évolution de la quantité de particules restant dans la rade en fonction du temps (en heures) et tableau des résultats de T50 et T90 pour chaque cas, simulés avec la marée comme seul forçage.

Les résultats sont exposés dans le tableau T.4.1 en terme de T90 et T50 pour des lâchers se produisant pendant 3 coefficients de marée (vive-eau, marée moyenne et morte-eau) et pour deux périodes différentes du cycle de marée semi-diurne : une heure avant la marée haute, (nommé T0) et une heure avant la marée basse (T0+6). Cette première expérience a révélé que le moment de lâcher agit de façon significative sur le temps de résidence des particules. Le rapport $T90_{\text{jusant}} / T90_{\text{flot}}$ varie d'un facteur 4 à 8 avec le marnage, comme par exemple pour une période de vive-eau, ou il est proche de 8 ($T90_{\text{jusant}} = 128\text{h}$; $T90_{\text{flot}} = 17\text{h}$; $128/17 = 7.6$). Pour expliquer ce phénomène, il est important de prendre en considération l'existence du tourbillon anticyclonique dont l'effet est déterminant sur le transport et la dispersion des particules. Pendant le flot, les particules bénéficient de la mise en place du gyre qui portent les particules vers la sortie Nord-Ouest de la rade. Par contre, pendant le jusant, du gyre anticyclonique n'existe plus laissant place après la renverse de courant, au simple courant de dérive Sud, induit par la marée. Les particules sont alors transportées durant les première heures qui suivent le lâcher, vers la partie Sud de la rade où les courants résiduels sont très faibles et où la sédimentation est forte. Une fois arrivées dans cette zone isolée et calme du port, le temps de résidence des particules est alors accru.

La figure 4.12 renseigne sur l'évolution des trajectoires du barycentre de masse du nuage de particules au cours du temps. Il apparaît sur la figure que les lâchers réalisés en période de flot ont décrits des trajectoires plus portées vers l'Ouest avec une distance parcourue maximum en période

de vive-eau. Pour des lâchers pendant le jusant, les trajectoires traduisent un certain confinement du nuage de particules dans la zone SE du port.

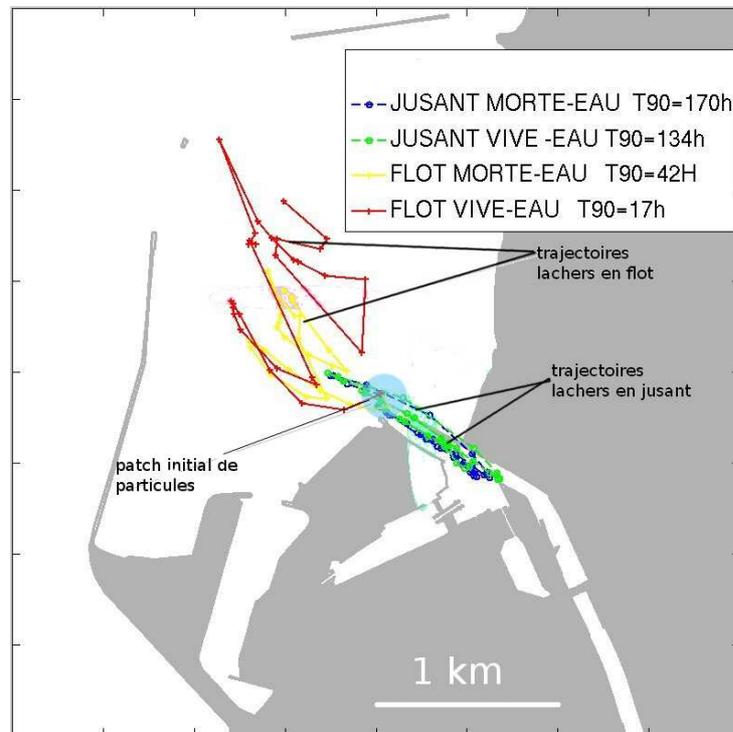


Fig. 4.12 Trajectoires du barycentre de nuages de particules lâchées à différents moments (flot ou jusant) et suivies pendant 30h .

Cette première étude souligne l'importance du moment de lâcher (à marée haute ou marée basse). Il joue un rôle important dans le temps de résidence des particules (TRP) dans la rade. Pour le même spectre de marée, le ratio entre le T90 d'un lâcher se produisant pendant le jusant et le flot est considérablement différent. Le temps de résidence des particules est environ 8 fois plus long pour le jusant que pour le flot pendant les marées de vives-eaux et environ 4 fois plus long pendant les mortes-eaux.

La Fig. 4.13 montre une cartographie de la circulation de surface donnée par l'ADCP (placé entre 0.5 et 1.5m de profondeur), lors de la campagne en mer de mars 2012, une heure avant la pleine mer (PM-1) et une heure avant la basse mer (BM-1), dans la rade. Le gyre anticyclonique est bien en place, de forme symétrique et localisé au milieu de la rade. Les vitesses au centre du gyre sont quasiment nulles, et atteignent un maximum compris entre 0.5 et 0.6 m/s sur les bords. La comparaison entre les vitesses mesurées et celles calculées par le modèle à la même date (27 mars 2012) sont très satisfaisantes. Une comparaison qualitative révèle que les vitesses sont légèrement

sous-estimées par le modèle dans la partie Sud du port probablement à cause d'un manque de précision dans la représentation du frottement sur le fond engendré par l'interaction des courants et de la bathymétrie. Lors du jusant, nous n'avons pas détecté de courant tourbillonnaires, cependant, une vorticité positive du courant de surface a été observée. La cartographie des courants de surface donnée par l' ADCP (Fig. 4.13- c) montre le fort courant de jusant orienté Sud en sortie de rade. Les courants simulés par le modèle donnent le même type de résultats : Ouest / Sud-Ouest à l'intérieur du port et Sud à l'extérieur, avec des intensités de vitesses du même ordre de grandeur.

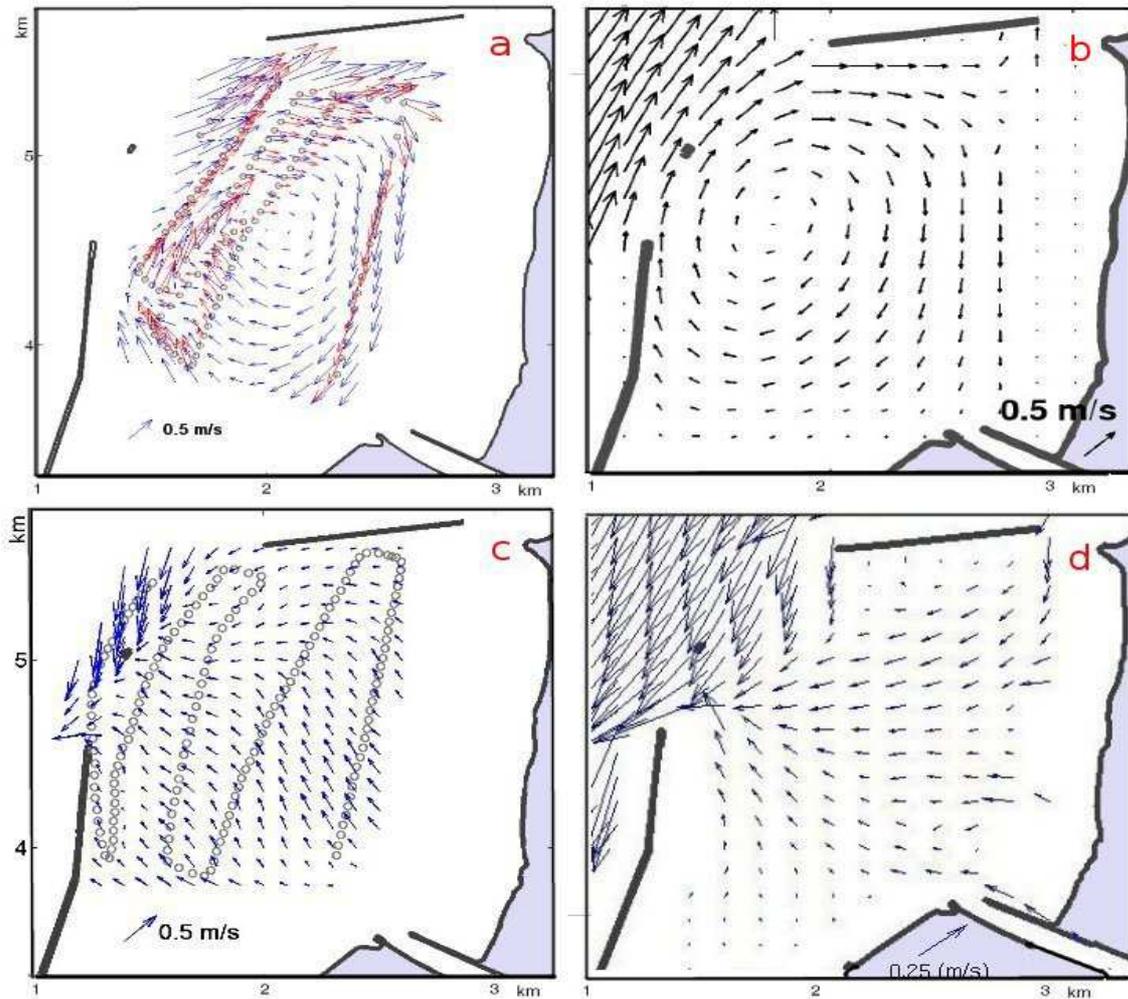


Fig. 4.13

(a) cartographie ADCP des courants de surface pendant le flot (PM-1).

(b) Courants de surface donnés par le modèle pendant le flot (PM-1).

(c) cartographie ADCP des courants de surface pendant le jusant(BM-1).

(d) Courant de surface donnés par le modèle pendant le jusant (BM-1).

Les vitesses enregistrées par l'ADCP ont été moyennées toutes les minutes et interpolées spatialement par une technique de krigeage. Les cercles gris et rouge représentent les points de mesures le long du trajet effectué par le bateau.

4.3 Sensibilité du transport aux forçages physiques

La même stratégie que celle présentée précédemment a été utilisée pour souligner les impacts des forçages physiques, comme le vent et les apports fluviaux, sur la circulation. Quatre simulations ont eu lieu pour la même période, deux d'entre elles mises en place pour deux directions de vent différentes (Nord-est et Sud-Ouest) mais de la même intensité (6m/s), les 2 autres concernent les apports fluviaux, simulant 2 régimes fluviaux différents, l'un de 2 m³/s. et le second de 10 m³/s.. Nous avons distingué à nouveau deux instants de lâcher (flot et jusant) et les résultats sont présentés ci-dessous :

Flot de vive-eau			Jusant de vive-eau		
forçages	T50	T90	forçages	T50	T90
marée seule	6h	17h	marée seule	48h	128h
marée +NE6	6h	7h	marée +NE6	25h	97h
marée +NE12	4h	6h	marée +NE12	39h	162h
marée +SW6	18h	48h	marée +SW6	22h	25h
marée +SW12	12h	40h	marée +SW12	18h	35h
marée +DEB2	6h	19h	marée +DEB2	38h	125h
marée +DEB10	6h	15h	marée +DEB10	10h	34h
« enlèvement »	7h	15h	« enlèvement »	53h	136h
« connectée »	8h	20h	« connectée »	14h	125h
« ouverture sud »	9h	32h	« ouverture sud »	22h	60h
Flot de morte-eau			Jusant de morte-eau		
forçages	T50	T90	forçages	T50	T90
marée seule	18H	42H	marée seule	107h	+180h
marée +NE6	6h	8h	marée +NE6	38h	115h
marée +NE12	6h	18h	marée +NE12	38h	178h
marée +SW6	21h	116h	marée +SW6	27h	115h
marée +SW12	25h	72h	marée +SW12	19h	48h
marée +DEB2	8h	34h	marée +DEB2	15h	140h
marée +DEB10	8h	28h	marée +DEB10	12h	34h
« enlèvement »	18H	30h	« enlèvement »	110h	+180h
« connectée »	8h	18h	« connectée »	13h	47h
« ouverture sud »	16h	45h	« ouverture sud »	25h	90h

Tableau T.4.1: résumé de tous les T90 pour chaque forçages, marnage et moment de lâcher (flot/jusant)

Afin d'estimer la contribution de chaque paramètre dans le piégeage ou l'évacuation des particules dans la rade, nous avons déterminé un ratio, représentant l'indicateur de piégeage (nommé Ip) et

défini comme le rapport entre le T90 « marée + forçage » et le T90 « marée seule ». Si « Ip » est supérieur à 1, cela veut dire que le forçage concerné favorise le piégeage. S'il est inférieur, il favorise l'évacuation. Le tableau T.4.2 donne l'indicateur de piégeage et/ou d'évacuation (Ip) pour chaque forçages. Il représente donc l'effet du forçage par rapport à l'effet de la marée sur le temps de résidence.

Ip - flot

forçages	Vive-eau	Morte-eau	<i>moyenne</i>
Vent NE(6)	0,411	0,19	0,301
vent SO(6)	2,52	2,76	2,640
vent NE(12)	0,35	0,42	0,385
vent SO(12)	2,35	1,71	2,030
debit 2 M3/s	1,11	0,8	0,955
debit 10 M3/s	0,88	0,66	0,770
« enlèvement »	0.88	0.71	0.79
« connection »	1,17	0,42	0,795
« ouverture »	1,88	1,07	1,475

Ip - jusant

forçages	Vive-eau	Morte-eau	<i>moyenne</i>
Vent NE(6)	0,72	<0,63	<0.72
vent SO(6)	0,18	<0,63	<0.33
vent NE(12)	1,26	0,99	<1,13
vent SO(12)	0,27	<0,26	<0,265
debit 2 M3/s	0,93	<0,77	<0.93
debit 10 M3/s	0,25	<0,18	<0.215
« enlèvement »	1,06	1	1,03
« connection »	0,97	<0,26	<0,61
« ouverture »	0,46	<0,5	<0,48

Tableau T.4.2 -Indicateur de piegeage :

$$T_i = \frac{T90_{\text{marée+forçage}}}{T90_{\text{marée seule}}}$$

4.3.1 Effets du débit variable

La Liane est une rivière régulée par des écluses. En général, le débit est inférieur à 2 m³/s, mais varie entre 8 et 16 m³/s. lors de l'ouverture de l'écluse. Ainsi, deux débits différents de la Liane ont été simulés, 2 m³/s. correspondant au débit moyen journalier de la Liane et 10 m³/s, correspondant à l'ouverture d'une écluse. Lorsque l'on consulte la table des indices de piégeage, quelque soit la phase de marée (jusant ou flot) on constate qu'une augmentation du débit favorise l'évacuation de particules. C'est un résultat attendu qui ne sera pas développé ici, le vecteur vitesse issu du débit pointe vers la sortie, une augmentation de la vitesse augmentera logiquement le transport dans le sens du vecteur, vers l'Ouest, vers la sortie. En terme de débit, d'après le tableau 4.1 récapitulatif des T90, on constate qu'une augmentation du débit permet une évacuation plus rapide des particules, et inversement.

La liane connaît des zones où le courant est tellement faible que l'eau stagne laissant place au dépôt de sédiments fins de type vases (parfois très odorante) et le taux de sédimentation dans ces zones est fort (observations in-situ). Ces sédiments s'accumulent les uns sur les autres couvrant parfois des sédiments contaminés par différents type de pollutions.

Le dragage peut donc être problématique pouvant remettre en suspension des substances nocives et il convient alors de bien choisir à quel moment ouvrir les écluses pour vidanger ces eaux stagnantes.

4.3.2 Effet de la direction du vent

Pendant le flot, et pour tous les marnages, nous pouvons voir (Fig. 4.14 et tableau 4.1) qu'un vent de Nord-Est favorise toujours l'évacuation par rapport à une configuration avec la marée prise comme seule forçage. Nous pouvons également observer que le vent de Nord-Est a un effet plus important sur le temps d'évacuation pendant les mortes-eaux que pendant les vives-eaux. Par opposition, pendant le flot, pour tous les marnages, le vent de Sud-Ouest favorise le piégeage avec un effet plus important pendant les mortes-eaux. La marée génère un gyre anticyclonique dans la rade qui contrôle le temps de résidence des particules. Le transport d'Ekman génère une dérive vers le Sud-Ouest induite par le vent de Nord-Est, qui alimente les courants giratoires générés par l'interaction "marée-morphologie portuaire", en renforçant leur intensité. En flot, le vent de NE favorise l'évacuation rapide des particules (T90= 7h en vives-eaux).

Cependant, le vent de Sud-Ouest s'oppose aux courants orientés vers la sortie de la rade, générés par le tourbillon. Par conséquent, il ralentit l'évacuation et augmente le piégeage.

La figure 4.14 représente les trajectoires après 30 heures de transport, du barycentre de masse de 1000 particules pour des lâchers effectués durant le flot (lâcher à PM-1) et sous l'influence de deux régimes de vent (SO et NE) de directions opposées mais de même intensité (6 m/s), et pour des lâchers effectués sans aucun vent (marée seule).

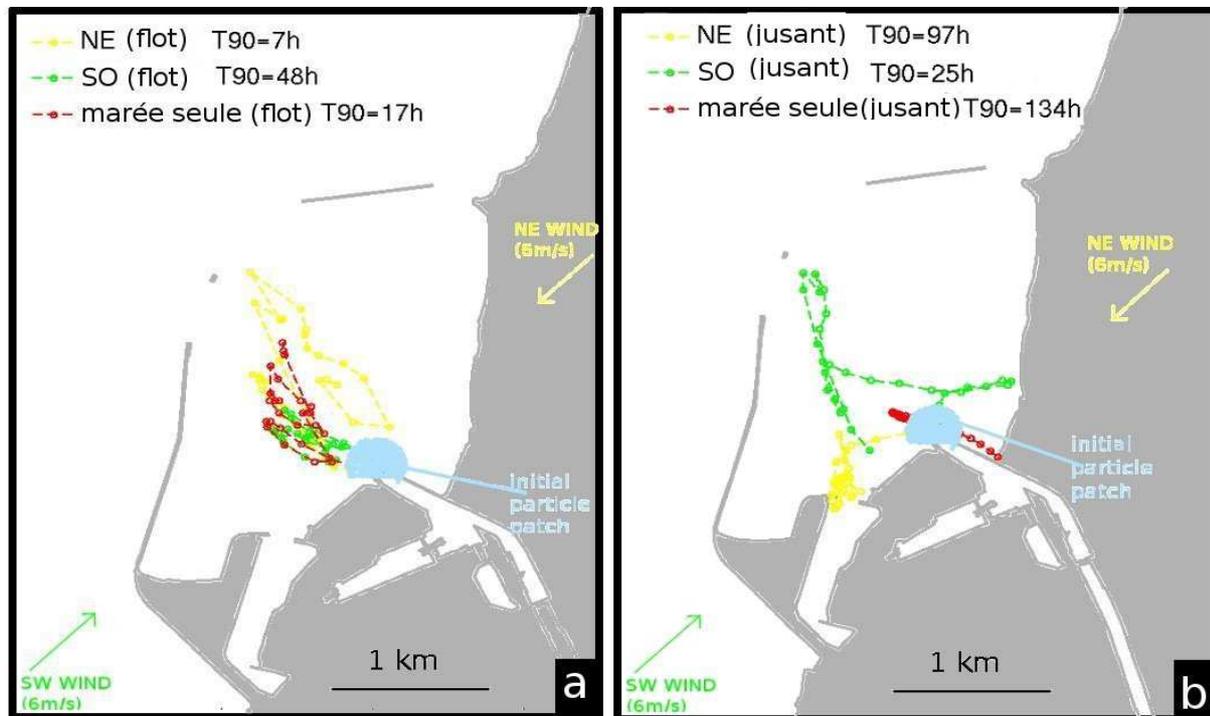


Fig. 4.14 Trajectoires du barycentre de masse du nuage de particules après 30heures de transport, sous un vent de NE (a) et SO (b) et sans vent pour des lâchers en flot de vive-eau.

Sur la figure 4.14 apparaissent clairement les différences de distances parcourues par les particules en fonction de la direction du vent et du moment de lâcher. Il semble que la trajectoire induite par le vent de Nord-Est en période de flot s'apparente à un étirement vers l'Ouest de la trajectoire induite par la marée seule, tandis que la trajectoire issue du vent de Sud-Ouest s'apparente plus à une contraction de cette dernière.

La photographie 4.15 ci-dessous illustre les résultats observés en période de flot sous un un vent de SO. On peut distinguer sur cette photographie prise 2 h avant la pleine mer, que la nappe d'eau douce chargée en MES provenant de la Liane reste confinée à la côte, proche de l'exutoire et sans grande dispersion. Dans ce contexte, le temps de résidence des particules émises est donc considérablement rallongé.



Fig. 4.15: photo de la rade de Boulogne prise 2 heures avant la marée haute sous un fort vent de SO, montrant la matière en suspension sortant de la rivière, confinée près de l'exutoire.

4.3.2.1 Le vent de Sud-Ouest

Les simulations réalisées pour des vents de sens contraire mais de même intensité ont révélées que la direction du vent joue un rôle significatif sur le temps de résidence des particules dans la rade.

Le vent de Sud-Ouest génère un courant qui, durant le flot, fait face aux courants de sortie induits par le tourbillon anticyclonique. L'effet d'évacuation dû au gyre est alors réduit par le vent de Sud-Ouest qui favorise le confinement des particules près de la côte.

Le vent de Sud-Ouest est un forçage qui contribue au piégeage de particules dans la rade lors de lâchers réalisés pendant le flot. L'effet « piègeur » du vent de Sud-Ouest est d'autant plus important que le marnage est faible et réciproquement. Le tableau T.4.2 révèle que l'indice de piégeage d'un vent de SO est de 2,52 pour des vives-eaux et de 2,76 pour des mortes-eaux. Il apparaît en consultant les résultats de toutes les simulations que sous l'influence d'un vent de SO modéré (6 m/s), le temps de résidence des particules dans la rade est plus long pour les lâchers effectués pendant le flot. Pour des lâchers réalisés pendant le jusant, le vent de SO joue un rôle opposé favorisant cette fois-ci l'évacuation des particules hors du domaine. Le tourbillon n'existant plus après la renverse de courant de marée descendante, les courants de marée donnent lieu à une dérive

vers les bassins internes de la rade.

Le vent de SO générant un courant dirigé principalement vers le NE s'oppose à cette dérive de la masse d'eau vers le Sud. Dans ce cas précis, le vent de SO s'oppose à la migration vers le Sud des particules émises à l'exutoire de la Liane, (zone de sédimentation intense). Ainsi, un grand nombre de particules de bénéficier de «l'effet de vidange» causé par le tourbillon anticyclonique lors de la prochaine marée montante.

4.3.2.2 Le vent de Nord-Est

En ce qui concerne le vent de NE, lors du flot, le courant engendré par le vent alimente l'intensité du tourbillon, renforçant ainsi l'effet «vidange» et donc diminuant le temps de résidence des particules. On peut lire sur la table T.4.1 que les temps de résidence minimum des particules sont obtenus par vent de NE ($T_{90}=7$ et $8h$ pour des vents de 6 et $12m/s$).

De même, lors du jusant le vent de NE engendre un courant vers le Sud-Est, dans le même sens que la dérive Sud imposée par la marée, ce qui a pour effet direct d'augmenter très distinctement le temps de résidence des particules dans la rade, et en particulier, dans la partie septentrionale du port. On constate dans le tableau T4.1 que pour un lâcher en jusant, par vent de NE de $12m/s$ et pendant une période de morte-eau, le temps de résidence des particules s'élève à $178h$.

Pour illustrer ces résultats les figures 4.14 a,b montrent les trajectoires du barycentre de masse du nuage de particules après $30 h$ de transport sous différentes directions de vents.

Ainsi,

-pendant le flot, le T_{90} relatif à un vent de SO est toujours supérieur à celui d'un vent de NE;

-pendant le jusant, le T_{90} relatif à un vent de NE est toujours supérieur à celui d'un vent de SO.

En règle générale, le sens du vent impacte de façon considérable le temps de résidence des particules dans l'enceinte de la rade de Boulogne. La combinaison entre le sens du vent et le sens du courant de marée est déterminante sur le T_{90} .

En période de flot, le vent de NE alimente le gyre et favorise de façon significative l'évacuation de particules (5 fois plus vite en morte-eau que sans vent).

De même, pendant le flot, le vent de SO ralenti l'évacuation des particules et plus les forces de marée en présence sont faibles (morte-eau), plus l'effet « ralentisseur » du vent se fait ressentir.

Par contre, quand la mer redescend, le vent de SO s'oppose à la dérive vers le Sud imposée par la marée et empêche le piégeage dans les zones septentrionales du port, zones actives de sédimentation, isolées hydrodynamiquement. Lors de jusant, le vent de NE accentue quant à lui l'intensité de la dérive Sud ce qui favorise le piégeage.

4.3.3 Effet de l'intensité du vent

Pour mettre en évidence l'influence de la force du vent (de 6 à 12m/s) pendant une période de 15j sur la circulation, le transport et la dispersion (problématique des changements climatiques), des séries de simulations ont été effectuées avec des vents de SO et NE de 12m/s.

La figure 4.16 représentent les trajectoires du barycentre de masse du nuage de particules obtenues pour différentes directions et vitesses de vent, après 100h de transport.

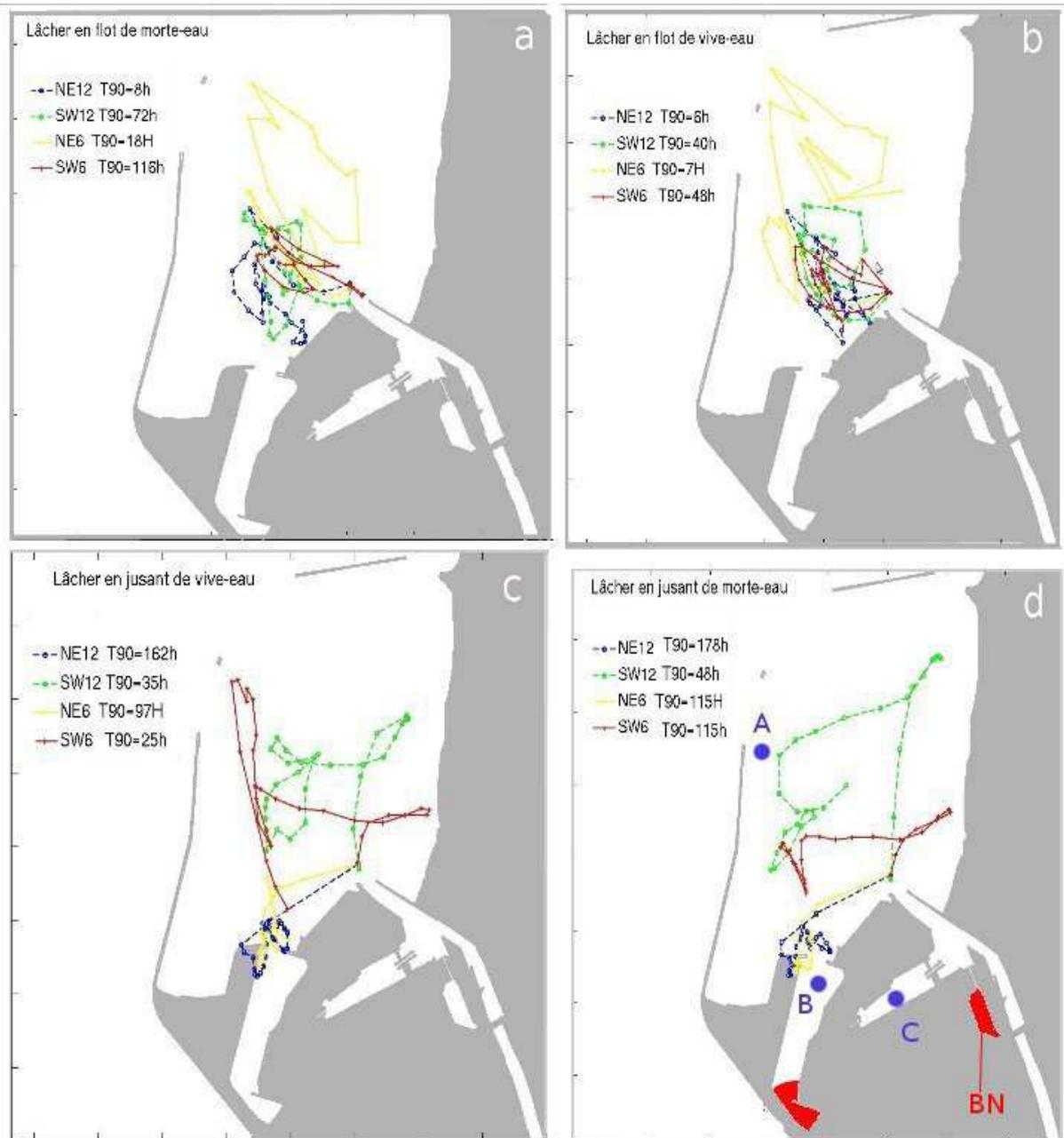


Fig. 4.16 Trajectoires du barycentre de masse d'un nuage de particules en fonction du sens et de l'intensité du vent, du marnage et en fonction du moment de lâcher : (a) -flot de vive-eau ; (b) – flot de morte-eau ; (c) jusant de vive-eau ; (d) jusant de morte-eau. Les points A,B,C représentent les stations d'études sédimentaires (Kerembrun *et al*, 2012) et les zones rouges, les zones où le dragage est formellement interdit (rapport DP/DDEC- Région Nord Pas de Calais, 2009)

On a vu précédemment que la direction du vent agit sur le temps de résidence des particules et que son effet « piègeur » dépend du moment de lâcher : en flot le piègeage est maximum lorsque le vent souffle dans la direction SO, en jusant le piègeage est maximum lorsqu'il souffle du NE.

Lorsque la force du vent augmente (12m/s), on observe globalement les mêmes effets que pour un vent modéré (6m/s) à quelques différences près.

Par vent de SO fort (12m/s) et lors du flot, le temps de résidence des particules est plus court que pour un vent modéré. Ceci s'explique par le fait que lors d'un épisode de vent fort, une partie des particules peut s'évacuer par l'ouverture NE de la rade ce qui ne s'observe pas pour un vent modéré.

Lors du flot d'une période de vive-eau, la différence en terme d'effet sur le T90 entre un vent de 6 et 12 m/s est très faible, car relative aux forces de marée en présence.

Lors du jusant, les courants de marée sont orientés vers le Sud. L'effet d'augmentation du vents de NE accentue cette dérive vers le Sud. Le T90 est donc considérablement augmenté.

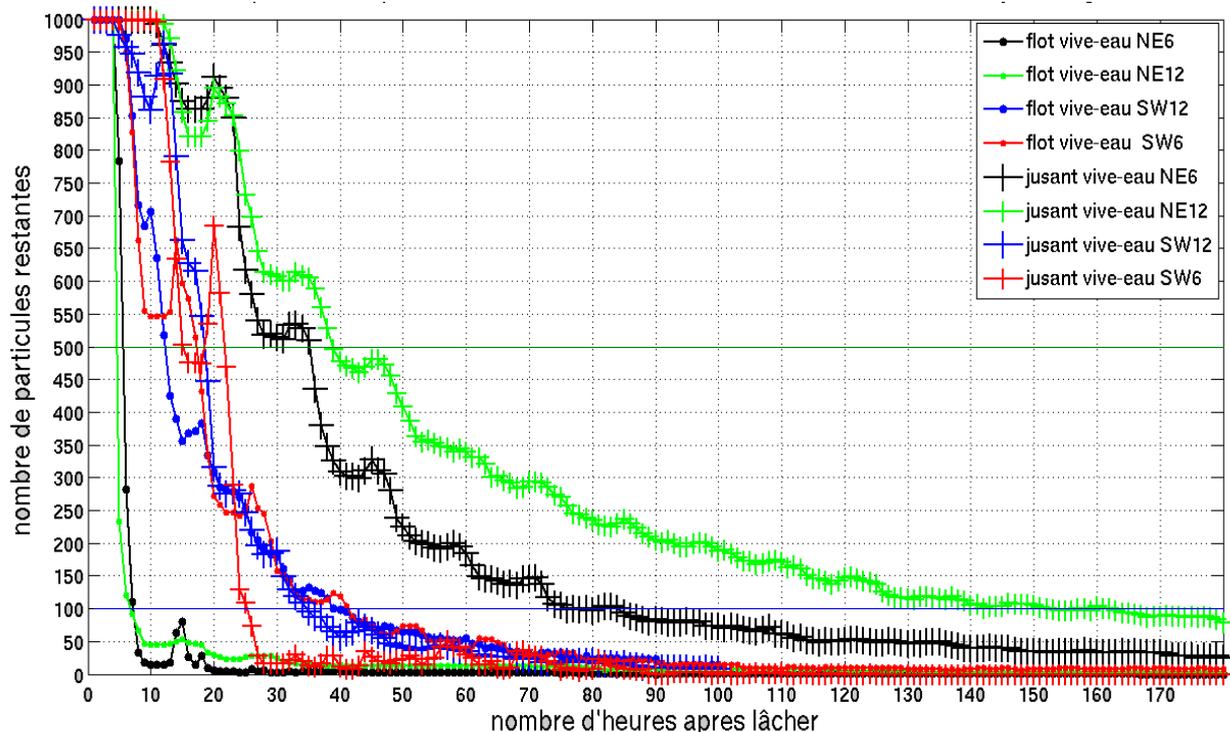


Fig. 4.17: Évolution du temps de résidence des particules suivant le sens et l'intensité du vent

La figure 4.17 expose ces différents résultats obtenus sur l'effet de la direction et l'intensité du vent sur le temps de résidence des particules dans l'enceinte du port pour une marée de vive-eau.

En résumé, la circulation dans la rade de Boulogne-sur-Mer peut être caractérisée par une alternance entre 2 régimes hydrodynamiques bien distincts imposés par la marée.

Pendant le flot, la marée interagit avec la morphologie du port et donne naissance à un tourbillon anticyclonique qui commence environ deux heures avant la marée haute et s'arrête 2 heures après la

pleine mer. Ce courant giratoire anticyclonique, d'intensité relativement importante (1 m/s), permet une évacuation rapide des substances transitant par la Liane vers la Manche.

Pendant le jusant, le gyre n'existe plus, laissant place au courant de dérive Sud imposant aux particules transitant par la Liane une dérive vers le Sud du port, zone fermée et isolée, où les courants résiduels sont très faibles et où une importante sédimentation est observée *in-situ*.

Une étude des caractéristiques sédimentaires à 3 endroits dans la rade a été réalisée dans le cadre de la thèse d'Élodie Kerembrun pour étudier les différences morphologiques entre poissons (ici des turbots et des bars) maintenus en captivité dans certaines zones contaminées ou non par des métaux lourds. Les 3 stations d'étude (A,B,C) sont représentées sur la Fig. 4.16-d et les résultats révèlent que les bassins de la partie Sud (B et C) se caractérisent par des sédiments fins de type vases, tandis que la zone la plus à l'Ouest (A), se caractérise par des sédiments grossiers, type sable. D'ailleurs, une langue de sable le long de la digue Carnot est visible de la plage à marée basse. Les bassins internes (B et C) ont la particularité d'accumuler beaucoup plus de métaux lourds que la zone A (Kerembrun *et al*, 2012) et mettent donc en exergue le côté accumulateur de cette partie Sud de la rade. Isolées dynamiquement, ce sont des zones de dépôts, régulièrement draguées mais très surveillées vu les fortes teneurs en métaux lourds dans les sédiments. Le dragage est d'ailleurs formellement interdit dans le bassin Napoléon (BN sur la Fig. 4.16) et dans le fond du bassin de l'Europe (le bassin où se trouve la station B). Les concentrations en métaux lourds relevées dans les zones B et C se sont avérées tellement élevées que les poissons mis en cage dans ces zones sont morts en quelques semaines.

	Concentrations in sediments		
	station A	station B	station C
Metals			
Cd	<0.01	1.89 ± 0.20 ^a	1.56 ± 0.16 ^a
Cr	3.96 ± 0.02	36.6 ± 0.9	50.9 ± 0.8
Cu	1.68 ± 1.06	17.7 ± 0.4	135 ± 44 ^a
Hg	0.01 ± 0.01	0.70 ± 0.02 ^a	0.35 ± 0.01 ^a
Mn	38.3 ± 5.3	1574 ± 13	1650 ± 120
Ni	1.55 ± 0.47	12.8 ± 0.4	21.1 ± 3.5 ^a
Pb	3.69 ± 0.03	42.6 ± 1.2	87.4 ± 1.6 ^a
V	5.11 ± 0.57	49.8 ± 0.3	60.6 ± 3.5
Zn	5.76 ± 0.67	168 ± 42 ^a	501 ± 91 ^{a,b}
Al	6550 ± 26	23,800 ± 6030	31,210 ± 4580
Mud (%)	0.24 ± 0.04	13.9 ± 0.9	19.9 ± 1.7
Fine silts (%)	0.32 ± 0.04	39.2 ± 1.3	48.9 ± 3.1
Coarse silt (%)	0.27 ± 0.02	29.1 ± 0.9	25.2 ± 1.2
Fine sand (%)	6.7 ± 0.3	17.9 ± 2.7	5.9 ± 3.9
Medium sand (%)	69.9 ± 0.4	0	0
Coarse sand (%)	128 ± 2.3	0	0

T4.3 Composition et granulométrie des sédiments prélevés dans les zone A, B et C de la rade de Boulogne-sur-Mer (Kerembrun *et al*, 2012).

4.4 Effet d'aménagements côtiers sur la circulation et le transport

La dernière partie de cette étude porte sur les impacts des aménagements côtiers sur l'hydrodynamique. Ce chapitre donne quelques exemples des fonctionnalités du modèle MARS 3D, pour évaluer des aménagements côtiers. Les expériences suivantes portent sur les effets sur l'hydrodynamique de 3 modifications morphologique du port comparé à la configuration actuelle (Fig. 4.18 – a) :

- la suppression de la digue Nord (Fig. 4.18 -d),
- son extension vers l'Est (Fig. 4.18 -c),
- et d'une ouverture au Sud du port (Fig. 4.18 -b)

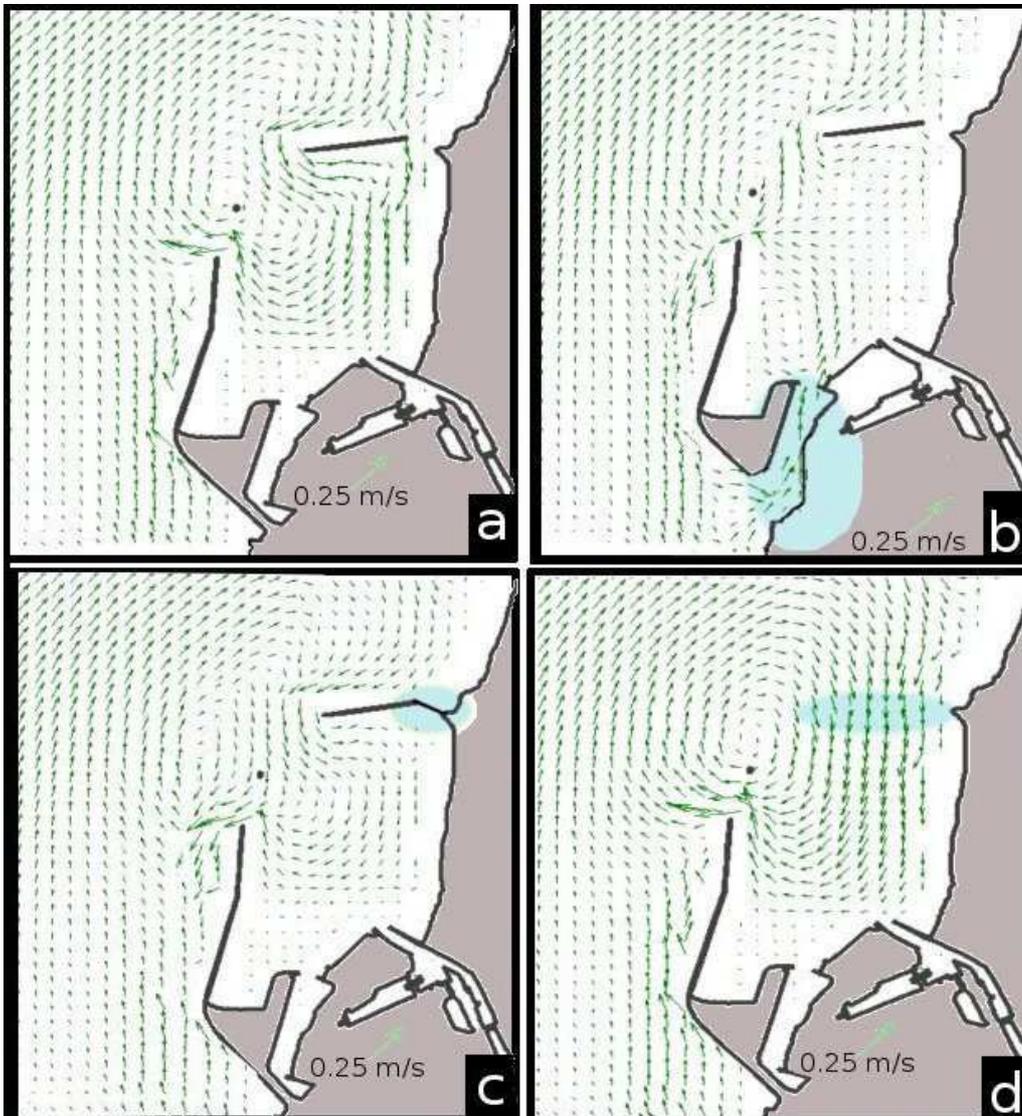


Fig. 4.18 Courants résiduels pour 126h obtenus avec les 3 configurations morphologiques relatives à des aménagements côtiers dans la rade de BLM.

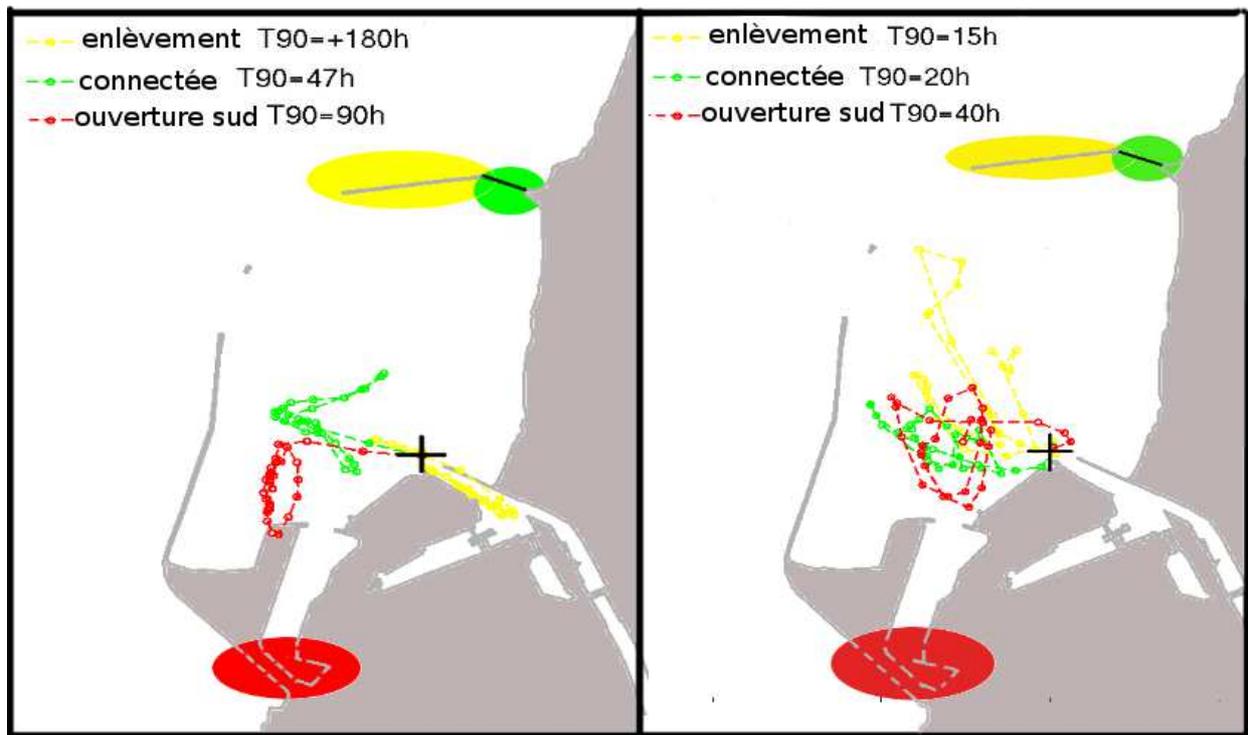


Fig. 4.19 Trajectoires du barycentre de masse du nuage de particules obtenues pour les 3 aménagements côtiers pour un lâcher lors d'une marée descendante de morte-eau (a) et pour une marée montante de vive-eau (b) .

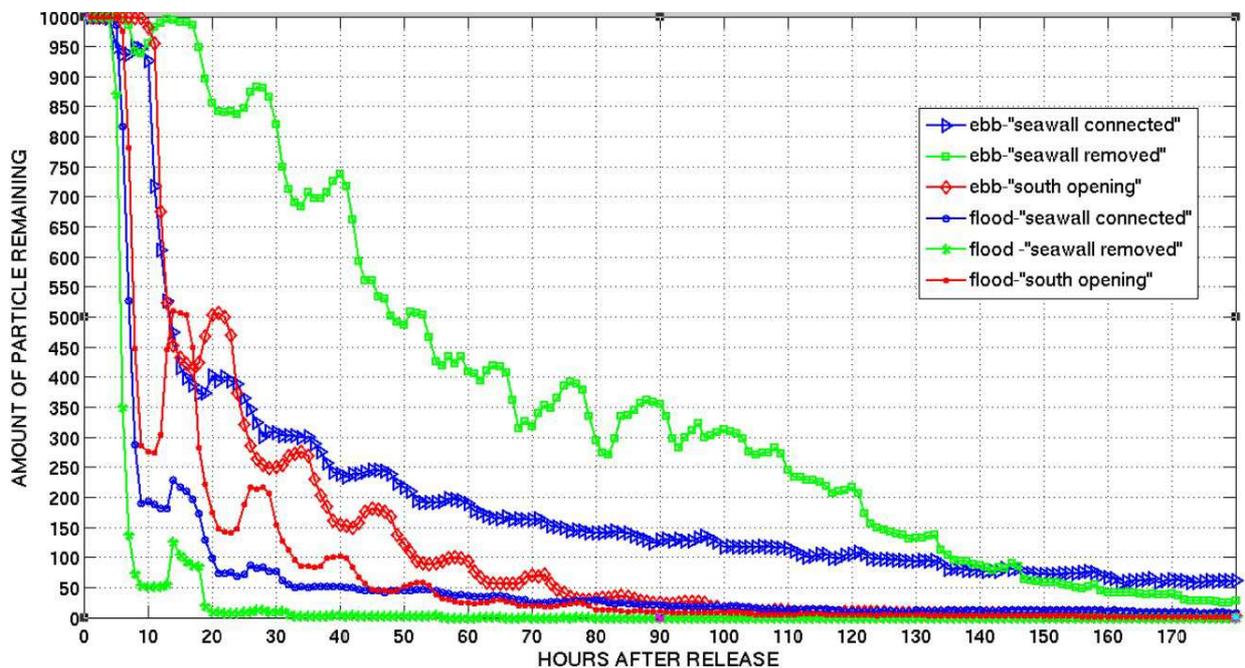


Fig. 4.20 Évolution du nombre de particules dans la rade de BLM en fonction des modifications bathymétriques relatives aux aménagements côtiers lors d'une marée montante et descendante de vive-eau.

Analyse des effets

L'analyse des figures précédentes nous informe sur les effets de ces modifications morphologiques du port sur la circulation interne de la rade. On constate qualitativement que la courantologie est affectée (Fig. 4.18) et que les répercussions sont significatives sur le transport (Fig. 4.19) et sur le temps de résidence des particules dans l'enceinte du port (Fig. 4.20).

Digue Nord enlevée

En l'absence de la digue Nord, on constate que le tourbillon anticyclonique est déplacé vers l'Ouest et les courants de la partie interne de la rade sont plus forts. Pendant le flot, le transport vers le Nord-Est accentué par l'absence de l'obstacle que représentait la digue, mais pendant le jusant, la dérive Sud-Est fortement accentuée, environ d'un facteur 5, induisant un T90 avec la marée comme seule forçage supérieur à 180h pour une période de morte-eau.

Digue connectée à la côte

Lorsque la digue est connectée à la côte, le domaine est fermé au NE.

L'hydrodynamique global à l'intérieur du port est réduite, et les particules se dispersent mieux dans la rade. Une meilleure dispersion permet une bonne évacuation lors de la mise en place du tourbillon de la prochaine marée. L'intensité du gyre anticyclonique est réduite pendant le flot, mais la dérive Sud du jusant quasi annulée.

Ouverture Sud du port

Lorsqu'une ouverture Sud-Est est simulée, on observe que pendant le flot, cette modification augmente le T90. On regardant avec attention le transport pendant les premières heures, on constate qu'une partie des particules éjectées hors du domaine pendant les flots de mortes-eaux sont ré-injectées par le passage Sud lors du 2eme flot.

Cependant, lors du jusant, l'ouverture du passage Sud-Est bénéfique à l'évacuation des particules.

La dérive Sud induite par la marée évacue les particules hors du domaine réduisant considérablement le T90.

4.5 Conclusions

Nous avons développé un modèle fiable pour représenter la circulation en Manche Orientale en considérant des harmoniques de marée, des forçages météorologiques et des flux réalistes aux frontières ouvertes. Des simulations ont été réalisées pour deux périodes de temps: Mai 2003 et juin 2009, correspondant à des périodes de campagnes de mesures en mer conduites dans cette zone. Les solutions proposées par le modèle se sont révélées être en bon accord avec les observations en particulier en ce qui concerne les courants de surface et le niveau de la mer pour les 20 ports de la région. Le modèle régional a été utilisé pour forcer le modèle 'local' haute résolution qui couvre une zone côtière (s'entendant 14km vers le large) le long de la côte d'Opale avec une résolution horizontale de 140 m.

Les sorties du modèle sont utilisées par le module de transport Lagrangien Ichtyiop pour étudier les processus de circulation et la dispersion dans le port de BLM avec une attention particulière à l'évolution de la qualité de l'eau en réponse aux forçages hydrodynamiques et aux aménagements possibles pour limiter, voire réduire la pollution dans l'enceinte du port.

L'accent a donc été mis sur la caractérisation de la circulation 'type' dans la rade et sur les propriétés complexes de dispersion d'effluents sous différents forçages. La circulation en rade de Boulogne-sur-mer a pu être quantifiée de façon horaire, et l'existence d'un tourbillon de flot a pu être confirmée numériquement.

Le port de BLM est un bassin à moitié fermé et de faible profondeur, dont la plage adjacente s'entend loin à marée basse.

La circulation dans le port est dominée par la marée, et les simulations ont révélées une différence importante dans la circulation 'type' pour des lâchers se produisant en flot ou en jusant.

De plus, un régime de vent fort peut altérer la dynamique de marée et donc affecter le transport et la dispersion de matériel en transit.

Un tourbillon anticyclonique se forme dans le port au moment de la marée montante, induit par l'importante dérive vers le Nord liée à la propagation de la marée de l'Ouest vers l'Est.

Ce tourbillon est un exemple typique de courant de cavité fréquemment utilisé depuis les années 70 pour tester les codes numériques (Bozeman *et al.*, 1973 ; Erturk *et al.*, 2007). Malgré une importante littérature sur les courants de cavité.

Ce tourbillon reproduit par le modèle MARS lors de la marée montante dans la rade de BLM a été également observé lors de la cartographie courantométrique haute résolution réalisée en mars 2012. Les valeurs de courants les plus fortes ont été mesurées dans la partie Ouest du tourbillon (0.7 m/s)

et les plus faibles dans la partie Nord.

L'existence de ce système tourbillonnaire complexe apparaît être un mécanisme incontournable gouvernant le transport et la dispersion de substances transitant par le port et nous considérons ce résultat comme résultat majeur de l'étude.

En période de jusant, le tourbillon n'existe plus. La vitesse du courant dans la rade est faible et la distance d'excursion petite. Le temps restant jusqu'à la prochaine renverse de courant est insuffisant pour évacuer les traceurs hors du port. Après la renverse, les courants de marée sont orientés vers le Sud ce qui induit une dérive vers le Sud des particules. Un tel effet bloquant associé à une hydrodynamique faible induit une augmentation significative du TRP dans la partie Sud du port. La différence en terme de temps de résidence entre lâchers de flot ou de jusant peut atteindre un facteur 8, en fonction du marnage. L'importance du moment de lâchers pendant la phase de marée dans la dynamique des traceurs a été souligné dans de nombreuses études. (Brown *et al.*, 2000; Foreman and Thomson, 1997; Signell and Geyer, 1990).

En ce qui concerne BLM, le moment de lâchers est le paramètre clef qui agit le plus sur le temps de résidence des particules (TRP). C'est le second résultat important de cette étude.

L'effet du vent sur la dispersion de particules c'est avéré particulièrement important.

Les vents de Sud Ouest ont tendance à inverser la relation entre TRP et phase de marée. Sous un fort vent de SO pour des lâchers en phase de flot, le T90 peut atteindre 6 jours comparé à 1,5 jours sans vent. En revanche, pendant le jusant, ce même vent de SO fait décroître le TRP en réduisant la dérive Sud induite par la marée descendante, empêchant les particules de migrer vers la partie Sud du port, où la sédimentation est intense.

L'effet cumulé de cette dérive Sud de jusant avec un vent de NE aggrave l'accumulation observée dans la partie Sud ce qui a comme conséquence d'augmenter significativement le TRP dans la rade. Comme on pouvait s'y attendre, l'augmentation du débit de la Liane de 2 à 10 m³/s. réduit la TRP, permettant un meilleur effet de chasse des sédiments. L'interaction complexe entre forçages extérieurs et instants du lâcher devrait être pris en compte pour prédire et suivre l'évolution de l'évacuation de matériel potentiellement pathogène présent des les eaux de la Liane.

Nous avons également évalué les effets de modifications de morphologie du port de BLM, comme enlever la digue Nord (a) (pointe de la crèche), la connecter à l'Est au rivage (b) ou ouvrir un passage dans la partie Sud Ouest du port (c).

Les simulations ont révélées que l'enlèvement de la digue Nord n'affecte pas trop le TRP lors du flot mais l'augmente dramatiquement lors du jusant. Cette digue est un bouclier efficace contre la dérive Sud imposée par la marée. Connecter la digue au rivage n'a pas modifié significativement le TRP mais a permis de limiter considérablement l'intensité de la dérive dans l'enceinte du port.

Pour éviter la forte sédimentation observée *in-situ*, ouvrir un passage au Sud apparaît comme une perspective intéressante. En période de jusant, ce passage permet de diviser par deux le PRT comparé à la configuration actuelle. Par contre, en flot, ce passage augmente le TRP pour deux raisons: cela affecte la circulation interne, caractérisée par une perte d'efficacité du tourbillon à évacuer les particules, et parce que cela laisse un passage à un retour dans la rade des particules non-éjectées suffisamment loin lors des marées de morte-eau. Cette étude révèle d'intéressantes perspectives en termes d'amélioration de la qualité de l'eau dans la rade de BLM par la prise en compte des paramètres clefs gouvernant cette circulation «intra-portuaire» complexe. L'usage de la modélisation haute résolution permet d'imaginer des aménagements côtiers innovants tel que mettre en place une «porte tidale» dans la partie Sud qui s'ouvrirait naturellement par les seules forces de marée et se refermerait après la renverse pour ne pas affecter le tourbillon.

Cela pourrait avoir un effet très positif sur la qualité de l'eau et sur la sédimentation dans l'enceinte du port vu que cela réduirait considérablement le temps de résidence des eaux.

Il est évident que ces investigations d'aménagements côtiers doivent être suivies par des études d'impacts pouvant caractériser le devenir de ce nouveau «rejet» et en particulier sur les zones adjacentes à cette porte tidale, comme plage du Portel. En terme de *E. Coli* et coliformes fécaux, nous savons que favoriser le temps d'exposition en milieu salé de ces colonies bactériennes contenues dans les eaux douces permet de catalyser leur extinction. Le côté dilution physique des eaux chargées en potentiel coliformes fécaux est 100 fois plus important en terme d'amélioration de la qualité de l'eau que la mortalité naturelle de la bactérie. Alors cette solution semble pertinente pour, non seulement diminuer le temps de résidence de ces bactéries dans la rade mais aussi, pour les éliminer plus vite en les confrontant brutalement à un milieu très salé. Pour les polluants de type métaux lourds ou hydrocarbures, l'approche est complètement différente, n'étant pas éliminées aussi facilement par le milieu marin. Cette perspective offerte au port de BL de réduire le temps de résidence des substances transitant par la rade doit être suivi d'une étude d'impact environnementale qui évaluera la composition la qualité et le devenir de ce nouveau rejet. Nous espérons que nos résultats permettront d'améliorer les connaissances dans le domaine et fourniront des informations utiles accessible à tous.

Chapitre 5

Caractérisation de la circulation, du transport et de la dispersion de traceurs passifs en baie de Somme.



Introduction

La baie de Somme est un vaste estuaire intertidal de la côte Picarde et représente des enjeux sociaux et économiques non négligeables. A la vue des réglementations européennes à visée sanitaire (directives eaux de baignade et eaux conchylicoles), la qualité bactériologique de ces eaux commence à préoccuper les élus locaux et les collectivités. Les mesures de ces dernières années en *Escherichia Coli* et entérocoques, bactéries indicatrices d'une contamination fécale, ont indiqué des teneurs trop élevées dans l'eau et les coquillages. La Direction Départementale des Affaires Sanitaires et Sociales (DDASS) de la Somme a en effet classé «C», synonyme d'«eau momentanément polluée» la plage du Crotoy en 2008 et les suivis de l'Institut Français pour la Recherche et l'Exploitation de la Mer (IFREMER), ont conduit à l'imposition d'une étape de purification des coques avant consommation.

La baie de Somme fait l'objet de nombreuses sources potentielles de contamination bactérienne des plages que ce soit dans la baie ou via les cours d'eau qui s'y jettent. Compte tenu de la courantologie particulière de la baie et l'éloignement des différentes sources de pollution, il n'est pas possible d'établir en l'état actuel des connaissances, une relation aisée entre l'importance du flux bactérien et l'impact généré sur la qualité des eaux de baignade et des eaux conchylicoles.

La situation est d'autant plus préoccupante que le suivi sanitaire réalisé sur la plage du Crotoy risque d'aboutir avec l'application des nouvelles modalités de classement à une qualité "insuffisante" en 2013 et à une interdiction de baignade. A moyen terme, la requalification des eaux conchylicoles mais également l'atteinte du bon état écologique de cette masse d'eau plaident également de nouveau en faveur d'une gestion concertée de l'eau et une maîtrise des risques de pollution. Il convient alors de proposer des protocoles d'étude afin de déterminer les impacts réels de chaque apport d'eau douce via les exutoires ainsi que la contribution des élevages ovins de la baie. Une telle réflexion passe par une identification précise des sources de pollution sur le bassin versant, une meilleure compréhension des phénomènes de survie des bactéries fécales en baie de Somme, une caractérisation de la circulation des masses d'eau par la modélisation haute résolution MARS3D, et une estimation du transport et de la dispersion du matériel potentiellement contaminant. La méthode de suivi lagrangien des traceurs passifs, développée au chapitre 2, sera appliquée à l'étude de la qualité de l'eau de la baie de Somme.

5.1 La baie de Somme

5.1.1 Contexte géographique et problématique

La zone d'étude concerne le littoral Picard, qui borde la partie septentrionale du Bassin parisien. Elle est délimitée au Sud par la vallée de la Somme. Ce secteur est caractérisé par un trait de côte fortement influencé par les phénomènes sédimentaires (érosion, transport, dépôt), accentué par une marée au régime mégatidal dans un contexte de mer à fond plat subissant des vents parfois violents, ce qui donne lieu à une importante dérive littorale en direction de la mer du Nord. La baie de Somme est une vaste zone intertidale de 70 km² ouverte sur la Manche à l'Ouest. C'est une zone d'interface et de mélange entre les eaux douces continentales et les eaux marines.

Cette baie est fortement influencée par la marée dont le marnage peut atteindre 11 mètres en vives eaux (Loquet, 2001). Le volume oscillant serait selon Beauchamp (1997) de 200 millions de mètres cubes en moyenne à chaque marée et selon SOGREAH (1997) de 110 millions de mètres cubes. Les eaux douces ne s'y mélangeraient que partiellement. L'onde de marée dans la baie est dissymétrique, avec un flot rapide de 4 à 5 heures et un jusant plus lent de 7 à 8 heures. L'étale de pleine mer est quasiment inexistant tandis que l'étale de basse mer dure plusieurs heures. Les courants sont donc plus rapides durant le flot et différentes vitesses sont proposées. Selon Loquet (2001), de 1 à 1,2 m/s en vives eaux et 0,5 à 0,6 m/s en mortes eaux pour le flot ; et de 0,7 à 1 m/s en vives eaux à 0,5 m/s en mortes eaux pour le jusant. Selon la SOGREAH (1997), de 2,02 à 2,55 m/s pour le flot et de 1,29 à 2,09 m/s pour le jusant.

Ces conditions impliquent un transfert des sédiments du large vers la baie, entraînant un ensablement important. Cet ensablement est d'autant plus favorisé par les renclôtures initiées il y a plusieurs siècles, notamment sur la rive Nord, qui ont fortement modifié l'hydrodynamique. La baie se divise en deux sous unités séparées par une radiale Cap du Hourdel / Le Crotoy. Le fond de baie est propice à la sédimentation et certaines zones, qui ne sont inondées par la marée que pendant les pleines mer de vives eaux, sont appelées shore ou mollières. Il s'y développe une végétation spécifique (obione ou chiendent maritime) qui retient d'autant plus les particules sédimentaires. La partie plus au large se résume en un vaste estran, immergé à chaque marée, qui présente des mégarides sableuses. Outre les deux agglomérations de taille modeste : Le Crotoy et Saint-Valéry, la baie est entourée de zones naturelles à vocation agricole.

Au Nord-Ouest se trouve la réserve naturelle sur la plaine du Marquenterre. La baie de Somme est le siège de plusieurs activités ou usages plus ou moins tournés vers la mer. On peut citer en premier

lieu la conchyliculture et la pêche à pied. Près de deux mille tonnes de moules de bouchot sont produites chaque année au large de Quend (Section Régionale de Conchyliculture Normandie-mer du Nord). Il en va de même pour l'élevage ovin. En effet, cinq à sept mille moutons pâturent sur les prés salés (mollières) à l'intérieur même de la baie et disposent depuis 2007 du label « Appellation d'Origine Contrôlée ». Cependant chaque mouton «suité» (avec son petit) équivaut à un habitant vivant dans la zone intertidale, soit l'équivalent d' une communauté de 7000 personnes évoluant sans gestion de leurs déjections. Cela pose un sérieux problème lors de marée de vive-eau ou le stock de matières fécales (estimé à une cinquantaine de tonnes tous les 15 jours) est remanié et éparpillé dans toute la baie.

En baie de Somme, après les interdictions des baignades aux plages de Saint-Valéry et du Hourdel en 2007 pour des raisons de salubrité et de sécurité (DDASS, 2008), la plage du Crotoy restait la seule autorisée. Bien qu'il n'y ait pas un nombre important de baigneurs au Crotoy, la municipalité et les gestionnaires tiennent, malgré tout, à maintenir cette activité pour le côté « image de marque » et par crainte d'une baisse des fréquentations touristiques. Cependant, la qualité de l'eau s'étant dégradée, la mairie du Crotoy réunit les différents organismes compétents pour tâcher d'identifier les sources de contamination et trouver une solution pour ré-ouvrir la plage du Crotoy aux baigneurs.

5.1.2 Contexte météorologique local

5.1.2.1 Régime climatique

Le climat du littoral picard est océanique tempéré, caractérisé par une grande variabilité des types de temps (on a l'impression qu'il se passe 4 saisons en une journée :), variabilité résultant de la dynamique météorologique très active qui définit la région. La position géographique de la région en fait une zone fortement influencée par les positions de l'anti-cyclone des Açores, (hautes pressions) et de la dépression d'Islande (basses pressions). La présence de cette zone dépressionnaire et de l'anticyclone des Açores plus au Sud, deux systèmes semi-permanents, est une conséquence de la circulation générale au-dessus de l'Atlantique. Les systèmes météorologiques qui influencent la météorologie de l'Europe doivent évoluer entre ces deux pôles. On a noté une relation directe entre la variation de la différence de pression entre ceux-ci, l'oscillation Nord-atlantique, et la variation des trajectoires des dépressions affectant l'Est de l'Amérique du Nord et l'Europe. Les positions des zones chaudes et froides sur l'Atlantique Nord varient selon un cycle de 40 à 80 ans qu'on appelle l'oscillation atlantique multidécennale. Comme la position et l'intensité de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores sont reliées à la température de surface de la

mer, cette oscillation les influence également à long terme. Le déplacement complexe de ces masses d'air est responsable, dans la région de la Manche Orientale, d'un temps perturbé, souvent maussade.

5.1.2.2 Régime marégraphique

Le régime hydrodynamique de la Manche Orientale, et en particulier le long du littoral Picard, est contrôlé par les actions combinées de la circulation tidale et des tempêtes (vents et houles). L'onde de marée affectant le littoral est le résultat de la combinaison d'une onde tidale venant de l'Atlantique par la Manche et d'une onde venant de la mer du Nord après avoir contourné les Iles Britanniques. Il en découle une marée qui présente les caractéristiques combinées d'ondes progressives et stationnaires avec un décalage entre les maxima et minima de vitesses des courants et les niveaux de haute mer et de basse mer (Tessier, 1997). Les courants de marée associés à cette marée présentent une asymétrie en faveur du flot par rapport au jusant, condition capitale dans le comblement avancé des estuaires picards (Anthony *et al.*, 2005). En règle générale, les courants de flot atteignent leurs vitesses maximales 1h30 avant la marée haute. Le jusant quant à lui, commence 2h30 après la marée basse et les courants atteignent leurs vitesses maximales 3h45 après la marée basse. L'intensité et la direction de ces courants de marée sont évidemment fortement liées au marnage et aux conditions atmosphériques pouvant entraîner des phénomènes de surcotes.

5.1.2.3 Régime des vents

Devant le littoral de la Somme, les vents les plus fréquents viennent du secteur Sud-est, Ouest et Sud-Ouest, mais les vents les plus violents sont de secteur Sud-Ouest à Ouest-Nord-Ouest. Ces vents de secteur Ouest à Sud-Ouest sont générés quand la zone dépressionnaire est située entre la pointe Sud du Groenland et les Iles britanniques. Ces vents sont généralement accompagnés d'un temps maussade et pluvieux mais généralement doux car les masses d'air se réchauffent en circulant au dessus de l'atlantique et de la Manche. Un temps perturbé de Nord à Nord-Ouest fait généralement suite au précédent lorsque le système dépressionnaire se déplace vers la Scandinavie. Le déplacement des masses d'air engendre donc des vents de N-O très irréguliers pouvant souffler en rafales parfois très violentes. Enfin des régimes de Nord caractérisées par un temps froid succèdent souvent aux régimes de Nord à Nord-Ouest lorsque l'anticyclone stationne à l'Ouest ou au Nord-Ouest des Iles Britanniques. Ces vents surviennent assez fréquemment, quand le gradient de pression se renforce sur la face SE de l'anticyclone, et provoquent des conditions de fortes agitation. Les données de vents issues des stations voisines de la baie de Somme, du Touquet et de Dieppe

permettent de caractériser le régime plus finement. Parmi tous les types de vents affectant le littoral Picard, deux peuvent être considérés comme dominants : les vents de secteur SO et dans une moindre mesure les vents de secteur NE. Ces conditions météorologiques sont marquées par une certaine saisonnalité avec une période de calme relatif en été (de mai/juin à octobre) et une période hivernale caractérisée par des vents forts (de novembre à mi-mai). Les vents forts ne représentent que 1 à 3 % des vents hivernaux mais sont ceux qui caractérisent le mieux cette période hivernale. D'après les données du sémaphore de Dieppe (1951-1983), site exposé situé à 37 m d'altitude, en moyenne sur l'année, le vent dépasse 50 km/h (13.9 m/s) environ 3% du temps (données Météo-France).

5.1.2.4 Régime des houles

L'examen des caractéristiques annuelles et estivales permet de synthétiser le climat de houle au large des plages du département de la Somme :

-la zone d'étude est soumise à des houles en provenance des secteurs Nord-Ouest à Nord -Est avec une prédominance de la direction 270-285° (Ouest / Nord-Ouest) au large (60% des états de mer).

- sur l'année, environ 75% des houles sont inférieures à 1 m au large, en période estivale, cette proportion est supérieure à 85%.
- Les périodes sont majoritairement comprises entre 5 et 9 s (environ 70%) ce qui caractérise «les mers de vent» générées localement.
- Les houles les plus hautes ont des périodes pouvant être plus élevées (12-13s)

Étant donné les faibles hauteurs significatives de vagues de la période estivale sur la zone et les amplitudes de marée importantes, on peut dire que la houle n'est pas un facteur principal agissant sur la dispersion des rejets et ne prend donc pas une part significative quant au risque de contamination des plages.

5.1.2.5 Apports fluviaux et flux de matière en suspension.

En baie de Somme, on peut considérer 5 sources d'apports d'eau douce:

- Le fleuve **Somme** débouchant à St Valery.
- le **canal de la Maye**, débouchant au Crotoy.
- la rivière **Maye** et les canaux de drainage du Marquenterre.
- Le **Dien** débouchant en milieu/fond de baie.
- Le **canal du Hourdel** débouchant près de Cayeux.

La Somme, en amont de Abbeville, a un bassin versant de 5560 km². En aval d'Abbeville et jusqu'à St Valéry, la Somme est canalisée, ce qui représente sur ce bief, un apport supplémentaire non-négligeable de l'ordre de 1m³/s. Le module annuel moyen observé est de 32,3 m³/s (SOGREAH, 1995). En situation extrêmes, le débit maximal observé depuis 1963 est de 72,9 m³/s en moyenne journalière. La Somme dispose donc d'un débit très faible si on le compare aux autres fleuves du littoral français. Pour palier à cet handicap, des vannes situées à St Valéry ont été installées pour stopper le jusant. Ces vannes sont ouvertes en fin de jusant pour améliorer l'effet de chasse.

La rivière **Maye** prend sa source à Fontaine-sur-Maye à l'altitude 40 mètres. D'une longueur de 37,7 kilomètres, elle traverse les bourgs de Crécy-en-Ponthieu et de Rue. Dans ses derniers kilomètres, elle constitue la limite entre les communes du Crotoy et de Saint-Quentin-en-Tourmont. Elle se jette alors dans la partie Nord de la baie de Somme, à l'altitude de 4 mètres. Pour l'Agence de l'eau, La Maye fait partie du bassin versant de la Somme.

La partie principale de la Maye, **le canal de la Maye** ou canal du Marquanterre, est chenalisée jusqu 'au Crotoy.

Le Dien prend sa source sur le territoire de la commune de Nouvion dans le Ponthieu, devant le Château, à l'altitude de 17 mètres. Au terme d'un cours de 13,9 kilomètres , orienté d'est en Ouest, il se jette dans la baie de Somme au Sud du Crotoy, à l'Ouest du bassin de retenue avant le canal de la Maye, qu'il rejoignait il y a quelques années.

Le **canal du Hourdel ou courant à poissons** : il se situe au Sud-Ouest de la baie et passe à proximité de la ferme de la caroline au Hourdel. Les débits mensuels moyens et flux en M.E.S sont exprimés dans la tableau T.5.1 ci dessous.

cours d'eau	débit moy (m3/s)	MES (mg/l)
La Somme	35	21
Le Dien	0.80	*
La Maye (nord)	0.55	15
Le canal de la Maye (au Crotoy)	0.80	20
le canal à poisson (Hourdel)	0.80	*

Tableau T.5.1 Débits moyens des cours d'eau de la baie de Somme et leur flux estimés en M.E.S

Les débits mesurés en baie de Somme sont trop faibles pour jouer un rôle de chasse, et la quantité de sédiments charriés par les cours d'eau est trop limitée pour jouer un rôle dans l'envasement chronique de la baie. Les sédiments présents en baie de Somme sont majoritairement d'origine marine (Bastide, 2011).L'hydrodynamique et la morphodynamique sont sous influence marine en

baie de Somme, le comblement étant déterminé par des mécanismes hydro-sédimentaires à l'échelle régionale qui englobent l'estuaire et ses abords. En Somme, la baie ne fait que partie intégrante d'une méga-cellule hydro-sédimentaire dont le fonctionnement passe par un couloir de dérive littorale animé principalement par la marée, et le vent (et les éventuelles houles) qui est à l'origine du comblement des estuaires du littoral français (Anthony *et al.*, 2005). Dans cette étude, nous considérerons également un rejet diffus dans la partie orientale, correspondant aux déjections ovines laissées par les moutons dans la zone de prés-salés. Par abus de langage, nous considérerons ce rejet comme une source, un patch de particules passives représentera les déjections de moutons dont la dynamique est étroitement lié à l'intrusion marine en baie.

5.1.2.6 Évolution morpho-dynamique de la baie de Somme

Les estuaires actuels sont des entités géologiques jeunes qui se comblent à des rythmes divers. Ce comblement est assuré par la conjonction entre une décharge fluviale et une intrusion d'eau marine dont la convergence conduit à un piégeage des sédiments dans la partie basses des embouchures fluviales envahie par la mer. Ce comblement peut être rapide mais aussi extrêmement lent (Pethick, 1996) en fonction du contexte géomorphologique, hydrodynamique, sédimentaire et eustatique. A ce paramètres s'ajoutent l'influence anthropique qui par poldérisation et dépoldérisation affecte le rythme du remplissage.

L'estuaire de la Somme conjugue plusieurs éléments qui ont favorisés son comblement, sauf en ce qui concerne les apports de sédiments fluviaux qui restent tout à fait dérisoire. Cette faible décharge solide fluviale implique donc un remplissage essentiellement d'origine marine. Le comblement de la baie de Somme a été favorisé par une poldérisation très active. Le contexte régional hydrodynamique de la Somme est celui d'une dominance de la marée modulée par les vents forts ce qui a des répercussions sur la nature et la répartition du comblement. L'estuaire de la Somme se trouve à la jonction entre , sa rive Sud, des côtes à falaises se terminant par un important cordon de galets (une des plus importante flèche de galet d'Europe) et sur sa rive gauche, des dunes sableuses massives qui font partie des complexes dunaires s'étendant jusqu'en mer du Nord. Il a été démontré que la Somme débouche en fait sur une partie de ce littoral où commence un couloir côtier majeur de transit sableux (Grochowoski *et al.*, 1993), dont le fonctionnement est calqué sur la circulation hydrodynamique à grande échelle. En baie de Somme, face à ce transit sédimentaire important, les mécanismes de piégeage sédimentaire, axés surtout sur des courants de marée dominés par une asymétrie en faveur du flot, sont aggravés par le faible débit fluvial insuffisant pour produire un quelconque effet de chasse.

La poldérisation de la baie est considérée comme un facteur important dans le comblement rapide des estuaires, aussi bien en mer du Nord (Van Den Berg *et al.*, 1996) que le long des côtes de la Manche orientale (Anthony, 2000). En soustrayant des surfaces considérables à la submersion tidale, la poldérisation, surtout lorsqu'elle est rapide, entraîne une concentration du volume oscillant de la marée sur des surfaces plus petites, ce qui est compensé par une hausse du niveau moyen d'eau dans l'estuaire. (Pethick, 1996). Cet approfondissement artificiel conduit à un renforcement et une diminution du cycle de marée des courants de flot, entraînant une asymétrie en faveur du flot qui est très propice au comblement. La dépoldérisation envisagée comme mode de gestion d'une partie de l'espace de la baie de Somme, peut avoir un effet de chasse des sédiments, en réduisant le niveau d'eau moyen par répartition du volume oscillant sur une surface plus importante. Pendant plusieurs siècles, l'Homme a favorisé, voire accéléré le processus de colmatage de la Baie. Aujourd'hui la conquête des terres sur la mer n'est plus autorisée ; au contraire, on cherche tous les moyens possible pour lutter contre le colmatage. Le comblement de la baie de Somme est appelé à se poursuivre inexorablement dans les années à venir, car toute hausse du niveau marin crée de l'espace propice au dépôt sédimentaire ce qui aggrave l'asymétrie de flot. La figure 5.0 présente une modélisation de l'évolution des fonds de la baie par la SOGREAH (2007) sur une période de 20 ans de 1994 à 2013. Cette figure montre un exhaussement important des fonds sur de larges surfaces de la baie avec des zones étroites d'approfondissement correspondant aux chenaux principaux de la Somme.

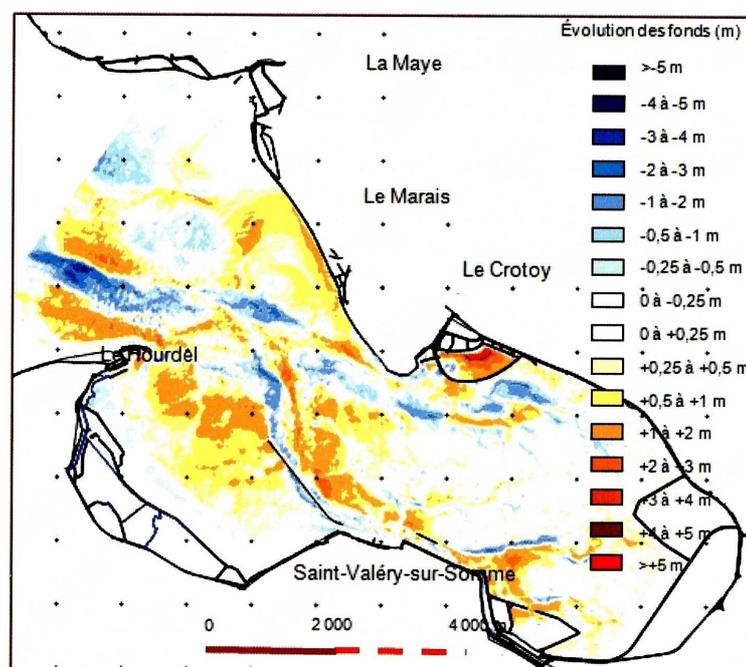


Fig. 5.0 Evolution des fonds de la baie par la SOGREAH (2007) de 1994 à 2013.

5.1.3 Contexte microbiologique

La baie de Somme est le siège de plusieurs activités ou usages plus ou moins tournés vers la mer. On peut citer en premier lieu la conchyliculture et la pêche à pied. Près de deux mille tonnes de moules de bouchot sont produites chaque année au large de Quend (Section Régionale de Conchyliculture Normandie-mer du Nord), et les récoltes de coques *Cerastoderma edule* sur l'estran sableux en baie représentent une valeur économique et patrimoniale non négligeable. Il en va de même pour l'élevage ovin. En effet, quatre à cinq mille moutons pâturent sur les prés-salés (mollières) à l'intérieur même de la baie et disposent depuis 2007 du label « Appellation d'Origine Contrôlée ». Le littoral picard offre des grandes plages de sable propices au tourisme et aux bains de mer. En baie de Somme, après les interdictions des baignades aux plages de Saint-Valéry et du Hourdel en 2007 pour des raisons de salubrité et de sécurité (DDASS, 2008), la plage du Crotoy reste la seule autorisée. Bien qu'il n'y ait pas un nombre important de baigneurs au Crotoy, la municipalité et les gestionnaires tiennent cependant beaucoup à maintenir cette activité pour le côté « image de marque » et par crainte d'une baisse de la fréquentation touristique. La chasse aux oiseaux d'eau est aussi une pratique prépondérante en baie et les retombées économiques, notamment grâce à la location des huttes de chasse, sont importantes. A noter également une activité de cueillette de salicorne (*Salicornia sp.*). Enfin la baie de Somme représente une zone naturelle intéressante de part sa position géographique et ses caractéristiques environnementales spécifiques. Elle est aussi relativement préservée de l'urbanisation et constitue alors un écosystème de choix pour la biodiversité. Il existe une présence importante et diversifiée d'oiseaux et de phoques, ainsi que la présence d'une végétation typique des prés-salés : l'obione (*Halimione portulacoides*). Il apparaît quelques problèmes de plantes invasives comme la spartine anglaise (*Spartina townsendii*). A ce titre, la baie est protégée à de nombreuses échelles. Elle est inscrite comme Réserve naturelle nationale depuis 1994, site Ramsar depuis 1998, site Natura 2000 depuis 1999 et comme ZNIEFF (Zone Naturelle d'Intérêt Ecologique Faunistique et Floristique), site classé, réserve de chasse (en partie), propriété du Conservatoire du Littoral, Grand site de France, et fera très probablement partie intégrante du futur parc marin des trois estuaires picards. Chaque usage ou intérêt écologique nécessite une configuration environnementale spécifique du site et peut générer des impacts et des pressions. Ces conséquences peuvent aller à l'encontre des autres acteurs concernés. Le paragraphe suivant s'attachera à décrire les pressions d'ordre microbiologiques qui peuvent s'appliquer en baie de Somme.

5.1.3.1 Pression liée à l'urbanisme

La baie de Somme est l'exutoire d'un bassin versant de près de 6 000 km² drainé principalement par le fleuve de la Somme qui recueille les eaux usées de plusieurs villes dont les plus importantes sont Amiens et Abbeville. Les réseaux d'assainissements sont du type séparatif pour la plupart des communes, excepté à Abbeville où il est de type mixte. Il reste dans cette commune quelques déversoirs d'orage problématiques. Le rapport SAFEGE, 2005, indique également qu'une population de 26 000 EH (équivalent habitant) susceptible d'affecter la qualité de l'eau de la Somme ne serait pas ou mal raccordée aux réseaux d'assainissement. Cela se traduit par de mauvais raccordements ou une gestion des eaux usées non collective. Par temps de pluie, le lessivage des voiries peut également émettre des pollutions microbiologiques (déjections canines par exemple) qui se retrouvent non épurées dans les cours d'eau. Il existe plusieurs dizaines d'évacuations directes d'eau pluviale potentiellement contaminée. Des habitations mal raccordées (au réseau pluvial plutôt qu'au réseau eaux usées) génèrent elles aussi continuellement des pollutions d'ordre microbiologique qui peuvent devenir non négligeables, sachant qu'une habitation mal raccordée équivaut à 1000 habitations bien raccordées. A proximité immédiate de la baie, les communes du Crotoy et de Saint-Valéry peuvent aussi générer des pollutions microbiologiques. De plus, l'urbanisation du lit majeur de la Somme et l'imperméabilisation des sols sont sans cesse citées comme facteurs à la fois causaux et aggravants des inondations. L'imperméabilisation de grandes surfaces provoquée par l'édification de bâtiments et d'infrastructures -lotissements, parkings, routes, zones commerciales et industrielles- accentue le ruissellement, ce qui provoque une accélération des débits. D'autre part, l'inadaptation fréquente des réseaux d'évacuation des eaux pluviales et l'implantation d'ouvrages tels que des grandes voies d'accès ou des ponts de chemin de fer gênent l'écoulement de l'eau et peuvent parfois se transformer en de véritables retenues. Enfin, l'urbanisation croissante de la population s'est traduite par une occupation progressive, séculaire et massive du lit majeur des cours d'eau, exposant demeures et habitants à des risques d'inondations assumés, ignorés ou parfois refoulés.

5.1.3.2 Pression liée à l'industrie

A ce jour, les industries susceptibles d'induire une pollution microbiologique du milieu sont toutes raccordées à un système d'assainissement. Il n'existe donc a priori pas de rejets non maîtrisés dans les fleuves.

5.1.3.3 Pression liée à l'agriculture

La région n'est pas très densément peuplée, et même si la période estivale voit arriver une population touristique sur le littoral, le caractère agricole reste dominant. Les élevages à proximité des cours d'eau sont susceptibles d'apporter une pollution microbiologique en baie. Lors d'épisodes pluvieux, les sols et les déjections sont lessivés rapidement, ce qui se traduit par une arrivée massive de germes fécaux dans les eaux (Agriculture Eau Environnement / agence de l'eau Seine-Normandie, 2003). Ces lessivages sont accentués lorsque le terrain est en pente et que l'eau ne s'infiltré pas dans le sol. Des zones sensibles peuvent alors être définies en fonction des paramètres suivants : densité d'animaux, nature de l'espèce élevée et le temps de ruissellement jusqu'au cours d'eau (ce temps de ruissellement dépend de la pente du terrain et de la perméabilité du sol). Les mollières en baie accueillent aussi une forte présence de moutons de prés-salés, qui de par leurs déjections, peuvent impacter la qualité de l'eau. Outre leur lessivage lors de précipitations, les mollières sont recouvertes par les eaux marines lors des grandes marées qui mettent alors en suspension les matières fécales des moutons. Il devient difficile d'estimer à ce niveau la contribution réelle des activités agricoles dans la pollution microbiologique. En effet, le transfert des germes fécaux dans le milieu aquatique est soumis, d'une part, aux conditions météorologiques, et d'autre part à la localisation des déjections par rapport aux cours d'eau.

5.1.4 Contexte législatif

5.1.4.1 Directive cadre de l'eau (DCE)

La Directive Cadre sur l'Eau (2000/60/CE) du 23 octobre 2000 a pour objectif la reconquête des milieux aquatiques avec une obligation de résultats. Il est demandé aux états membres de garantir des eaux de bon état écologique et chimique à l'horizon 2015. En cas de risque de non atteinte du bon état écologique pour cette échéance, il est possible de demander auprès de la Commission des reports d'objectifs (deux reports maximum de 6 ans chacun), ce qui rend possible un retour au bon état écologique d'une masse d'eau à l'horizon 2027. Ces mesures imposées par la DCE impliquent une identification des masses d'eaux. Dans le cadre de notre étude, les eaux du fleuve Somme et des cours d'eaux côtiers sont considérés comme « eau de surface continentale » dont le bon état écologique doit être atteint en 2015. Les eaux de la baie de Somme à l'Est d'une ligne Le Hourdel / Pointe de St Quentin sont classées comme « eaux de surface de transition » avec report d'objectif à

2027 ; à l'Ouest, la masse d'eau est classée comme « eau de surface côtière » (Source : SDAGE du bassin Artois Picardie).

5.1.4.2 Directive eaux conchylicoles

La directive 2006/113/CE du 12 décembre 2006 du Parlement Européen et du Conseil constitue la version codifiée de la directive 79/923/CEE du Conseil du 30 octobre 1979. Cette directive s'applique aux eaux côtières destinées à la conchyliculture, les zones de bouchots de Quend sont donc concernées. Elle fixe des objectifs de qualité des coquillages portant sur douze paramètres dont la microbiologie. La teneur en coliformes fécaux doit être inférieure au seuil maximum de 300 unités par 100 g de chair et de liquide intervalvaire. La fréquence d'échantillonnage devant être au moins trimestrielle. Le règlement (CE) N°854/2004 du Parlement Européen et du Conseil du 29 avril 2004 fixant les règles spécifiques d'organisation des contrôles officiels concernant les produits d'origine animale destinés à la consommation humaine impose le classement des zones conchylicoles par les autorités compétentes en fonction de leur état sanitaire. Le réseau REMI de l'IFREMER s'inscrit dans cette optique. En France, il a été décidé de définir 4 classes résumées dans le tableau 5.2.

Classe	nb E.Coli / 100g de c.l.i	Conséquences
A	<230	Consommation directe autorisée
B	230<n<4600	Purification des coquillages
C	4600<n<46000	purification de longue durée
D	>46000	consommation interdite

Tableau T.5.2 Classes d'insalubrité en vigueur

5.1.4.3 Directive eaux de baignade

La DDASS procède à des mesures hebdomadaires des coliformes totaux, *Escherichia coli* et entérocoques dans les zones de baignades déclarées en suivant le protocole défini dans la directive (numération bactérienne par technique du Nombre le plus probable effectuée par un laboratoire agréé). Une circulaire du ministère de la santé publiée chaque année précise ces modalités (circulaire DGS/EA4 n°2009-122 du 30 avril 2009). En fonction des teneurs en germes fécaux, la zone de baignade fait l'objet d'un classement immédiat pour information au public. Les coliformes totaux sont encore pris en considération, mais la nouvelle directive a abandonné ce paramètre et a

défini des seuils à respecter pour les entérocoques et *Escherichia coli*. Pour pouvoir être déclarée salubre, les eaux de baignades doivent au moins être de qualité suffisante. Les prévisions montrent que, avec des teneurs en germes fécaux inchangées à l'horizon 2015, la plage du Crotoy sera classée en mauvaise qualité. La nouvelle directive impose aussi aux collectivités locales la réalisation de profils de baignades qui comprendront, entre autre, une identification des sources de pollution microbiologiques ainsi qu'une évaluation de leurs impacts respectifs sur les eaux de baignades.

5.2 Travaux antérieurs en baie de Somme.

5.2.1 L'étude SOGREAH

Le Conseil Général de la Somme a commandé en 1997 au bureau d'études SOGREAH une expertise visant à déterminer les aménagements adéquats à réaliser en vue de freiner l'ensablement de la baie. Une reproduction de la zone a donc été construite en modèle réduit afin de simuler en accéléré les effets des marées consécutives et les impacts positifs ou négatifs des aménagements envisageables. Il nous importe pour notre étude d'utiliser les descriptifs des différents courants en baie observés sur le modèle réduit afin d'évaluer les déplacements potentiels des masses d'eau en baie ; dans l'hypothèse où la distribution spatiale des bactéries fécales ne serait pas homogène. Un inventaire des débits fluviaux ainsi que des mesures de courantologie in situ ont été réalisés pour le calage et la validation du modèle. Concernant la bathymétrie, les données utilisées ont été acquises au cours d'un levé photogrammétrique de 1993. Lors de la modélisation, il a surtout été mesuré le déplacement des masses d'eaux marines entrant en estuaire, car elles étaient considérées à juste titre comme largement responsables des phénomènes d'ensablement. Il devient de ce fait compliqué d'évaluer le déplacement des masses d'eaux fluviales dans la baie lors des épisodes de marée. Cependant, les eaux fluviales du canal de la Somme ont fait l'objet de suivis ponctuels sur le modèle réduit à la demande du Comité de pilotage. Elles ont été colorées et leurs déplacements ont ainsi pu être repérés. Selon le rapport : «Ces tests avaient pour objet d'apprécier les conditions de répartition et de diffusion de l'eau douce dans la Somme lors de la remontée du flot dans la baie. Ces manipulations ont été effectuées pour une marée moyenne et une marée de grande vive-eau. Le colorant (permanganate de potassium) était injecté en fin de perdant de telle sorte que le panache coloré ne sorte pas du modèle mais dépasse la confluence entre le chenal du Crotoy et ce lui de Saint-Valéry sur Somme. Dans les différents tests, il est apparu de façon quasi systématique que, avec l'arrivée du flot, le panache coloré remontait dans la baie en se divisant en deux, la plus grande partie empruntant le chenal de Saint-Valéry ; le mélange des eaux semblait tout

aussi marqué côté Crotoy que côté Saint-Valéry. Les eaux arrivant au droit de la pointe du Crotoy débordaient cette dernière pour participer, pour partie, au remplissage du bassin de chasse et des ports de pêche et de plaisance, et au remplissage du fond de la baie » (rapport SOGREAH, 1997).

5.2.2 L'étude Gemel

Le Groupe d'Étude sur les Milieux Estuariens et Littoraux (GEMEL) a rédigé un rapport intitulé *Approche de la dynamique bactérienne dans un estuaire macrotidal : la Baie de Somme* (Ducrotoy, Rybarczyk, Desprez, 1989) qui consistait en deux campagnes de mesures (le 4 juillet et le 17 août 1989) des concentrations en *Escherichia coli* et streptocoques fécaux par la technique des microplaques. Ces mesures concernaient cinq points de la baie choisis en fonction de l'influence des eaux douces (définie par la nature du faciès estuarien). Un protocole original de prélèvements à l'aide de perches et de bouteilles stériles a permis des prélèvements en des points précis de la colonne d'eau et à des moments précis du cycle de marée. En parallèle des mesures bactériologiques, des paramètres relatifs aux apports continentaux, ainsi que les facteurs climatiques ont été déterminés et pris en compte. Ces paramètres sont les suivants : salinité, matières en suspension, matière organique totale, sels nutritifs, chlorophylle *a* et phéopigments. Un nombre important de résultats a été déterminé et les détailler ici serait superflu. Il est important de retenir que cette étude a confirmé l'idée de l'existence de plusieurs masses d'eau dans la baie. Les bactéries fécales seraient essentiellement d'origine fluviale et seraient aptes à survivre relativement longtemps dans les masses d'eau estuariennes qui sortent et rentrent à nouveau dans la baie.

5.2.3 L'étude Saunier

Cette étude rendue en juin 1986 a été commandée par le Conseil Général de la Somme afin d'avoir une idée des flux de bactéries fécales arrivant en baie de Somme. Le bureau d'étude SAUNIER EAU ET ENVIRONNEMENT a inventorié de manière assez exhaustive ces flux et a proposé des aménagements afin de reconquérir la qualité des eaux de baignade des plages de Saint Valéry et du Crotoy (jusqu'alors interdites à la baignade). La plupart des apports potentiels de germes fécaux ont été pris en considération; il s'agit des principaux exutoires : le canal de la Somme et le contre canal, le courant à poissons, la Maye et le canal de la Maye. Les apports diffus, notamment dus au lessivage des sols et mollières lors d'épisodes pluviaux ou de grande marée, ont aussi été estimés. Cette étude a nécessité des mesures de quantification microbienne au niveau des exutoires et des plages afin de disposer de données représentatives. Les fortes pollutions observées à l'époque se

justifiaient par la présence de nombreux rejets sauvages d'eaux usées, par l'existence d'un réseau unitaire avec déversoir d'orage à Abbeville, et de piètres performances des stations d'épuration. Les flux bactériologiques issus des rejets sauvages égalaient ceux issus des stations d'épuration. Ces conclusions s'appuyaient sur des mesures réalisées dans le cadre de l'étude. Le contre-fossé et le canal de la Maye très pollués à l'époque présentaient des concentrations en coliformes fécaux près de dix fois supérieures aux autres cours d'eau. Les calculs ont mis en évidence une pollution bactériologique de fond principalement due à la Somme par l'intermédiaire des rejets des stations d'épuration urbaines, aux rejets sauvages ainsi que du lessivage des sols agricoles par temps de pluie.

5.3 Méthodologie

Les simulations numériques des courants et la dispersion de rejets en milieu marin permettent à la fois d'identifier des rejets susceptibles de contaminer une ou plusieurs zones et de déterminer les situations à risque en termes de météorologie (pluie, vent) et de conditions océanographiques (marée, sur-côte...). Cette démarche offre la possibilité de déterminer la contribution en matériel contaminant de chaque rejets dans la concentration obtenue en zone côtière. Elle est donc particulièrement adaptée lorsque de nombreux rejets sont présents. Le modèle va donc permettre de d'étudier plusieurs scénarios de dispersion et de mettre en évidence la contribution de chaque source identifiée aux épisodes de contamination. Ces scénarios correspondent à une combinaison de conditions météorologiques, d'un régime marégraphique, et des apports fluviaux.

Après validation du modèle MARS3D appliqué à la baie de Somme, des séries de simulations ont été réalisées pour identifier le rôle de la marée et des apports fluviaux dans le transport de matériel dans l'eau. Dans un second temps, le vent sera introduit dans le modèle et son effet sur la circulation et la dispersion de traceurs passifs sera quantifié. Aussi, le temps de renouvellement des eaux occupant la baie sera calculé pour chaque configurations: vents de NE et SO (6 m/s) et par temps calme.

Des lâchers simultanés de particules (traceurs passifs) ont été réalisés pour des configurations météorologiques différentes, pour identifier le rôle du vent combiné à la marée dans le transport et la dispersion du matériel en suspension dans l'eau, transitant par les sources fluviales alimentant la baie de Somme. Aussi, une source potentielle de contamination fécale attribuée aux moutons de prés-salés sera intégrée aux calculs et un suivi de particules relatives au déjection animal sera assuré. Le débit des sources a été paramétré dans le modèle de façon réaliste, en conformité avec la définition faite au paragraphe 5.3.1.

Afin de quantifier les contributions respectives en charge microbienne potentielle de chaque source, et leur répartition dans la baie de Somme, 4 zones (a,b,c,d) de 9 km² ont été délimitées à l'intérieur de la grande zone, Z1, de 11 x 7km (Fig..5.1). Cent particules ont été émises depuis chaque exutoires (600 particules au total) et suivies au cours du temps, suivant différentes conditions météorologiques. Un patch de 100 traceurs passifs représentant les déjections de moutons a été positionné sur toute la zone des mollières (partie interne de la baie) sur un espace d'environ 2 km de diamètre. Une analyse détaillée des flux de particules entrants et sortants (analyse eulerienne) dans ces 4 zones préalablement choisies pour leur particularité géographiques : A et B étant les deux zones Nord et Sud à l'entrée de la baie portées sur les eaux marines, C la zone avoisinant le Crotoy, connaissant de sérieux problèmes de qualité de l'eau, et D la zone interne, immergée uniquement lors des vives-eaux, et où évolue le cheptel de moutons. De même une analyse par source (analyse lagrangienne) a été effectuée pour déterminer les zones préférentielles de dépôt par source suivant les forçages en présence. L'analyse a été réalisée principalement sur 7 jours (150h) car, sur dix jours, le changement de marange est considérable et fausse l'analyse.

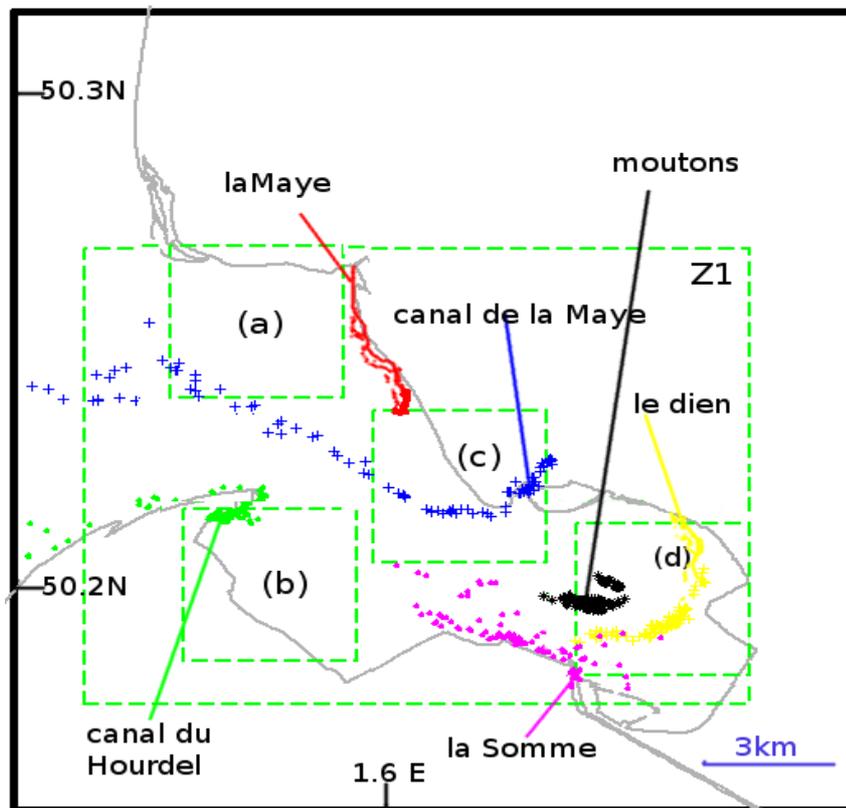


Figure 5.1 Représentation des 4 zones d' étude (Za, Zb, Zc, Zd) et des sources. La zone Z1,représente toute la surface de la baie.

5.3.1 Configuration du modèle et des forçages

En ce qui concerne le cas de la Somme, le modèle MARS 3D a été configuré de façon similaire à celle de la rade de Boulogne-sur-Mer. Cependant, pour la baie de Somme une grille bathymétrique

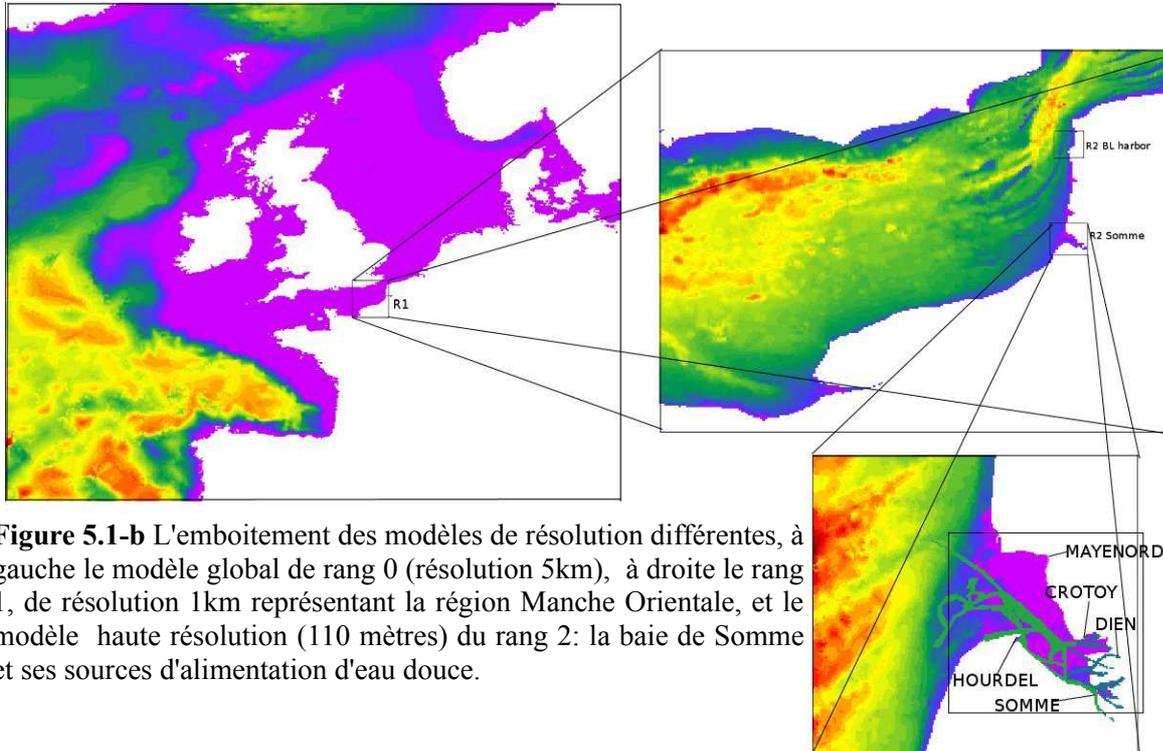


Figure 5.1-b L'emboîtement des modèles de résolution différentes, à gauche le modèle global de rang 0 (résolution 5km), à droite le rang 1, de résolution 1km représentant la région Manche Orientale, et le modèle haute résolution (110 mètres) du rang 2: la baie de Somme et ses sources d'alimentation d'eau douce.

de 200*200 mailles de résolution 110m, a été conçue par l'intermédiaire du logiciel BMGtools, développé par l' IFREMER. Les données météorologiques METEOFrance ont été intégrées aux simulations. Nous avons également introduit les apports fluviaux de 5 sources, à savoir: la Somme, Le Dien, la Maye (au Nord de la baie), le canal de la Maye (se jetant au Crotoy) et le canal du Hourdel. Le débit de la Somme a été fixé pour toutes les simulations à la valeur de son débit moyen annuel à savoir 35 m³/s. Le débit du Dien a été fixé à 2 m³/s ;le débit du canal de la Maye à 4 m³/s, le débit du canal du Hourdel à 2 m³/s, et le débit de la Maye (au Nord) à 1m³/s. En plus de ces débits, un ruissellement relatif à la station de purification conchylicole a été ajouté aux simulations. Ce ruissellement estimé à 0.5 m³/s a été placé légèrement au Sud de l'exutoire de la rivière Maye (au Nord de la baie).

Le modèle utilise une méthode de traitement des bancs découvrants basée sur deux critères: la profondeur moyenne et l'intensité de l'écoulement.

Le postulat est que: si le volume d'eau déplacé pendant l'écoulement est supérieur à la surface de la maille multipliée par sa profondeur, alors la maille est considérée mouillée, sinon est sèche.

5.4 Courantométrie en baie de Somme

5.4.1 Les courants de marée en baie de Somme

Le long du littoral Picard, les courants diminuent rapidement (jusqu' à 0.4 m/s en moyenne) et au dessus de la zone intertidale, ils ne dépassent pas les 0.2 m/s. Les irrégularités du trait de côte, telles que les caps et les ouvrages portuaires engendrent la formation de tourbillons qui modifient localement les vitesses des courants et leurs directions (cf paragraphe 4.1.2). Les courants dans la baie de Somme sont nettement plus intense du fait des effets de canalisation de l'eau et d'amplification du marnage. Le corollaire de ce marnage mégatidal en baie de Somme est donc une vitesse de courant qui atteint globalement 2 m/s lors du flot (qui domine sur le jusant) exprimant ainsi l'asymétrie évoquée plus haut (voir paragraphe 5.1.2.2). En effet, les courants de flot sont plus intenses que ceux de jusant et cette dissymétrie explique en grande partie le comblement de la baie de somme. Le fort hydrodynamisme observé en baie de Somme se matérialise à l'entrée de la baie par l'existence de mégarides sableuses. Cette zone d'estran sableux est incisée par des « passes » (chenaux de marée) qui se prolongent vers le fond de la baie . C'est par ces passes que s'engouffre les courants principaux de flot et de jusant. En direction du large s'étend un prisme sédimentaire d'une largeur maximum de 20km et d'une dizaine de mètres d'épaisseur, composé de sables fins, c'est ce qui constitue le delta externe de la baie de Somme.

5.4.2 Courants instantanés

Dans la baie de Somme, les courants sont engendrés par la marée mais leur directions et intensité peut varier au gré des marnages et des forçages extérieurs type vent ou débit. Le flot s'appuie en bordure Sud de l'entrée de la baie et pénètre dans la baie en allant du cap Hornu (non loin du Hourdel) vers le Crotoy. Du fait de la courte durée du flot, les courants de flot (dont l'arrivée est très soudaine) sont particulièrement intenses dans les chenaux à proximité du Hourdel et devant la pointe du Crotoy où ils peuvent atteindre respectivement 2.5 et 2 m/s en marée de vive-eau. Ils diminuent vers l'intérieur et la partie Sud de la baie. Si le flot prédomine dans la partie Sud de la baie, le jusant est dominant au Nord. Les intensités des courants de jusant sont en moyenne de 20% inférieures à celle de flot.

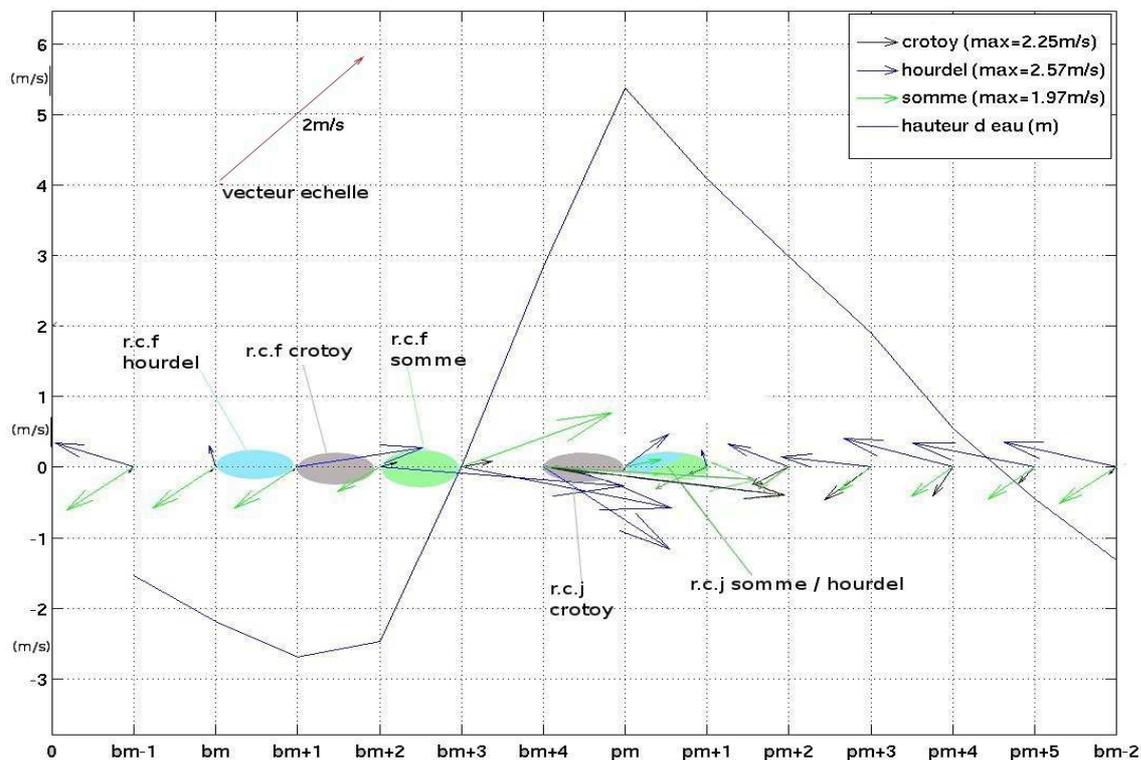


Figure 5.2 Evolution du courant pendant 13H lors d'un cycle de marée de vive-eau aux trois stations S1,S2,et S3 et mise en évidence des renverses de courants

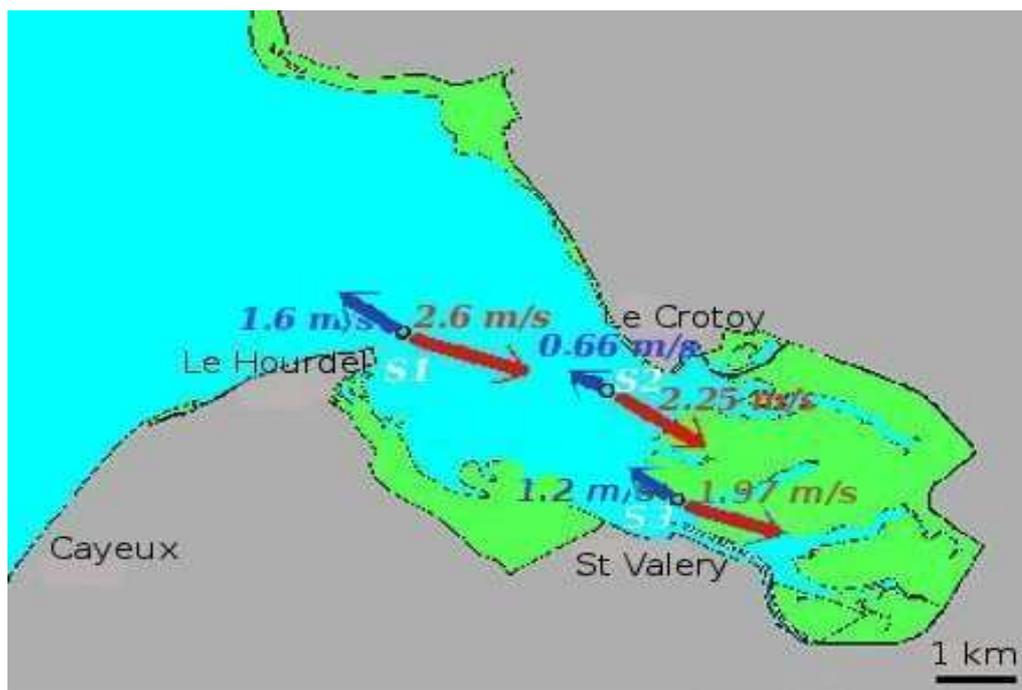


Figure 5.3 Représentation des courants maximums de jusant et de flot aux trois stations S1,S2,S3

On estime le volume d'eau oscillant (ou prisme tidal) en baie de Somme pour une marée de vive-eau à environ 110 millions de m^3 (Loquet, 2001). Cette analyse courantométrique de la Somme a été réalisée pour la période du 20 mars 2003 au 10 avril 2003 intégrant en première partie un cycle vive-eau (du 20 au 24 mars) puis un cycle morte-eau (du 25 au 29 mars), permettant une différenciation des effets du marnage dans les lâchers de particules au niveau des sources .

5.4.3 Courants résiduels

Le courant résiduel a été calculé pour une période de 125h dans la baie et une classification hydrodynamique de zones a été effectuée. La figure 5.4 montre la direction et l'intensité des courants résiduels sur 125h, les couloirs qu'empruntent le flot et le jusant, et les zones de faible ($< 0.03\text{m/s}$) et de fort ($>0.1\text{ m/s}$) hydrodynamisme. On visualise sur cette figure les zones de la baie où la sédimentation se produit envasant les zones peu profondes et souvent végétalisées. Ces zones piègent les sédiments marins et permettent la progression des prés-salés où pousse la salicorne et où vivent les moutons de prés-salés (AOC), fierté de la baie.

En baie de Somme, le flot est plus fort que le jusant, il est plus bref, mais son intensité favorise les transferts de sédiment depuis le large et/ou les eaux côtières (matière transitant par le fleuve côtier) ce qui a comme conséquence d'ensabler considérablement la baie à certains endroits (partie interne) mais de l'éroder à l'autre (partie externe, vers Cayeux, non loin du couloir de flot). Les courants résiduels en Baie de Somme sont faibles, généralement inférieurs à 10 cm/s sauf dans les chenaux (Fig. 5.4). Dans certaines zones de la baie, les courants résiduels convergent, comme par exemple au Sud-Ouest du Crotoy où trois directions principales de courants se rejoignent. Il semblerait y avoir une cellule de convergence de courants résiduels de surface au voisinage du Crotoy.

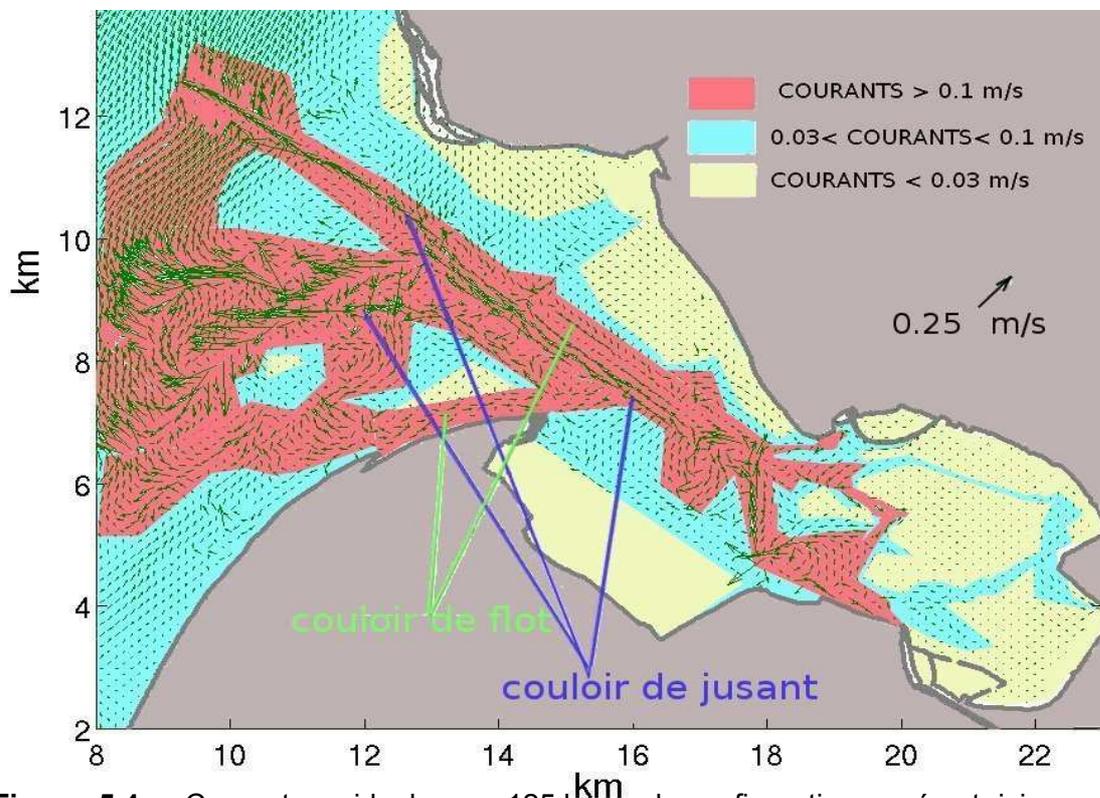


Figure 5.4 Courants résiduels pour 125 h pour la configuration marée et rivières et indication des couloirs préférés de jusant et de flot. Le dégradé de couleur traduit une classification hydrodynamique de zones au sein de la baie de Somme.

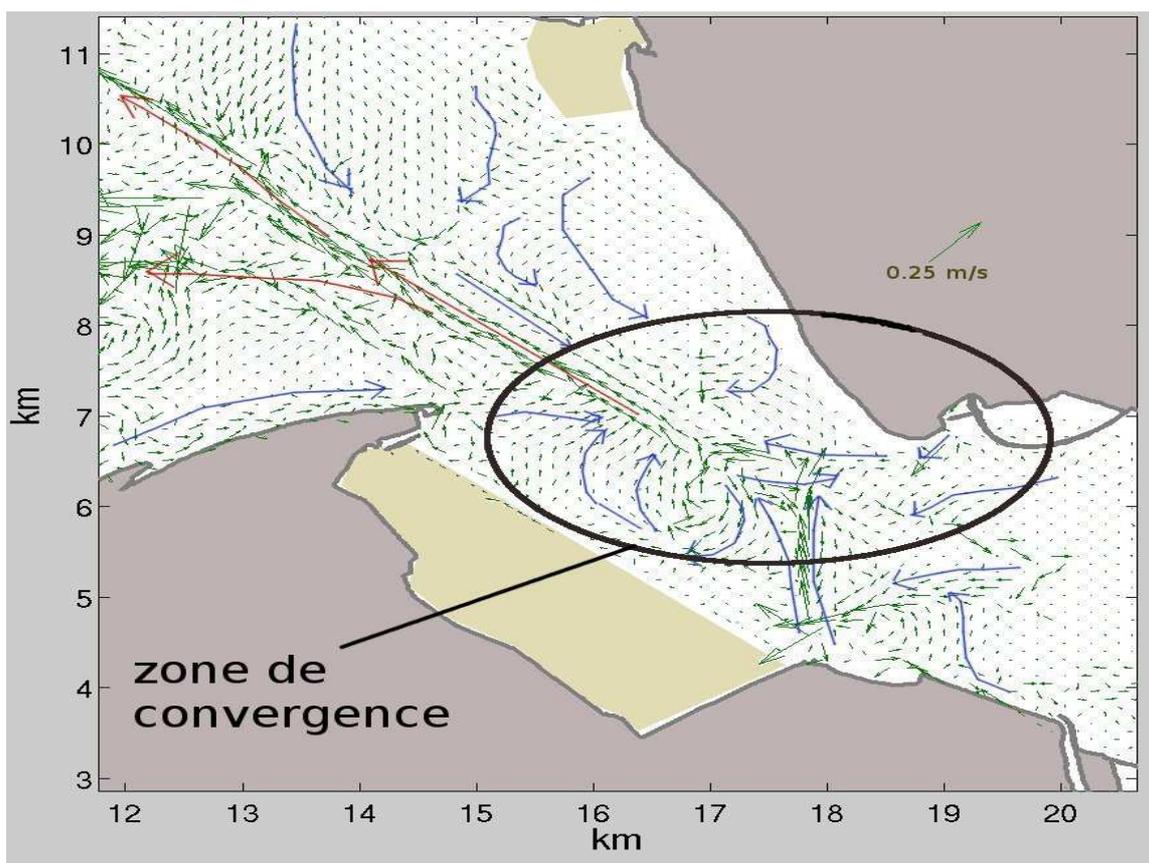


Figure 5.5 Courants résiduels de surface pour 125 h pour la configuration “sans vent” pour la zone du Crotoy: mise en évidence de l’existence d’une zone de convergence.

5.4.4 Temps de résidence des eaux

La zone d’étude comprend deux masses d’eau côtières de propriétés différentes:

-M1:la masse d’eau de la «baie de Somme»: occupant la grande zone intertidale, moyennement à fortement salé et moyennement turbide.

-M2:la masse d’eau côtière océanique, fortement salée.

Une première démarche consiste à calculer le temps de résidence et de la masse d’eau M1, en fonction du sens du vent (vent de SO et NE de 6m/s pendant la durée de simulation) et sans vent.

La figure 5.6 montre le temps nécessaire mis par chaque patch de particules repartis sur toute la colonne d’eau de la partie interne de la baie (dans toute la masse d’eau M1), pour quitter la zone.

Le paramètre T90 permet de quantifier ce temps de résidence. Il représente le temps nécessaire pour évacuer 90% des traceurs hors de la baie. La tension du vent sur la surface de l’eau provoque un entrainement de la couche superficielle: cette eau peut s’accumuler dans des rentrants de la côte et provoquer une surcote. En Baie de Somme, l’effet d’un fort vent d’Ouest ralentit le jusant et s’oppose au vidage de la baie. C’est ce que l’on constate sur la figure 5.6, pour un vent de SO de 6m/s

approche les 560 heures alors qu'il n'est que de 480h par vent de NE et d'environ 540h en l'absence de vent. Le vent a donc un effet relativement modéré sur le temps de renouvellement de la masse d'eau interne à la baie de Somme.

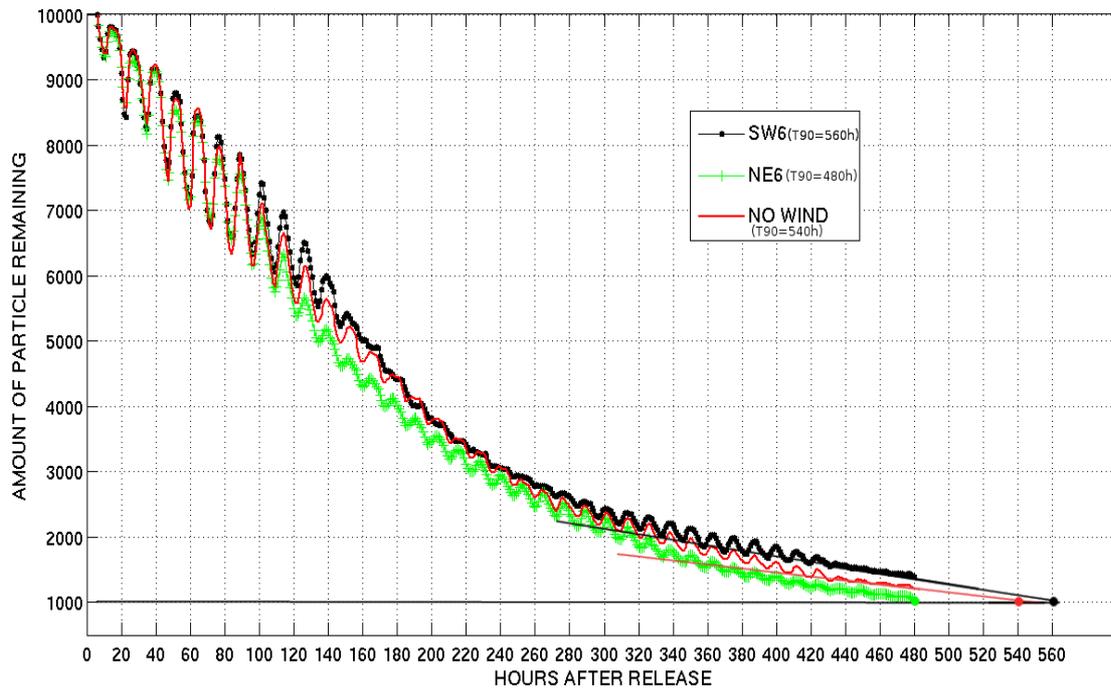


Figure 5.6 Effet du vent sur le temps de renouvellement des eaux de la partie interne de la baie de Somme.

5.4.5 Les zones d'influence d'eau douce.

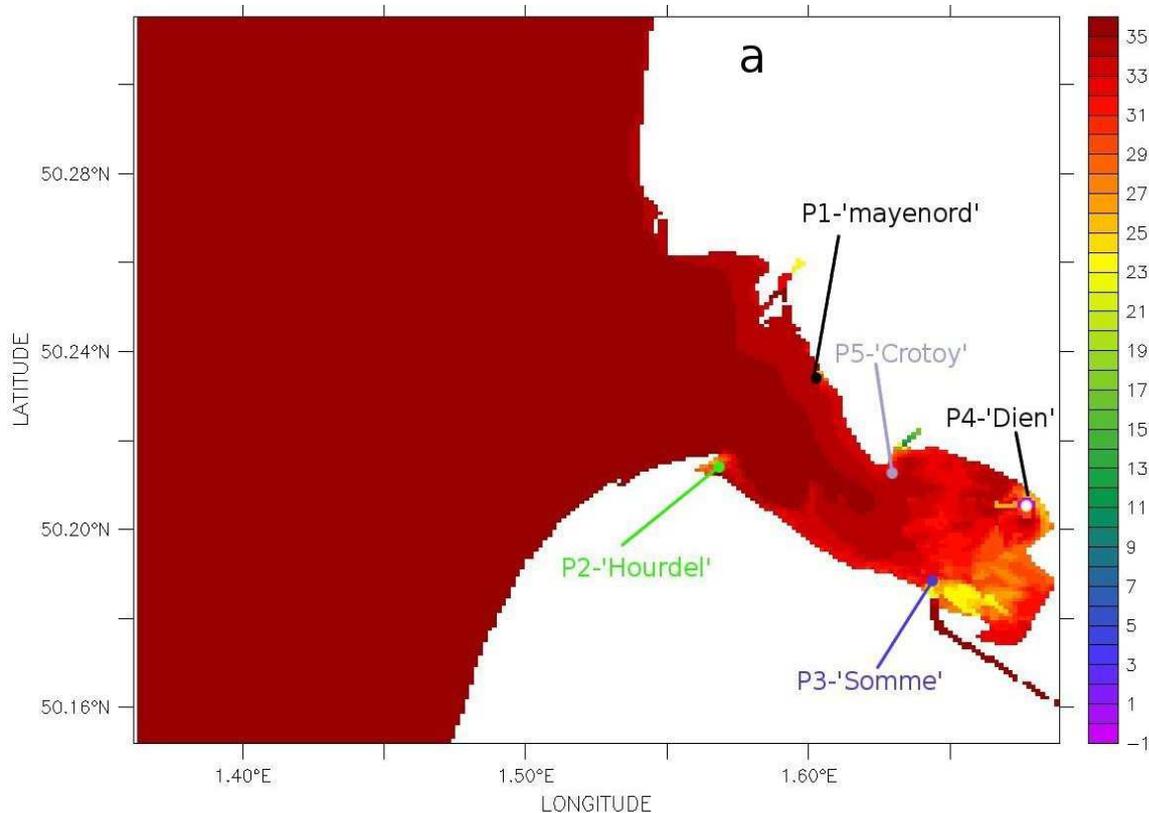


Figure 5.7 Représentation de la salinité en baie de Somme à marée haute.

La figure 5.7 représente une vue qualitative des zones d'influence d'eaux douces en baie de Somme. Les différentes sources y sont indiquées et le contraste des couleurs montre les zones les plus balayées par l'eau douce (dégradé de jaune clair) et les zones les plus brassées par les eaux océaniques (couleur rouge).

5.4.6 Influence du moment de lâcher sur le transport des traceurs passifs

De la même façon que pour la rade de Boulogne-sur-Mer (chapitre 4) , le T90 relatif à un nuage de 1000 particules, à été calculé pour un lâcher «standard»: la marée et les cours d'eau comme seuls forçages, pour des lâchers pendant le flot et pendant le jusant à l'exutoire du fleuve Somme.(P3 sur la figure 5.7). Nous n'avons observés aucune différence significative entre lâcher de jusant et lâcher de flot, et n'avons donc pas considéré ce paramètre pour cette étude sur la Baie de Somme (Fig. 5.8). Les temps de résidence moyens des traceurs en baie de Somme étant plus long qu'en rade de Boulogne-sur-Mer, nous utiliserons pour cette étude préférentiellement la notion de T50, correspondant au temps nécessaire pour évacuer 50% du nombre initial de particules hors du domaine.

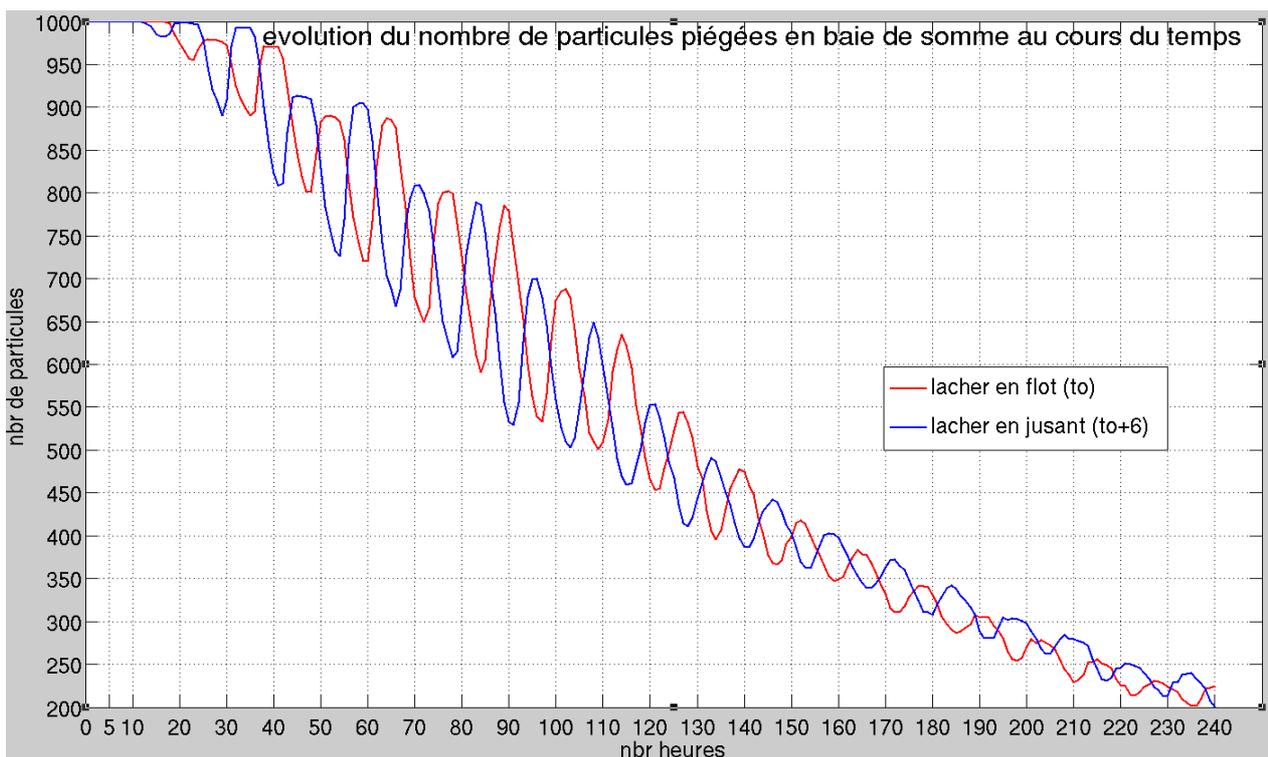


Fig. 5.8 Évolution du nombre de particules dans la baie (zone 1 sur la figure 5.1) pour deux lâchers standards lors du flot et lors du jusant.

La figure 5.9 représente l'évolution du nombre de traceurs passifs émis dans l'eau au voisinage de chaque sources d'eau douce à l'intérieur de la baie de Somme (Z1, figure 5.1).

Le lâcher a été réalisé en période de vive-eau en présence de vent de SO.

5.5 Suivi Lagrangien et étude de la dynamique des eaux de la baie.

5.5.1 Temps de résidence des traceurs

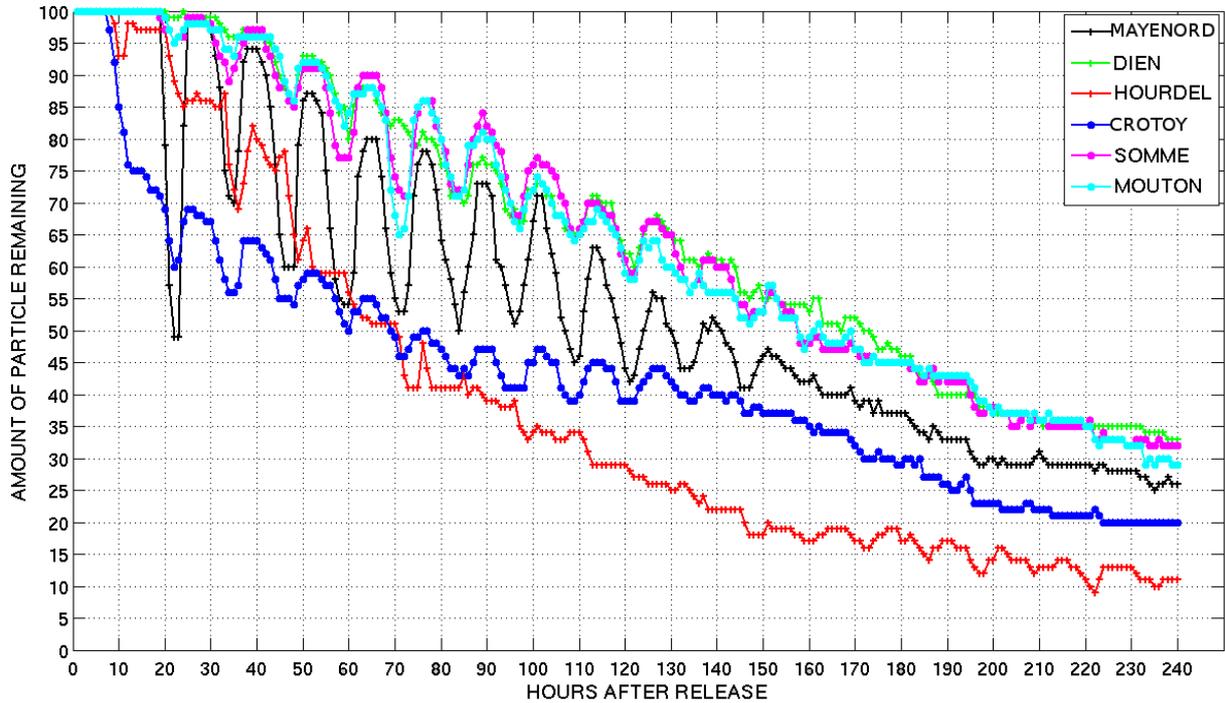


Fig. 5.9 Évolution du nombre de particules dans la baie (zone 1 sur la figure 5.1) pour les 6 sources et lors d'une période de vive-eau et sous l'influence d'un vent de SO (6m/s).

Lorsque l'on fait l'inventaire de tous les temps de résidence calculés pour chaque source, suivant toutes les configurations météorologiques possibles, on s'aperçoit que dans tous les cas, l'eau du Hourdel est celle qui réside le moins dans la baie. Cependant, l'eau de la Maye Nord ainsi que le ruissellement associé à la station d'épuration des coquillages réside plus longtemps dans la baie que l'eau du canal de la Maye dont l'exutoire est au Crotoy. Ceci s'explique par le fait que en dépit de sa position géographique (Nord de la baie) les courants résiduels dans cette zone sont très faibles et même orientés en partie vers l'intérieur de la baie. Les particules issues du Hourdel s'évacuent plus vite que les autres (proximité océanique) contrairement aux particules transitant par le Dien ou celles représentant les déjections de moutons, qui semblent être plus piégées dans la baie. On observe pour les trois sources les plus internes (Somme, Dien et zones de pâturages des moutons) des T50 avoisinant les 160h pour une marée de vive-eau sous l'influence d'un vent de SO (6m/s). Le marnage ne semble pas affecter significativement le temps de résidence des traceurs issus du fleuve Somme car on constate des temps assez proches entre vive-eau et morte-eau pour un même forçage.

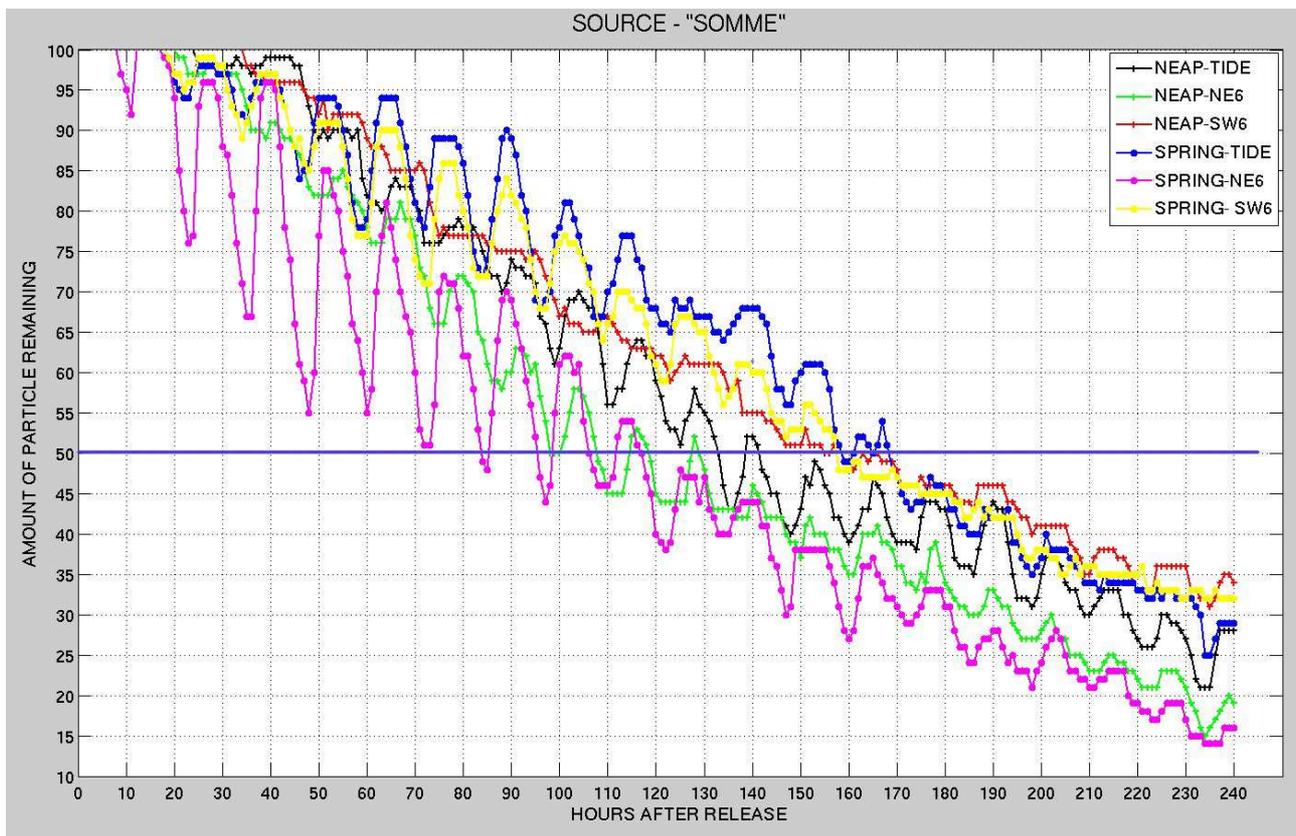


Figure 5.10 Évolution du nombre de particules transitant par le fleuve « Somme » au cours du temps, et selon le marnage (vive-eau/morte-eau) et les forçages atmosphériques

En ce qui concerne l'eau de la Somme (Fig. 5.10), le plus gros apport d'eau douce de la Baie ($\pm 35^2$ m³/s), on constate que l'influence du vent de NE est très bénéfique à l'évacuation de ses eaux hors du domaine. Cependant, sous un vent de SO, le temps de résidence des particules augmente d'environ 35-40 h comparé à l'influence du vent de NE.

5.5.2 Trajectoires des traceurs

L'examen des trajectoires relatives à l'impact du vent, nous renseigne sur la dispersion et le transport en baie de Somme. Globalement, le vent de SO piège les particules dans la baie, renforçant le flot déjà plus important que le jusant. Il contribue aussi de façon significative à la progression marine des eaux vers l'intérieur de la baie. Ce flot puissant transporte les sédiments marins et les MES à l'intérieur de la baie et sédimentent dans les zones où le courant est faible (partie interne végétalisée) et où un engorgement significatif est observé depuis plusieurs années.

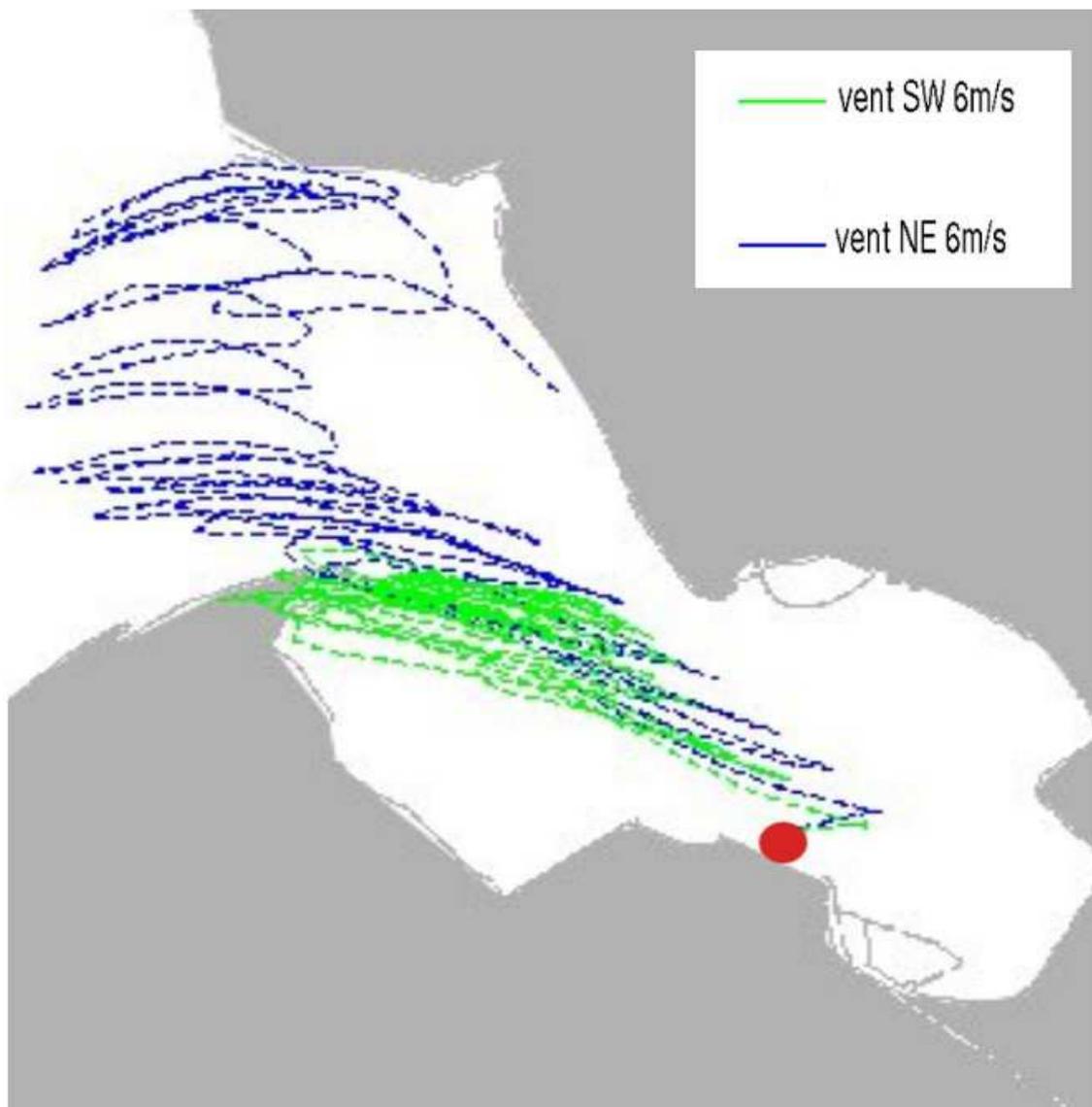


Figure 5.11 Trajectoires du barycentre d'un nuage de particules transitant par la Somme sous l'influence de 2 vents de direction opposée (6m/s) . La durée de suivi est de 10 jours et le point de lâchers est représenté par le patch rouge sur la figure.

Les vents forts de SO fort peuvent provoquer des surcote bénéfiques au «nettoyage» de la partie interne de la baie où vivent les moutons et où transite l'eau du Dien. Cette zone située environ à 8km à l'Est de la pointe du Hourdel est irriguée par quelques chenaux très sinueux que l'eau de mer emprunte lors de la pénétration de la marée. Le vent de SO permet d'accélérer la circulation de flot; mais ralenti le jusant. On peut donc dire que le vent de SO participe à la rétention des particules en baie de Somme. En ce qui concerne le vent de NE, l'analyse des trajectoires et des T90 montrent que ce dernier est favorable à l'évacuation de particules renforçant le courant de jusant (Fig. 5.11). Dans quasiment tous les cas de figure et dans toutes les zones définies dans la baie de Somme (voir paragraphe 5.6) c'est par vents de NE que les particules s'évacuent le plus vite.

	T50	MORTE-EAU		
SOURCES				
	PAS DE VENT	NE6	SW6	MOY
Dien	>600H	215	>650H	>500H
Maye nord	215	131	240	195,3
Hourdel	101	81	63	81,7
Crotoy	109	140	150	133,0
Somme	141	130	165	145,3
Moutons	202	206	191	199,7
MOY(sans Dien)	153,6	137,6	161,8	
	T50	VIVE-EAU		
SOURCES				
T50	PAS DE VENT	NE6	SW6	MOY
Dien	183	155	173	170,3
Maye nord	127	103	142	124,0
Hourdel	92	66	71	76,3
Crotoy	98	119	75	97,3
Somme	144	116	157	139,0
Moutons	141	130	169	146,7
MOY	130,8	114,8	131,2	

Tableau T5.3 T50 calculés pour chaque sources suivant les marnages et en fonction du vent.

Le tableau 5.3 reprend tous les résultats obtenus en terme de T50 (temps pour évacuer définitivement 50% des particules émises depuis la source) en fonction des forçages atmosphériques (vents) et du marnage.

Il apparaît que les particules émises depuis la source le plus à l'Ouest (le Hourdel) s'évacuent en moyenne plus rapidement que les sources internes à la baie. Sa position géographique lui permet un bon échange avec les eaux côtières. En outre les sources de la zones interne telle que l'eau du Dien, résident très longtemps dans la baie en raison d'un mélange avec les eaux côtières n'opérant que par grandes marées. Le vent de NE favorise l'évacuation des particules en général en renforçant le courant de jusant permettant le vidage tandis qu'un vent de SO le ralenti augmentant le temps de résidence des particules (TRP) et donc la rétention en baie. En vive-eau, le vent de SO accélère le flot, ce qui induit une surcote favorisant l'évacuation des particules par rapport à un régime sans vent.

5.5.3 effet d'un aménagement côtier: la chenalisation de la somme jusqu'au Hourdel.

Afin de déterminer des solutions possibles pour diminuer le TRP dans la baie, l'exutoire de la Somme a été déplacé (numériquement parlant) vers la pointe du Hourdel. Cela a comme conséquence directe de diminuer quasiment par trois le T50 des particules transitant par la Somme .

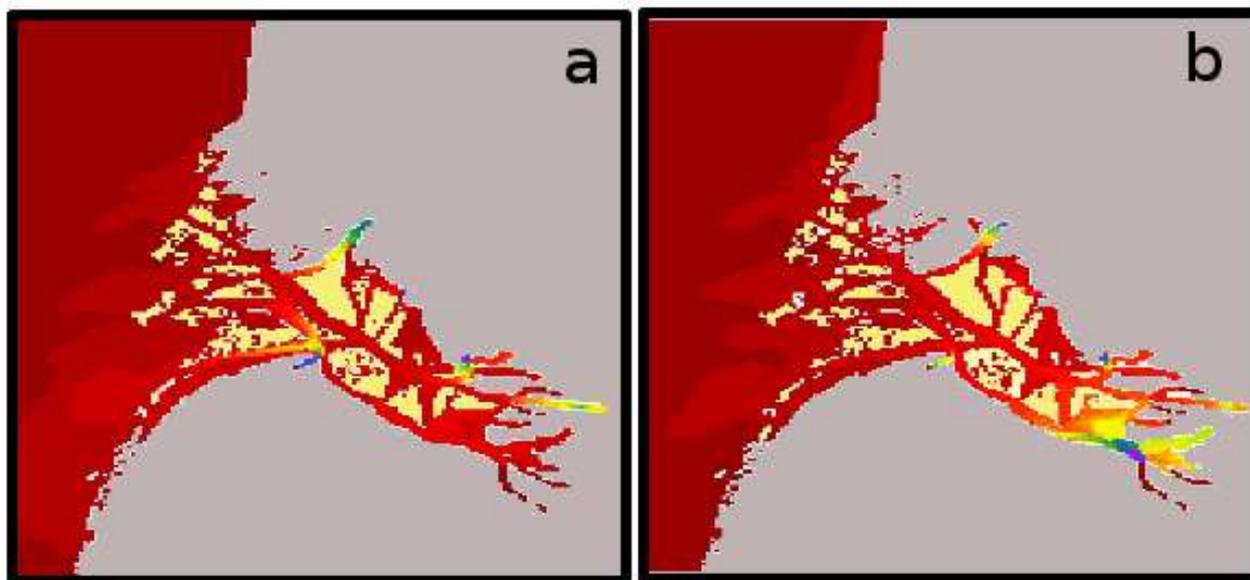


Fig. 5.12,a,b (a) exutoire de la Somme placé à la pointe du Hourdel et (b) exutoire de la Somme à St Valery, tel qu'il est actuellement.

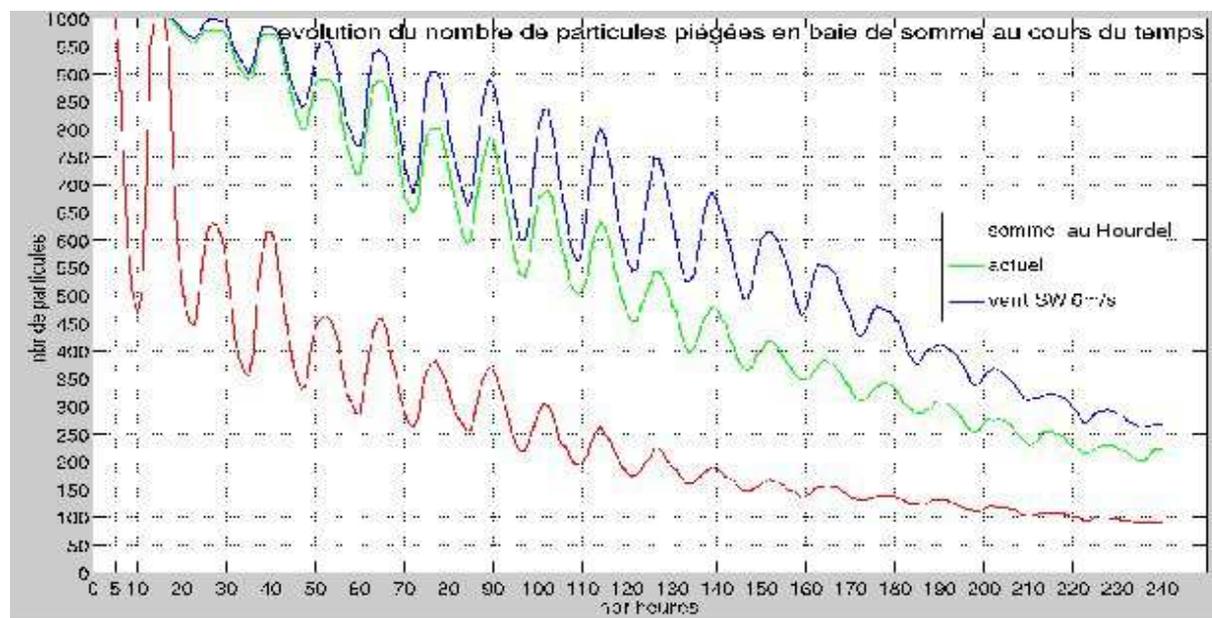


Figure 5.13 Évolution du temps de résidence du nombre de particules émises depuis la Somme sous un vent de SO et sans vent avec l'exutoire dans sa configuration actuelle, comparé avec l'exutoire placé au Hourdel.

5.6 Répartition spatio-temporelle des particules

5.6.1 Suivi par zone (approche Eulérienne)

Le suivi lagrangien des traceurs passifs émis depuis chaque source de pollution potentielle a été effectué. Les courants ont été simulés pour deux marnages VE et ME, et trois conditions météorologiques différentes. Nous avons analysé la répartition des particules au cours du temps en utilisant l'information sur la position des particules issues des différentes sources. Le tableau 5.4 reprend tous les résultats en terme de pourcentage de particules restant dans chaque zone définies préalablement suivant le vent et le marnage. Dans tout l'exercice, les particules représenteront une pollution bactérienne émanant des différentes sources.

Z1	SW6-ME	TIDE-ME	NE6-ME	moy	Z1	SW6-VE	TIDE-VE	NE6-VE	moy
25H	95,00	94,00	95,00	94,67	25H	80,50	87,00	84,00	83,83
100H	65,00	63,00	55,00	61,00	100H	55,00	59,00	55,50	56,50
150H	55,00	47,80	39,50	47,43	150H	40,60	41,52	37,30	39,81
240H	42,00	37,10	21,83	33,64	240H	24,83	23,17	18,67	22,22
moy	64,25	60,48	52,83	59,19	moy	50,23	52,67	48,87	50,59
ZA	SW6-ME	TIDE-ME	NE6-ME	moy	ZA	SW6-VE	TIDE-VE	NE6-VE	moy
25H	2,50	2,83	2,33	2,55	25H	3,67	2,50	4,67	3,61
100H	3,83	2,17	2,67	2,89	100H	4,33	3,67	3,00	3,67
150H	4,33	3,00	2,33	3,22	150H	3,83	3,00	2,33	3,05
240H	2,17	4,00	2,17	2,78	240H	2,00	2,50	0,83	1,78
moy	3,21	3,00	2,38	2,86	moy	3,46	2,92	2,71	3,03
ZB	SW6-ME	TIDE-ME	NE6-ME	moy	ZB	SW6-VE	TIDE-VE	NE6-VE	moy
25H	3,33	7,17	4,33	4,94	25H	6,00	7,00	7,17	6,72
100H	2,50	3,17	2,17	2,61	100H	6,00	7,67	5,00	6,22
150H	2,17	2,33	3,00	2,50	150H	4,00	3,83	3,83	3,89
240H	4,67	3,17	2,17	3,34	240H	3,00	2,67	1,83	2,50
moy	3,17	3,96	2,92	3,35	moy	4,75	5,29	4,46	4,83
ZC	SW6-ME	TIDE-ME	NE6-ME	moy	ZC	SW6-VE	TIDE-VE	NE6-VE	moy
25H	25,60	15,50	18,50	19,87	25H	20,80	28,10	21,30	23,40
100H	23,60	20,30	14,30	19,40	100H	15,67	13,80	11,17	13,55
150H	16,50	12,50	9,33	12,78	150H	10,00	10,83	8,17	9,67
240H	7,67	5,00	4,33	5,67	240H	3,30	3,30	2,50	3,03
moy	18,34	13,33	11,62	14,43	moy	12,44	14,01	10,79	12,41
ZD	SW6-ME	TIDE-ME	NE6-ME	moy	ZD	SW6-VE	TIDE-VE	NE6-VE	moy
25H	25,70	27,70	23,30	25,57	25H	2,80	8,00	6,80	5,87
100H	18,70	17,50	12,50	16,23	100H	4,67	4,17	5,33	4,72
150H	16,50	13,70	6,60	12,27	150H	5,00	3,83	4,17	4,33
240H	17,30	14,00	5,17	12,16	240H	5,00	4,33	2,67	4,00
moy	19,55	18,23	11,89	16,56	moy	4,37	5,08	4,74	4,73

Tableau T5.4 Récapitulatif des pourcentages de particules restants par zone, en fonction du marnage et du vent.

La zone 1: l'ensemble de la baie de Somme

Ce tableau nous permet de constater que, en ce qui concerne la zone Z1, les particules résident plus longtemps dans la baie lors d'une période de morte-eau. Il reste en moyenne, quelque soit le sens du vent, environ 47% de particules après 7 jours de suivi contre 39 % en vive-eau. Si l'on regarde dans les détails, on s'aperçoit que le marnage a un effet significatif sur le TRP, particulièrement lors d'un épisode de vent de SO durant les mortes-eaux pouvant piéger 55 % des particules en baie contre seulement 40 % en vive-eau. Ceci s'explique par le fait que lorsque les forces de marée sont faibles (morte-eau) l'impact du vent se fait plus ressentir. En régime de vive-eau, cette tendance de vent de SO « piégeur » (40% restant après 150h) et du NE « évacuant » (37% restant après 150h) se retrouve, mais en beaucoup moins prononcée qu'en période de morte-eau : où les vents de SO piègent 55% de particules contre 39 % par vents de NE après 7 jours de transport. La marée domine largement la circulation lors de vive-eau qui se caractérise par des courants de marée forts : l'effet du vent est alors atténué. Le rôle du vent sur la circulation est relatif à l'intensité des courants de marée qui est traduit par le marnage. Lorsque l'on examine les proportions obtenues au sein de la zone 1 après 150h de transport (Fig. 5.15), on retrouve les résultats énoncés précédemment, à savoir qu'il reste plus de particules sous un vent de SO pour chacune des trois conditions météo et pour les deux marnages. On observe une proportion plus importante de particules issues du Dien dont l'exutoire se situe au Nord de la partie interne, dans la zone (d) sur la figure 5.14. Après 7 jours de transport, en morte-eau, il reste encore 84% de particules lâchées à l'exutoire du Dien sous un épisode de vent de SO (6m/s) , 95% sans vent et 67% par NE. Le Dien représente bien la source résidant le plus longtemps en baie car cette source a la particularité de se jeter dans une zone à l'intérieur de la baie (ZD) avec un débit très faible et immergée seulement pendant les grandes marées. En morte-eau, par vent de SO (6m/s) ou NE, on retrouve à peu près les mêmes contributeurs majoritaires : en premier, le Dien, contributeur respectivement à 25 et 26% de la pollution restante après 7 j dans la zone Z1 et un peu plus de 33 % par temps calme. Le deuxième contributeur après 7 j de transport en zone Z1, est la Maye Nord par vent de SO et par temps calme (24 et 23%). Par vents de NE, le deuxième contributeur est la pollution attribuée aux moutons (20%). Il apparaît également sur la figure 5.15, que le troisième contributeur en terme de pollution après 150 h dans la zone Z1, sont les particules correspondant au matériel mis dans l'eau depuis la zone d'élevage de moutons par temps calme et par vent de SO. Par vent de NE, ce sont les particules issues de l'eau du Crotoy qui occupent la troisième place en terme de contribution. Lors de marnages de vive-eau, l'effet considérable du vent sur le temps de résidence des particules observé en morte-eau est

nettement atténué. On retrouve tout de même les particules issues de l'eau du Dien comme premier contributeur de pollution après 150h de transport, suivi des particules de la Somme et des moutons par vents de S0 et temps calme. Par vent de NE, ce sont les particules émises depuis le Crotoy en deuxième contributeur et celles de la Somme en troisième.

Les vives-eaux permettent d'inonder une zone seulement immergée tous les 15 jours. Les forces de marée dominant la circulation dans la baie permettant un réel nettoyage de la partie interne occultant l'effet du vent, très perceptible dès que l'énergie véhiculée par la marée diminue. On constate tout de même, que le vent de NE est bénéfique pour évacuer les particules de la Somme, seule source ayant un débit avoisinant les 40 m³/s et pour qui le courant induit par le vent de NE renforce significativement le courant unidirectionnel de la Somme pour lutter contre l'intrusion marine et s'écouler vers l'Ouest. Une analyse détaillée de ce type a été réalisée pour toutes les zones définies sur la figure.5.1. Nous ne présenterons dans le manuscrit que celles réalisées pour la zone C et D (sujettes à une pollution plus intense), les analyses des zones A et B figurent dans l'annexe A7.

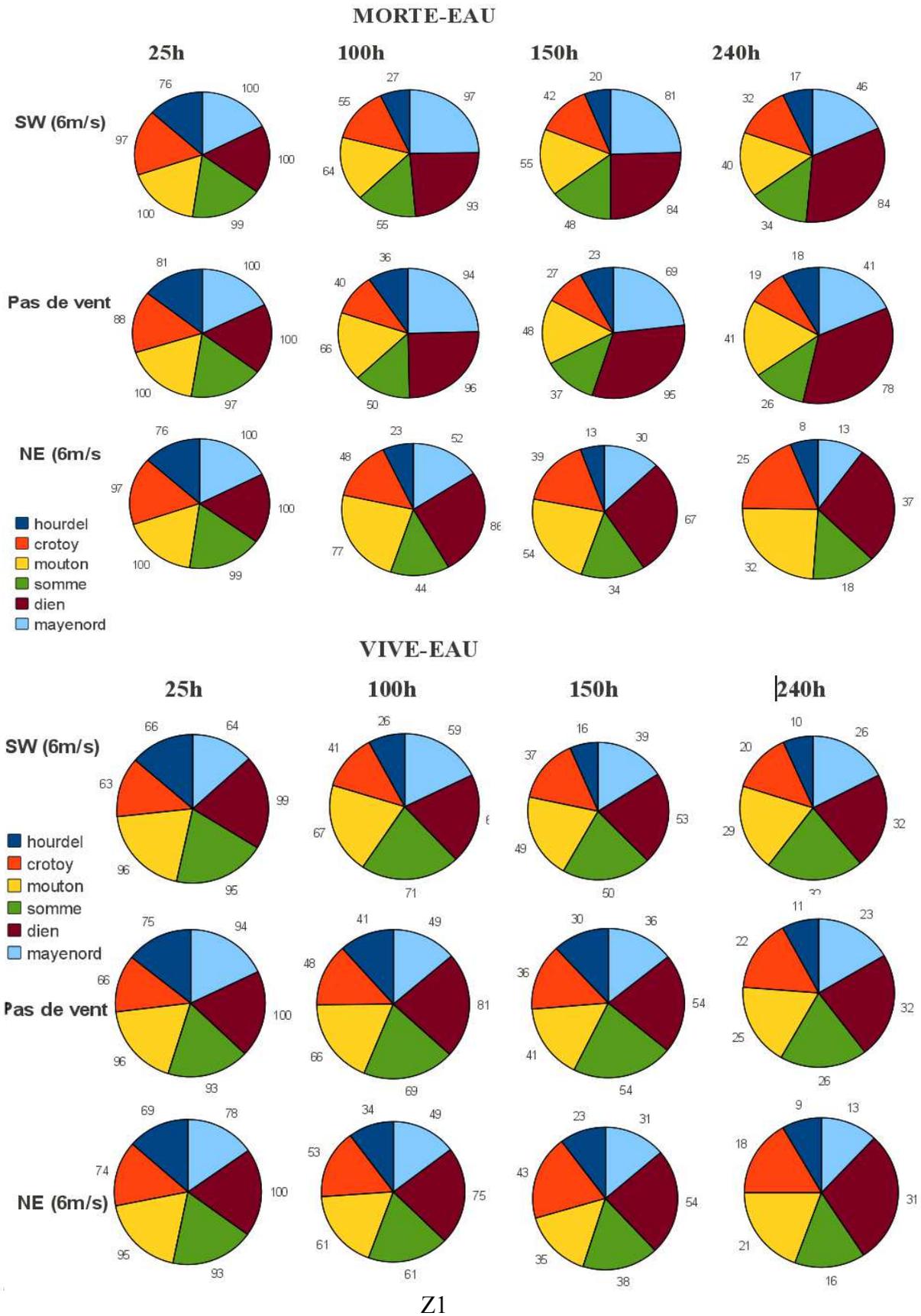


Figure 5.15 Contribution respective de chaque sources en nombre de particules restantes dans la zone Z1 au cours du temps et suivant le marnage et le vent. Les valeurs correspondent aux nombre de particules restantes dans la zone, par rapport aux 600 lâchées au départ (100 par sources).

La zone C : le Crotoy

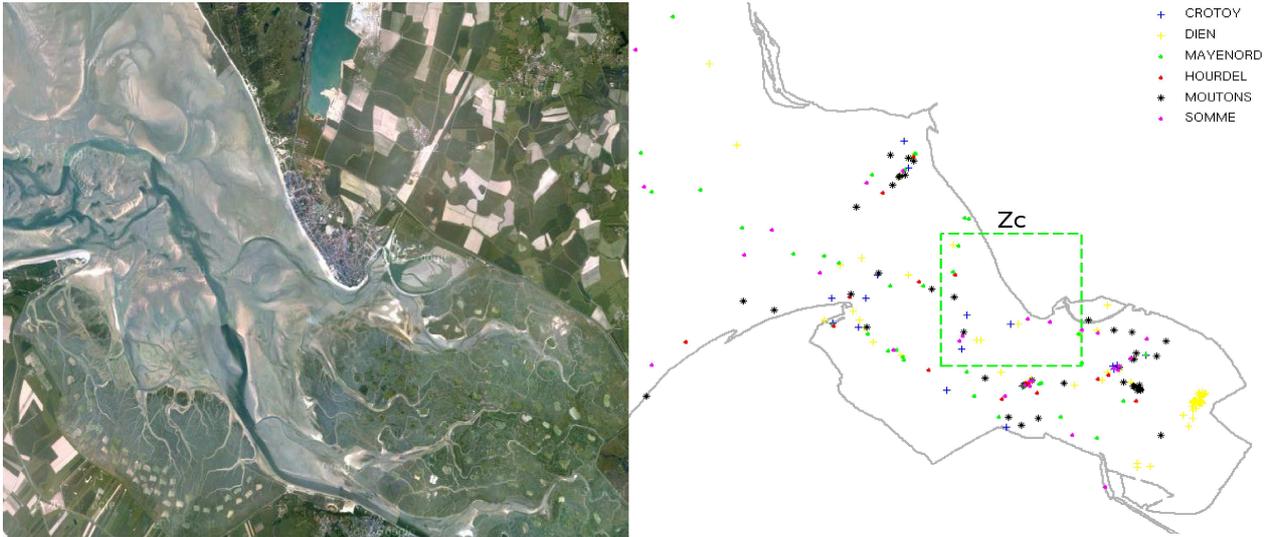


Fig. 5.16 image aérienne de la baie de Somme centrée sur le Crotoy (google map) ; et position de la zone C (9 km²).

Une étude détaillée sera effectuée pour la zone du Crotoy où se jette le canal de la Maye (Fig. 5.16), zone qui suscite un intérêt particulier aujourd'hui vis à vis de l'interdiction de baignade qui se prolonge depuis quelques années. Il est alors primordial de connaître la contribution relative de chaque sources de pollution sur la zone pour appréhender au mieux les différentes solutions possibles. On constate pour la zone du Crotoy que la tendance globale qui fait du vent de SO un contributeur au piégeage de particules en baie, et le vent de NE un évacuant, ne se vérifie pas tout à fait lorsqu'on focalise sur cette zone . Le vent de SO piège en effet beaucoup en morte-eau avec 25% de la pollution totale en particules après 25h et 16% après 150h (tableau T5.4). Rappelons que ces pourcentages correspondent à une fraction de la quantité totale de traceurs émis dans la baie de Somme depuis les différentes sources. La quantité de traceurs est proportionnelle à la quantité de matière potentiellement polluante. Les points de rejets se situent à proximité des exutoires des cours d'eau (Fig 5.1).

Ce sont essentiellement des particules de la Maye Nord qui occupent la plus grosse proportion mais cette proportion décroît et par la suite ce sont les particules du Dien qui deviennent majoritaires (Fig. 5.18). Le vent de NE apporte plus de particules à la zone que par temps calme après 25h fournissant une importante quantité de fèces de moutons (23% du total de départ). Même si après 240 h le pourcentage de particules est moindre que dans la zone D, si l'on moyenne sur dix jours, c'est la zone la plus polluée de toute la baie en régime vive-eau (12,5% en moyenne) , tous vents confondus, et la deuxième plus polluée en morte-eau (14,5% en moyenne) contre 16,5% pour la

zone D. En morte-eau, par vent de SO et par temps calme, après 7 jours on retrouve une proportion majoritaire de particules issues de la maye Nord (respectivement 60 et 53%). Secondairement, en proportions relativement équivalente, des particules de la Somme, du Dien et des moutons (environ 12%). Par vent de NE, les résultats sont plus homogènes avec une majorité de particules de la Maye Nord (25%) du Crotoy (22%) et des moutons (20%). La pire configuration est observée pour un régime de morte-eau sous un vent de SO où la part de pollution reçue approche les 16.5% après 7 jours de transport, pollution majoritairement composée de particules d'eau de la Maye Nord (60% du total de départ émis depuis la Maye Nord) du Dien (12% du total de départ émit depuis le Dien), de la Somme (12% du total de départ) émit par la Somme et de particules attribuées aux moutons (7% du total de départ attribué aux moutons). Il apparaît également que les conditions météorologiques idéales en terme de qualité de l'eau dans la zone C soit par vent de NE et en régime vive-eau. La contamination mesurée de la zone approche les 8% du total de départ (il reste 8 % des 600 particules de départ). Cette contamination est principalement composée de « déjections de moutons » (13% de particules de moutons restantes en zone C du stock de départ), de l'eau du Dien (11%) et de celle du Crotoy (8%).

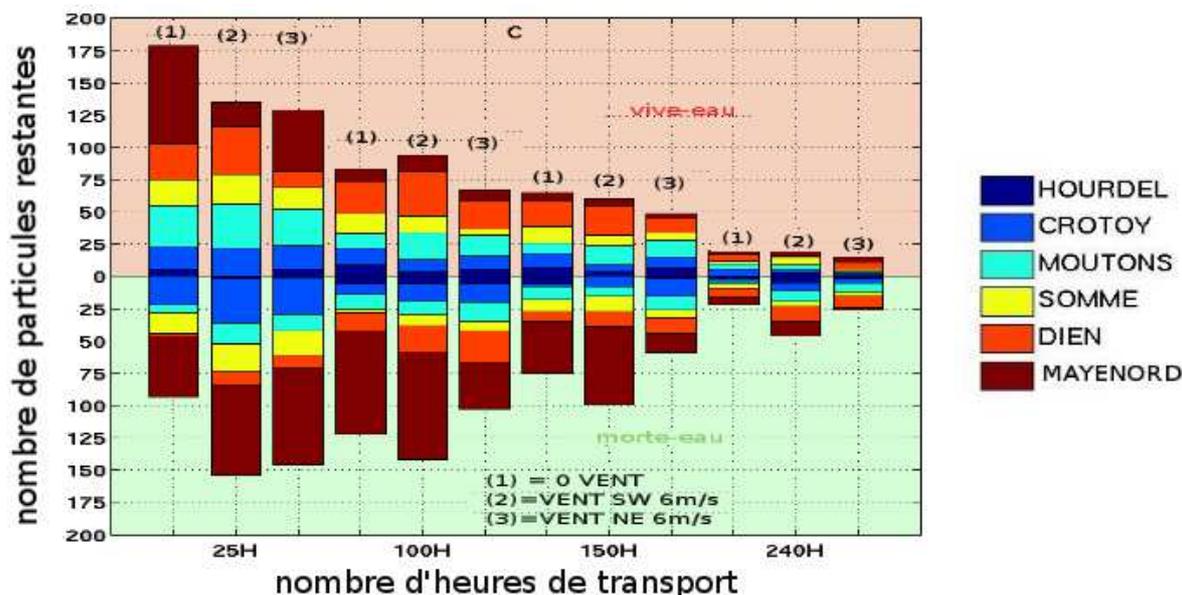
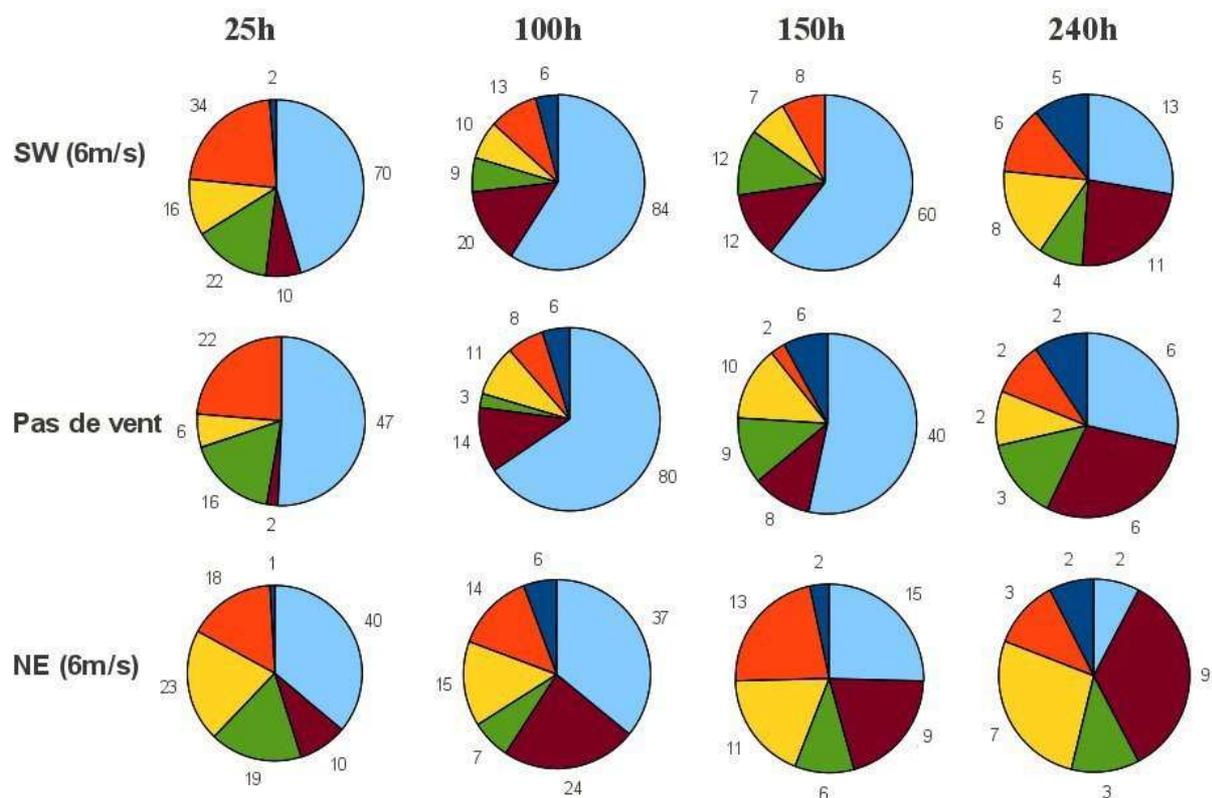


Figure 5.17 Contribution respective de chaque sources dans la zone ZC au cours du temps et suivant le marnage et le vent (représentation en histogramme).

ZC

MORTE EAU



VIVE EAU

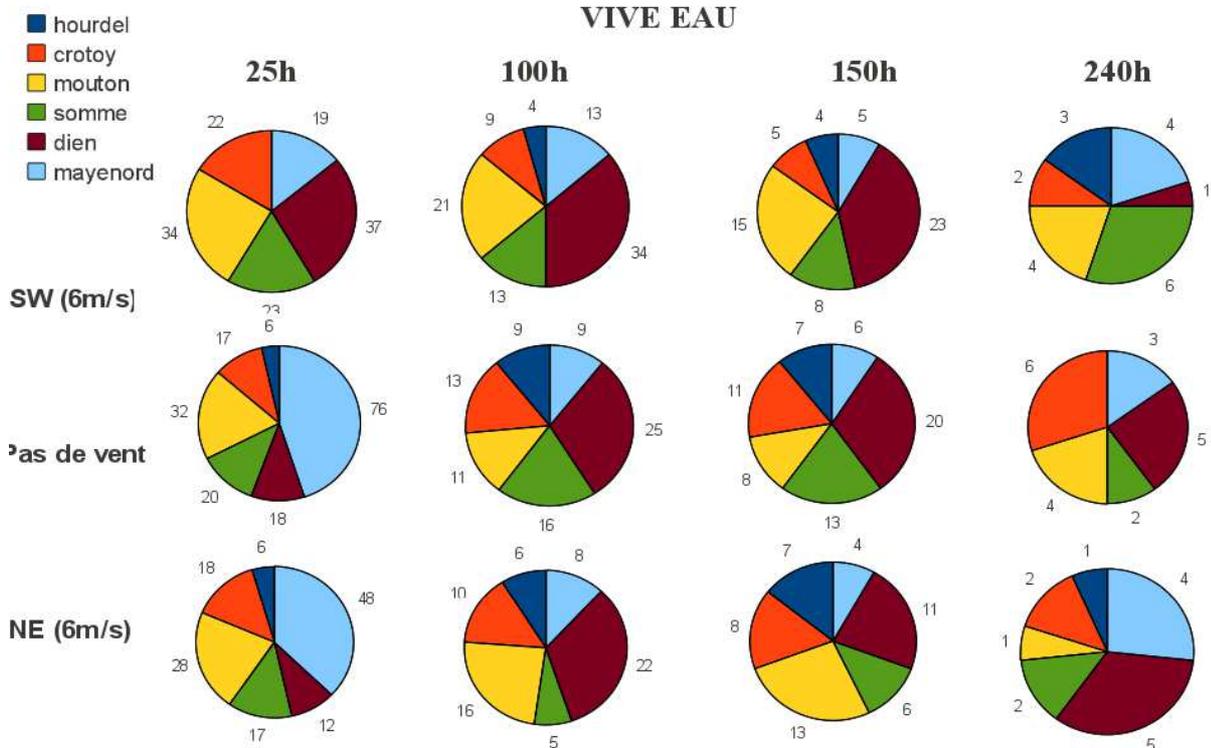
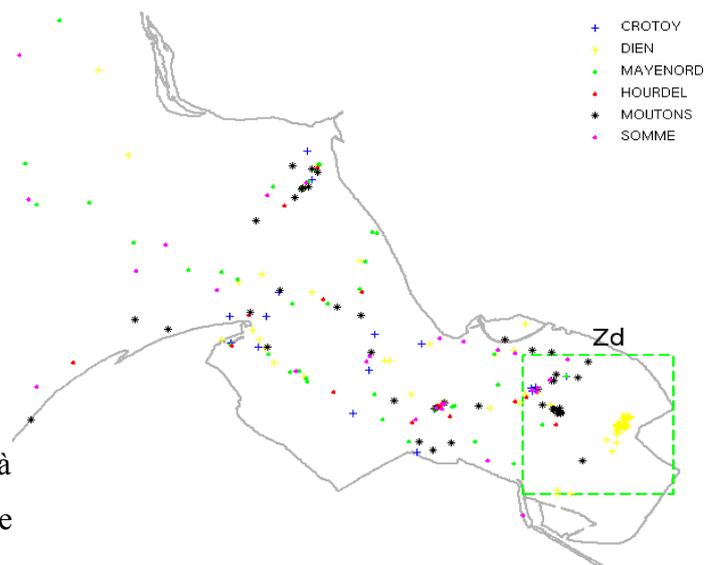


Figure 5.18 Contribution respective de chaque sources dans la zone ZC au cours du temps et suivant le marnage et le vent (representation camembert)

ZONE D

Partie interne de la baie - Mollieres



La zone D représente la zone la plus interne à la baie, zone où évoluent les moutons de prés-salés et où le Dien se jette. C'est une zone fortement végétalisée, et immergée seulement pendant les grandes marées. Les courants résiduels y sont très faibles d'où le fort envasement observé *in situ*. C'est l'une des deux zones les plus polluées lors de périodes de mortes-eaux (autour de 16.5% de particules restantes après 7j) mais une zone relativement bien brassée par l'eau de mer en vive-eau (<5% quelque soit le sens du vent). On remarque en consultant les résultats du tableau 5.4 que quelque soit le marnage, après 25 h de transport, c'est toujours en l'absence de vent que le piégeage de particules est maximum. A part sous un régime de vent de SO en mortes- eaux qui confine les eaux du Dien dans la partie interne (76% de particules du Dien de départ après 7 j), le vent est bénéfique quelque soit le sens, pour diminuer le temps de résidence des particules dans cette zone. L'effet de surcote induit par le vent de SO permet en début de simulation de surélever légèrement le niveau d'eau et permettre une meilleure pénétration de l'onde de marée dans les zones peu profondes à forte sédimentation qui composent la partie interne de la baie. La zone est fortement contaminée en particules en mortes-eaux sous l'influence du vent de SO (16.5% des particules totales retrouvées en zone D après 7 j) avec des contributions majoritaires en terme de contamination en particules imputées au Dien (75% des particules émises depuis le Dien se retrouvent en zone d après 7j). Autant dire que quasiment toutes les particules du Dien sont piégées dans la zone D par vent de SO et morte-eau. C'est la configuration météorologique la pire pour la zone D. On remarque que sans vent la contamination est tout de même importante car on retrouve 13.7% des particules totale émises en début de simulation après 150h (7j), avec une contribution très majoritaire (75%) du Dien (ce qui représente environ 50% des 100 particules du Dien de départ) et en deuxième contributeur (Fig. 5.19), les moutons, à hauteurs de 20% du restant sur zone après 150h, ce qui représente 13% des particules de moutons de départ. Cette combinaison de marnages faibles associés à un régime sans vent est la configuration qui piège le plus les déjections de moutons au cours du temps.

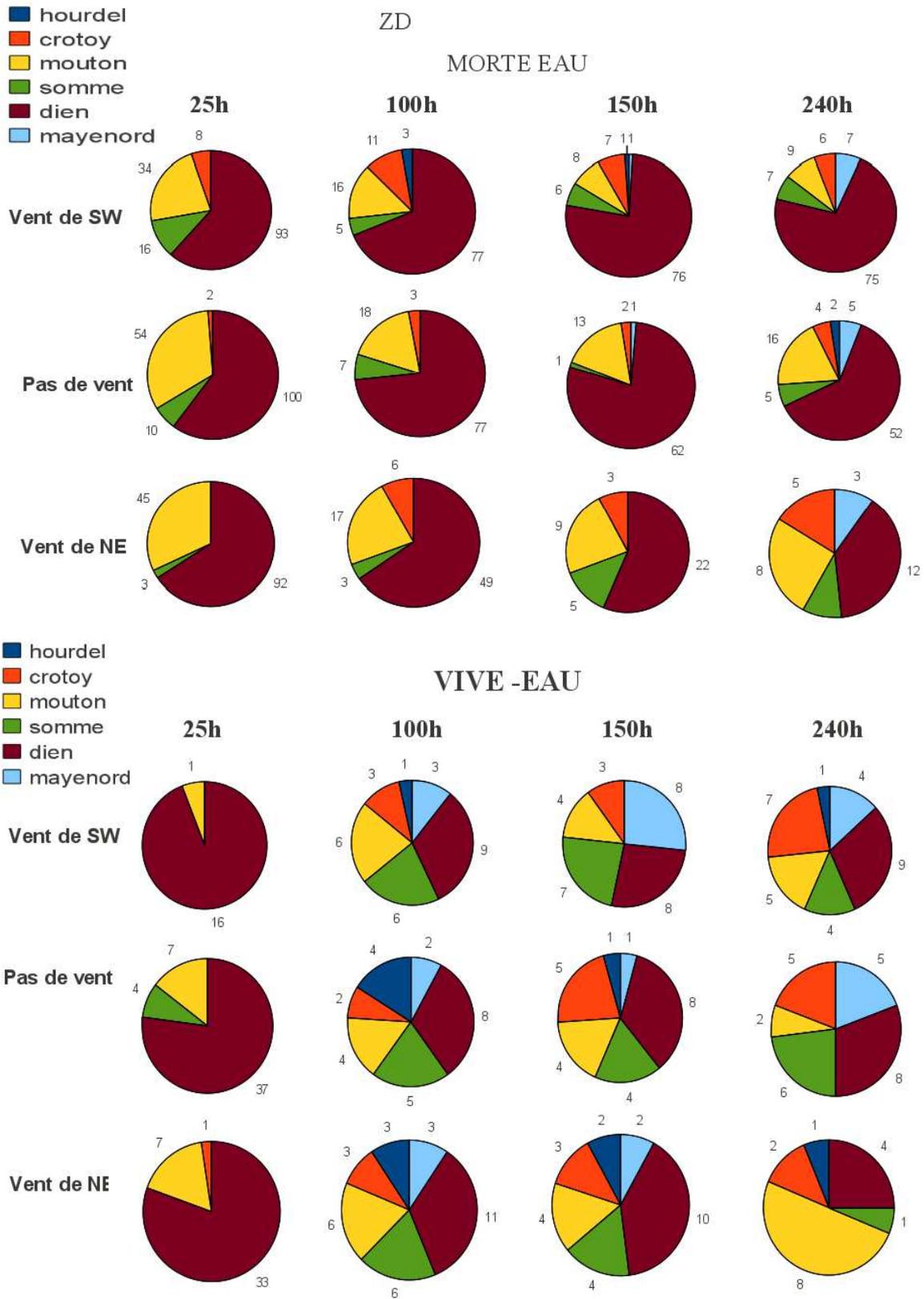


Fig. 5.19 Contribution respective de chaque sources dans la zone ZD au cours du temps et suivant le marnage et le vent.

5.6.2 Suivi par source (approche Lagrangienne)

Afin de comparer les résultats obtenus par l'approche Eulérienne, une approche Lagrangienne a été mise en place de façon à pouvoir suivre chaque source potentielle de pollution au cours de temps et visualiser les zones de transit et dépôt. Cette analyse Lagrangienne a été effectuée pour toutes les sources mais je ne présenterai ici à titre d'exemple (Fig. 5.19 et 5.20) que les résultats obtenus pour la source Somme et pour la source « moutons », les résultats pour les autres sources se trouvent en annexe 5.6.4.

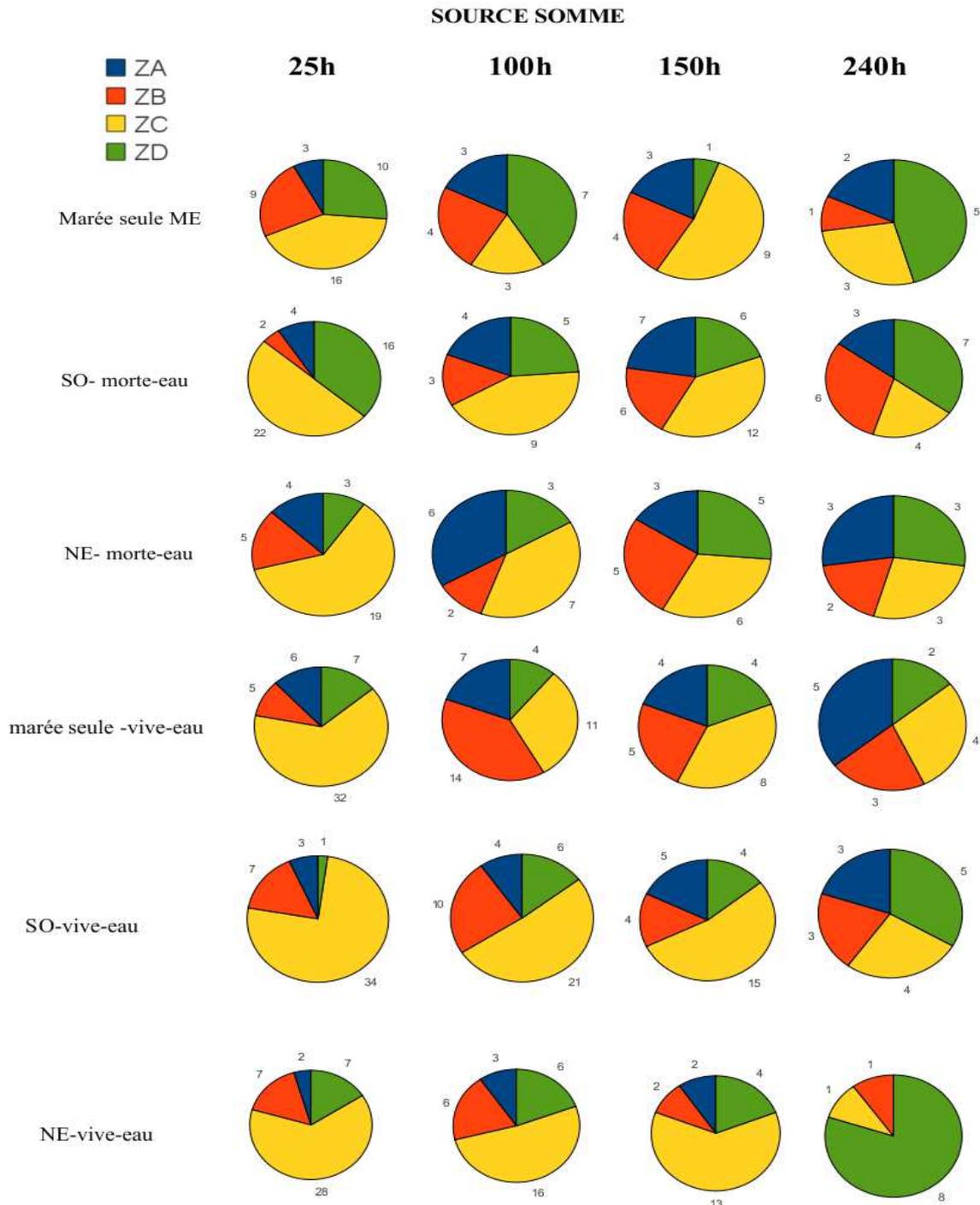


Figure 5.20 Suivi de la source Somme au cours du temps et suivant les forçages extérieurs

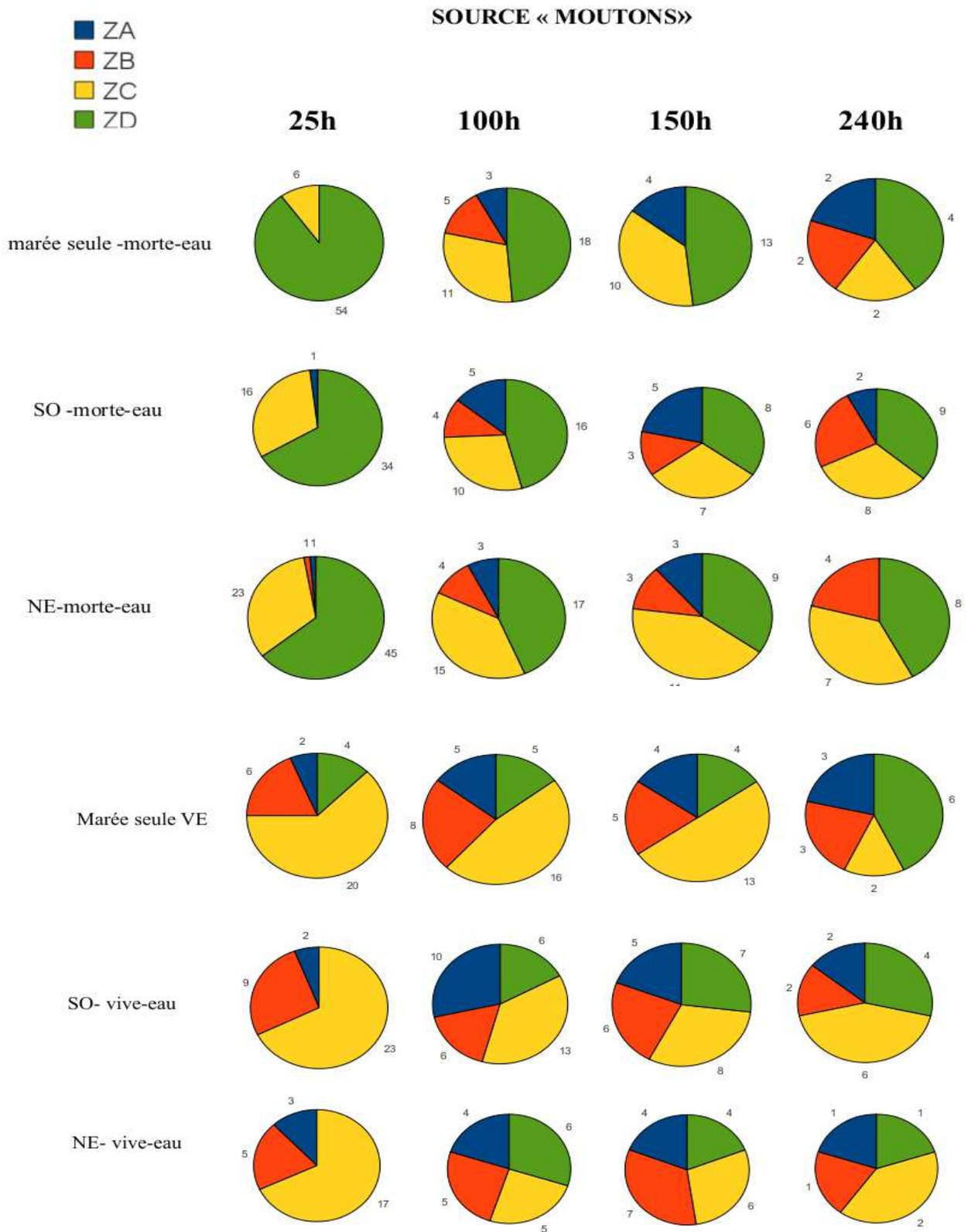


Figure 5.21 Suivi de la source « moutons » au cours du temps et suivant les forcages extérieurs

5.6.3 Classement des zones et degré de vulnérabilité à la pollution suivant les forçages

Nous avons évalué la quantité de matériel microbien en provenance de chaque source, pour réaliser une étude d'impact des conditions environnementales sur la durée de vie de agents pathogènes au sein de la baie de Somme. La contribution, en terme d'apports microbiens, des fèces de moutons pâturant en baie a été estimée. Il a été difficile de calculer précisément l'impact de ces apports, du fait notamment leur dispersion non homogène. Cependant le cheptel de moutons de prés-salés de la baie de somme a été estimé à 7000 moutons. En ne retenant que 5 tonnes/jour de déjections ovines correspondent à 100 particules introduites dans le modèle. Par conséquent, on peut considérer qu'une particule représente 50 kilos de matières fécales. La proportion en *E. Coli* peut alors être estimée par grammes de fèces et ramenée à un flux d'entrée. Nous pouvons donc estimer la quantité de déjections ovines restante dans chaque zone de la baie de Somme en utilisant la relation suivante :

$$M_{\text{zone}}(t) = M_o * P_{\text{zone}}(t),$$

avec M_{zone} : la masse de fèces retrouvé dans la zone considérée à l'instant t , M_o : la masse de fèces de départ dans toute la baie (à t_0), et P_{zone} : le pourcentage de fèces retrouvé dans la zone considérée à l'instant t .

Ainsi, connaissant les teneurs en *E Coli* des différents fèces de moutons (frais, moyens , secs ; rapport DDASS/IFREMER/AESN, 1989) on peut estimer les teneurs microbiennes en fonction de la masse de déjections animales introduite en Baie.

Pour les autres sources, cela semble bien plus difficile à appréhender vu la variabilité et la spontanéité des accidents bactériens. On s'est attaché à connaître le temps de transit en baie de somme des différentes bactéries ou assimilé comme tel. Ainsi, les résultats développés précédemment permettent de dresser une classification des zones de vulnérabilités relatives aux sources potentielles de contamination, au sens du vent et aux marnages.

Le tableau 5.5 présente les pourcentages de particules restantes dans chaque zone après 150h de transport. Dans ce tableau, sont annotés les pourcentages totaux de particules restantes dans chaque zones ainsi que le nombre de particules des sources majoritaires qui la compose (C:Crotoy ; MN : Maye Nord ; S:Somme ; H : Hourdel ; M : Moutons ; D : Dien). Dans quasiment tous les cas, la configuration qui correspond à la plus forte rétention de particules par zone est lors de vents de SO et en période de morte-eau. L' évacuation est maximum par vent de NE et en vive-eau. Ceci se vérifie partout sauf pour la zone A, où l'effet du vent est toujours bénéfique pour évacuer les

particules. Les tableaux T5.5 et T.5.6 illustrent les résultats obtenus par ces deux types d'analyse (lagrangienne et eulerienne) après 150h de transport. Les mêmes tableaux obtenus pour 240h de transport sont disponibles en Annexe 5.6.6 et .5.6.7.

ZONES

MORTE-EAU

	SW6	NE6	TIDE ONLY
Z1	55,00%	39.5%	47.8%
ZA	4.33%	2.33%	3,00%
ZA	S(7%) - MN / C/M(5%)H(3)	C / S / M/D (3%)D / MN(2)	MN(5%) M(4%)S/C(3%) D(2)
ZB	2.17%	3,00%	2.33%
ZB	S(6) - C(3) - H(4)D(3)	S(5) - D (4)M/C/MN(3)	S(4) - C/D/H(3)
ZC	16.5%	9.33%	12.5%
ZC	MN(60) - D/S(12)-C(8)-M(7)	MN(15) -C(13)D(12)M(11)-S(6)	MN(40) - M(10)-S(9)-D(8)-H(6)
ZD	16.5%	6.6%	13.7%
ZD	D(76) -M(8)-C(7)-S(6)	D(22)-M(9) -S(5)-C(3)	D(62) -M(13)-C(2)

VIVE-EAU

	SW6	NE6	TIDE ONLY
Z1	40.6%	37.3%	41.52%
ZA	3.83%	2.33%	3,00%
ZA	D(7) - M/S(5) - MN/C(3)	MN(5%)S(4)M(2)	MN(6) - S/M(4) - D(2)
ZB	4,00%	3.83%	3.83%
ZB	C(7)-S(6)-M/D(4)	D(8)-S(7)-C(3)	M/MN/S(5) - H/D(4)
ZC	10,00%	8.17%	10.83%
ZC	D(23)-M(15)-S(8)-C/MN(5)	M(13)-D(11)-C(8)H(7)-S(6)	D(20)-S(13)-C(11)-M(8)-H(7)
ZD	5,00%	3.83%	4.17%
ZD	D/MN(8)-S(7)-M(4)-C(3)	D(10)-M/S(4)-C(3)	D(8) -C(5)-M/S(4)

Tableau T5.5 pourcentages de particules restantes dans chaque zone après 150h de transport et contribution des sources majoritaires en nombre de particules (C:Crotoy ; MN : Maye nord ; S:Somme ; H : Hourdel ; M : Moutons ; D : Dien) – Synthèse Eulerienne apres 150h.(voir annexe X21 pour details).

sources		MORTE-EAU	MORTE-EAU	MORTE-EAU	VIVE-EAU	VIVE-EAU	VIVE-EAU
		SW6	NE6	NO WIND	SW6	NE6	NO WIND
	CLASSEMENT						
MOUTONS	1	ZD-(8%)	ZC-(11%)	ZD-(13%)	ZC-(15%)	ZD-(8%)	ZC-(13%)
MOUTONS	2	ZC-(7%)	ZD-(9%)	ZC-(10%)	ZA-(5%)	ZB-(4%)	ZD-(4%)
MOUTONS	3	ZA-(5%)	ZA/ZB-(3%)	ZA-(4%)	ZB/ZD-(4%)	ZC-(1%)	ZB/ZA(2%)
MOUTONS	4	ZB-(3%)				ZA-(0%)	
	CLASSEMENT						
DIEN	1	ZD-(76%)	ZD(22%)	ZD-(52%)	ZC-(23%)	ZC-(11%)	ZC-(20%)
DIEN	2	ZA-(7%)	ZC-(9%)	ZC-(8%)	ZD-(8%)	ZD-(10%)	ZD-(8%)
DIEN	3	ZD/ZB(6%)	ZB(4%)	ZB(3%)	ZA-(7%)	ZB(8%)	ZB-(4%)
DIEN	4		ZA(3%)	ZA(2%)	ZB(4%)	ZA(1%)	ZA(2%)
	CLASSEMENT						
SOMME	1	ZC-(12%)	ZC(6%)	ZC-(9%)	ZC-(8%)	ZB-(7%)	ZC-(13%)
SOMME	2	ZB-(6%)	ZD/ZB(5%)	ZB-(4%)	ZD(7%)	ZC(6%)	ZB-(5%)
SOMME	3	ZC-(4%)	ZA(3%)	ZA(3%)	ZB(6%)	ZA/ZD(4%)	ZD/ZA(4%)
SOMME	4	ZA(3%)		ZD(1%)	ZA(5%)		
	CLASSEMENT						
MAYE NORD	1	ZC-(60%)	ZC-(15%)	ZC-(40%)	ZD-(8%)	ZA-(5%)	ZC/ZA-(6%)
MAYE NORD	2	ZA-(5%)	ZB(3%)	ZA-(5%)	ZC-(5%)	ZC(4%)	ZB(5%)
MAYE NORD	3	ZD(1%)	ZA(2%)	ZB/ZD-(1%)	ZA(3%)	ZD/ZB-(2%)	ZD(1%)
MAYE NORD	4				ZB(2%)		
	CLASSEMENT						
CROTOY	1	ZC(8%)	ZC-(13%)	ZA/ZB-(3%)	ZB-(7%)	ZC(8%)	ZC(11%)
CROTOY	2	ZD(7%)	ZA/ZB/ZD-(3%)	ZD/ZC(2%)	ZC-(5%)	ZB/ZD(3%)	ZD(5%)
CROTOY	3	ZA(5%)			ZA/ZD-(3%)	ZA(1%)	ZA(1%)
CROTOY	4	ZB-(3%)					
	CLASSEMENT						
HOURDEL	1	ZA-(3%)	ZC-(2%)	ZC-(6%)	ZC(4%)	ZC(7%)	ZC(7%)
HOURDEL	2	ZB/ZD-(1%)		ZB(3%)	ZB(1%)	ZD(2%)	ZB(4%)
HOURDEL	3			ZA(1%)		ZA/ZB(1%)	ZA/ZD(1%)
HOURDEL	4						

Tableau T5.6 Classement des zones par pourcentage maximum de particules restantes depuis le lâcher après 150h de suivi pour chaque sources.

Il est intéressant de constater en analysant les tableau T5.5 et T5.6 que la zone C est l'une des plus «polluées» au cours du temps. Les simulations numériques montrent que les traceurs (et donc le matériel polluant) de quasiment toute les sources transitent par la zone C.

En morte-eau, la zone D est à peu près autant polluée que la zone D qui reçoit majoritairement une eau du Dien et des déjections ovines qui ne s'évacuent pas vu que la zone n'est immergée qu'à vive-eau. En vive-eau, après 150H, la zone D contient moins de particules que la zone C.

L'analyse eulerienne montre que les zones A et B restent peu contaminées au cours du temps (entre 2 et 4%) car elles sont relativement bien brassées par la marée (tableau 5.5).

Cependant, l'analyse lagrangienne révèle (tableau 5.6) que l'eau issue de la Maye Nord tend à s'accumuler vers l'intérieur de la baie (vers la zone C) en période de morte-eau.

On constate également que le matériel contaminant s'évacuant le mieux de la baie est de loin celle émis depuis le Hourdel. Avec une moyenne de 75h pour évacuer 50% des particules de départ hors du domaine, ce qui représente moitié moins de temps que pour la source Somme (tableau 5.3).

L'information fondamentale qui ressort de ces deux tableaux (T5.5 et T5.6) est que la zone C, notre zone d'étude principale, est en moyenne la zone de la baie la plus polluée au cours du temps et ce, quelque soit les forçages en présence. De plus, cette contamination persistante semble être très hétérogène en termes de provenance des sources de contamination. Les courants résiduels faibles dans cette zone, sont à l'origine de temps de transit élevés des traceurs passifs (assimilés à l'eau des sources). Ceci explique la persistance de la contamination au voisinage du Crotoy et la diversité des particules retrouvées. La modélisation révèle une convergence des courants qui pourrait expliquer la présence de toutes les sources de pollution dans cette zone.

Si les résultats donnés par le tableau 5.5 de l'analyse Eulerienne révèlent une zone C globalement polluée au cours du temps (>10% en moyenne après 7 jours de transport tous forçages confondus), l'analyse lagrangienne donnée par le tableau 5.6 montre que la zone C représente la zone où les particules issues de chaque source, connaissent un piégeage maximum.

On peut constater que le maximum de piégeage des déjections de moutons est observé en zone C par vent de SO et en régime de vive-eau (15% du stock de départ). Cette contamination en matière fécale peut être estimée à $15 \times 50 = 750$ kilos de déjections dissoutes. Cette zone est également le lieu de piégeage maximum après 7 j pour les particules des sources :

- _ Maye Nord, 60% du stock de départ s'y retrouve, par vent de SO et morte-eau;
- Crotoy, 13% du stock de départ retrouvé par vent de NE et morte-eau;
- Hourdel, 7% du stock initial en vive-eau et par vent de NE ou temps calme;
- Somme, 13% du stock de départ par temps calme et sans vent.

La zone du Crotoy est donc vulnérable aux accidents bactériens pouvant subvenir des sources alimentant la baie. Ce domaine représente un véritable carrefour courantométrique où converge l'eau des différentes sources selon les forçages en présence. Les interactions entre les forçages influencent le degré, la répartition, et la composition de la contamination au cours du temps.

Les deux tableaux de synthèse, T5.5 et T5.6, en sont l'illustration.

CONCLUSIONS

Ce travail d'analyse des courants, du transport et la dispersion en baie de Somme a été réalisé en réponse à une requête de l'Agence de l'eau et de la mairie du Crotoy afin de mieux comprendre les problèmes de qualité de l'eau que connaît la baie de Somme depuis plusieurs années. La mise en place de la directive cadre de l'eau impose aux communes du littoral de se préoccuper de la qualité sanitaire de leurs eaux conformément aux lois en vigueur. En Baie de Somme, une quantité considérable de contaminants bactériens a été mesurée et il est très difficile de déterminer la provenance de cette contamination. Lors d'une conférence organisée par l'Ifremer en janvier 2011, de nombreux experts ont été réunis pour exposer les différentes méthodes d'identification des sources émettrices en *E. Coli* ou autres coliformes fécaux pathogènes. Savoir si ces bactéries sont d'origine ovine, bovine ou aviaire, est possible par analyse génétique mais ces dernières sont très coûteuses. J'ai donc organisé mon travail de façon à fournir un schéma détaillé de l'hydrodynamisme en Somme et de sa sensibilité aux forçages physiques extérieurs, et en particulier l'influence des vents dominants sur le transport et la dispersion, pour ensuite, évaluer grâce à des suivis eulerien et lagrangien, la vulnérabilité de chaque zone vis à vis des sources potentielles de contamination en fonction des conditions météorologiques. Le premier point incontournable était de présenter le contexte environnemental original de la baie de Somme, l'hydrodynamique particulière gouvernée par un régime megatidal, donnant lieu en baie de Somme à un flot intense mais bref dans le temps (entre 3 et 4h) et un jusant long mais avec des courants moins puissants. Les courants résiduels calculés confirment la progression marine illustré par le comblement de la Baie avec des sédiments marins. La baie de Somme est le paléo-estuaire de la Somme, dont le débit fluvial devenu trop faible n'a permis de conserver le statut d'estuaire. La poldérisation de la Baie a aggravé ce phénomène et les nombreuses digues ont favorisées le dépôt et la sédimentation dans les zones les plus internes. Ce site fait parti des régions de France les plus visitées, et est riche en bio-diversité et en activités économiques. La dégradation de la qualité de ces eaux nuit à sa réputation. Ce chapitre à donc été développé pour évaluer les provenances possible de la contamination en terme de sources émettrices et la sensibilité du transport aux forçages principaux (marée et vents dominants). Une étude par zones géographiques de 9 km² a permis de classer les « zones à risques » potentiellement menacées en cas d'accident microbien. La modélisation a révélé une zone de convergence des courants, où les eaux de différentes sources se mélangent (comme en face du Crotoy) et peuvent, en fonction des marées et des vents, favoriser la contamination. De même, cette analyse a permis une cartographie des zones de courants résiduels faibles caractérisant un transport lent et une

sédimentation importante des particules fines. Ce sont ces zones qui sont vulnérables à la menace d'une contamination récurrente, difficile à appréhender. Il est aujourd'hui question de fermer les écluses de la Somme pour accumuler assez d'eau et effectuer des « chasses » régulières permettant d'évacuer les sédiments fins vers le large. La baie de Somme souffre de sa nature géologique même qui évolue vers un comblement irrémédiable. La quantité de mouvement véhiculée par l'onde de marée qui pénètre en Somme se conserve, ainsi les zones de comblements sont contre-balançées par des zones d'érosion intense (exemple de Cayeux) . Le problème de dégradation de la qualité de l'eau va de pair avec les problèmes de perte d'efficacité hydrodynamique à chasser l'eau douce vers la mer. Le comblement avéré de la baie réduisant l'hydrodynamique associé à l'augmentation des activités anthropiques explique l'aspect «accumulateur de pollution» en baie de Somme. Avec ce chapitre, nous avons voulu mettre en évidence les zones à risques de contamination et la contribution respective de chaque sources potentielles identifiées dans cette contamination. L'information fondamentale qui ressort est que la zone C (Crotoy), est en moyenne la zone de la baie la plus polluée au cours du temps et ce, quelque soit les forçages en présence. De plus, cette contamination persistante semble être très hétérogène en termes de provenance des sources de contamination. Les courants résiduels faibles dans cette zone, sont à l'origine de temps de transit élevés des traceurs passifs caractérisant la persistance de la contamination au voisinage du Crotoy et la diversité des sources de contamination retrouvées. La modélisation révèle que la convergence des courants pourrait expliquer la présence de toutes les sources dans cette zone au cours du temps. Aussi, sans grande surprise, il s'est avéré que la zone interne (partie orientale de la baie) est également une des zones les plus sujettes à la contamination, n'étant nettoyée par l'intrusion marine que lors des vives-eaux. C'est dans cette zone que vivent les moutons de prés-salés fournissant une importante quantité de matière fécale, et où les eaux du Dien et du canal de la Maye transitent. De plus, il a été montré que l'on peut retrouver de l'eau issue de la Maye Nord, source localisée au Nord-Ouest de la Baie, dans cette partie interne, montrant que le coté occidental ne suffit pas à évacuer rapidement vers le large mais qu'une grande partie de cette eau est injectée dans la baie subissant le flot puissant. Il semblerait toutefois que si l'exutoire de la Somme se trouvait au Hourdel, le temps de résidence des eaux de la Somme serait divisé par 3, car c'est dans cette zone que se situe les chenaux profonds de flot et de jusant, qui attribuent à cette zone, un grand pouvoir purificateur. Certaines solutions peuvent être évoquées pour la Baie de Somme telle que la dépolderisation: la destruction des digues ou autre barrière réduisant l'hydrodynamique. Aussi, une dévégétalisation de certaines zones pourrait être envisagée pour limiter la sédimentation et un système de retenue d'eau permettant des chasses pourrait aider à limiter les dépôts de sédiments fins.

6. CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

La Manche orientale est une région particulièrement riche en bio-diversité et en ressources halieutiques. Elle représente un carrefour économique important, marqué par un trafic maritime intense, où le risque d'incident écologique majeur est non négligeable. Cette façade maritime dispose d'une formidable ressource et s'avère être une zone atelier attrayante pour différentes disciplines d'océanographie côtière. Fortement dominée par la marée, exposée à un forçage éolien intensif, la dynamique régionale en Manche orientale est aussi caractérisée par la coexistence et le mélange des eaux douces en provenance des fleuves (Seine, Somme, Authie, Canche ...) et des eaux marines. Dans une telle configuration, le cisaillement vertical du courant exerce un contrôle direct sur les échelles de temps d'advection des eaux côtières ainsi que sur les échelles de temps de leur diffusion sur la verticale. En retour, les forces de flottabilité sont affectées par le mélange turbulent des masses d'eau faisant de cette région le siège de processus dynamiques non-linéaires et fortement tridimensionnels. La circulation et le transport en Manche orientale résultent ainsi de l'interaction entre la marée, le forçage atmosphérique, les apports fluviaux et les variations du niveau de la mer d'origine autre que la marée. L'intensité des courants et leur caractère variable conditionnent la dérive et la dispersion du matériel d'origine microbiologique ou planctonique en milieu côtier. Ces caractéristiques sont d'une importance capitale sur la qualité de l'eau et les produits de la mer dans cette région fortement anthropisée.

Ce travail de thèse réalisée au sein du LOG de Wimereux (Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences) a permis de démontrer que l'interaction entre la marée et les apports fluviaux en Manche orientale est à l'origine de la séparation du bassin en une zone côtière et une zone du large présentant des dynamiques très différentes (Sentchev et Korotenko, 2004, 2005). La stratification des eaux côtières contribue à l'intensification d'un courant le long des côtes, tandis que la turbulence due à la marée tend à détruire la stratification et à maintenir l'homogénéité du milieu. La frontière entre les deux zones est marquée par un front de salinité qui sépare les eaux salées d'origine atlantique des eaux plus douces d'origine continentale. Sur le plan hydrodynamique, la zone frontale est caractérisée par la convergence-divergence des courants qui se produisent à chaque cycle de marée. Une importance particulière doit être portée sur ce phénomène, car il crée des conditions favorables aux rétentions des espèces biologiques le long du front (Sentchev et Korotenko, 2004; Korotenko et Sentchev, 2004; Sentchev et Korotenko, 2007).

Le déplacement de la marée et son interaction avec le fond induit une contrainte de cisaillement qui intervient sur le gradient horizontal de densité. Lorsque le frottement est fort, le gradient de densité horizontal est faible, et les déplacements vers le large sont réduits. L'homogénéisation verticale dure d'autant plus longtemps durant un cycle de marée semi-diurne que le marnage de la période

concernée est grand. Si le frottement est fort, le gradient horizontal de densité augmente, favorisant les déplacements vers le large et la stratification. L'utilisation du modèle hydrodynamique MARS 3D a permis de vérifier certaines de ces hypothèses et résultats de terrain réalisés au sein du laboratoire (Brylinski 1990 et 1996; Sentchev et Yaremchuk, 2007). Les calculs de courants résiduels et instantanés sous différents forçages sont en accords avec les mesures. Aussi, l'existence d'une zone de convergence-divergence de courants de surface a été identifiée en marge de la zone d'influence d'eau douce. Sur la bande côtière (<30 m de profondeur), le frottement modifie les ellipses de courant de surface en inversant leur polarité (devenant cyclonique) par rapport aux courants du large (ellipses anticycloniques). Les champs de courants alternent alors entre convergence et divergence au niveau d'une zone frontale (isobathe 30 m). La convergence des courants en conjugaison avec la dérive dominante vers le Nord a une importance capitale sur la distribution spatiale et le transport de particules neutres (traceurs passifs).

L'un des objectifs de cette thèse était de développer un modèle fiable pour représenter la circulation en Manche orientale en considérant un spectre large de marée, des forçages météorologiques et des flux réalistes aux frontières ouvertes. Des simulations ont été réalisées pour deux périodes de temps: Mai 2003 et juin 2009, correspondant à des périodes de campagnes de mesures en mer conduites dans la zone étudiée. Les solutions proposées par le modèle se sont révélées être en bon accord avec les observations en particulier en ce qui concerne les courants de surface, et le niveau de la mer (erreur relative < 6%) pour les 20 ports de la région. L'écart type pour l'amplitude de courant est de l'ordre de 0.08 m/s pour un mois de mesures en mai 2003. La comparaison modèle/mesures du niveau de la mer et des vitesses démontre la légitimité des conditions limites, principalement le forçage de la marée, mais aussi, dans une moindre mesure, le vent et les apports fluviaux.

La modélisation a permis de mettre en évidence certains de ces phénomènes complexes à l'échelle régionale, mais aussi à l'échelle dite 'locale' (haute résolution). Ainsi, deux régimes hydrodynamiques dans l'enceinte du port de Boulogne-sur-Mer ont été identifiés et leur impact sur le temps de résidence des eaux qui transitent dans le domaine, a été quantifié. La mise en application de la loi cadre de l'eau (DCE) incite la commune de Boulogne-sur-Mer à prendre en considération l'hydrodynamique pour mieux appréhender les problèmes liés à la qualité de l'eau dans l'enceinte du port et dans les eaux environnantes. Un suivi lagrangien a été alors mis en place pour évaluer la sensibilité de la circulation dans l'enceinte du port aux forçages physiques tels que la marée, le vent et les apports fluviaux. Il a pu être démontré l'existence d'un tourbillon anticyclonique, caractéristique du régime de flot, permettant une évacuation rapide des traceurs passifs transitant par le port. Ce gyre favorisant le renouvellement des eaux laisse place, lors du

jusant, à un courant vers le Sud piégeant les particules dans le port. C'est pourquoi, en ce qui concerne le port de Boulogne-sur-Mer, le moment de lâchers (pendant le jusant ou le flot) est le paramètre clef régissant le temps de résidence des particules (TRP). La rétention du matériel dans le port peut être accentuée ou atténuée selon les forçages extérieurs en présence. Les vents de Sud Ouest ont tendance à inverser la relation entre TRP et phase de marée. Sous un fort vent de SO, pour des lâchers en phase de flot, le T90 peut atteindre 6 jours comparé à 1,5 jours sans vent. En revanche, pendant le jusant, ce même vent de Sud-Ouest fait décroître le TRP en réduisant la dérive Sud induite par la marée descendante, empêchant les particules de migrer vers la partie Sud du port, où la sédimentation est intense.

Une dernière partie de cette étude a été consacrée à caractériser les configurations propices au piégeage ou à l'évacuation de substances transitant dans la rade de Boulogne-sur-Mer. De plus une étude de modifications morphologiques du port a été réalisée pour montrer l'utilité de la modélisation haute résolution pour proposer des solutions innovatrices en terme d'amélioration de la qualité de l'eau et de la limitation de la sédimentation. Les bassins internes de la rade ont la particularité d'accumuler les métaux lourds (Kerembrun *et al*, 2012). Ils mettent en exergue l'aspect accumulateur de cette partie Sud alimentée par la dérive vers le Sud lors du jusant. Isolées dynamiquement, ce sont des zones de dépôts de sédiments fins, régulièrement draguées mais très surveillées vu les fortes teneurs en métaux lourds dans les sédiments. Cette étude a révélé d'intéressantes perspectives pour la commune de Boulogne-sur-Mer en terme d'amélioration possible de la qualité de l'eau, considérant les paramètres clefs gouvernant cette circulation « intra-portuaire » complexe. L'usage de la modélisation haute résolution a permis d'imaginer des aménagements côtiers innovants tel que la mise en place d'un « clapet tidale *on-way* » dans la partie Sud qui s'ouvrirait naturellement par les seules forces de marée et se refermerait après la renverse sans affecter l'efficacité du tourbillon.

Fort de ces constatations, nous avons réalisé une étude similaire pour la baie de Somme afin de comprendre les problèmes avérés de qualité de l'eau. De nombreuses activités sont soupçonnées d'être à l'origine de contamination microbienne et en particulier la présence importante des moutons de prés-salés, accusés de contribuer majoritairement au stock de *E. Coli* existant en baie de Somme. Après une mise à niveau des différentes législations et travaux antérieurs relatifs à la baie de Somme, le modèle a été configuré pour pouvoir résoudre des échelles de temps et d'espace correspondant à la problématique de contamination microbienne. Évaluer l'impact de l'hydrodynamisme et des forçages atmosphériques sur le temps de résidence de particules a permis de mettre en exergue les facteurs essentiels régissant la dynamique des sources alimentant la baie, et aussi de substances potentiellement pathogènes transitant par la baie de Somme. Chaque source

identifiée a bénéficié d'une étude singulière, basée sur une approche lagrangienne de suivi de traceurs passifs, mettant en avant les conditions type favorisant l'évacuation vers le large ou le piégeage en baie des particules. De même, certaines zones bien précises ont fait l'objet d'une étude des flux entrants et sortants au cours du temps, permettant une approche eulérienne du problème. La combinaison de ces deux approches fournit deux résultats différents mais complémentaires à une évaluation correcte des zones à risques en fonction de la météorologie. Ainsi, le comblement avéré de la baie, associé à l'augmentation des activités anthropiques, réduit de façon significative l'hydrodynamique, ce qui renforce le caractère «accumulateur de pollution» en baie de Somme. De même, il sera à l'avenir nécessaire de prendre en compte le stock de déjections de moutons de prés-salés qui représente dans les simulations une part considérable de la contamination restante en baie après dix jours de transport. L'eau des sources situées au Nord-Ouest (Maye-Nord ou rejet de la station de purification conchylicole) ne s'évacue pas immédiatement vers l'Ouest. Elle est ré-injectée dans l'intérieur de la baie, profitant des couloirs de flot et re-circule dans la partie interne. La seule source d'eau douce qui s'évacue rapidement est celle située à l'extrême Sud-Ouest (celle du Hourdel). C'est la zone d'évacuation rapide vers le large. En terme d'amélioration de la qualité de l'eau, si le fleuve Somme était soupçonné d'être fortement contaminé en *E.Coli* ou autres microbes potentiellement pathogènes, il pourrait être recommandé de confiner le fleuve actuel dans un chenal isolé des eaux de la baie et placer son exutoire au Hourdel.

D'après Pommepuy *et al* (2007), l'aspect dilution physique du mélange hydrodynamique prévaut environ 100 fois plus en terme de qualité de l'eau que la mortalité biologique de l'organisme. C'est pourquoi, ce travail de thèse a été principalement orienté sur les processus physiques de transport et de mélange. Cependant, des simulations plus précises intégrant les paramètres biologiques de décroissance bactérienne pourraient être facilement mises en place à l'avenir et fourniraient des informations plus adaptées à la pollution microbienne en particulier, que ce soit pour la baie de Somme ou pour la rade de Boulogne-sur-Mer. Pour se faire, la méthode permettant d'intégrer au module de transport lagrangien une fonction de mortalité dépendante du temps d'exposition dans l'eau salée est déjà accessible. Grâce au soutien de Franck Dumas (IFREMER-Brest) et Alain Lefevbre (IFREMER Boulogne-sur-Mer), une configuration de MARS3D est disponible sur Caparmor (super ordinateur situé à Ifremer-Brest), destinée à la région Manche orientale, permettant l'emboîtement de modèles à résolution locale. Les codes de calculs et l'accès à cette configuration seront disponibles sur demande, sous réserve d'accords convenus avec l'Ifremer, restant à définir.

En terme de perspectives, à l'échelle régionale, il serait intéressant de réaliser une étude plus approfondie des processus de genèse et dynamique du fleuve côtier à l'aide de la modélisation 3D

(alternance spatio-temporelle de la stratification et du mélange) et d'intégrer à la configuration « MARS-Manche orientale » des modules de Biologie, de sédimentologie ou de contaminants pour des études plus fines.

A l'échelle locale, il pourrait être envisagé d'établir des configurations de MARS3D à plus petite échelle pour appréhender des problématiques différentes telles que: la divagation des chenaux en Somme, le comblement et l'évolution du transport sédimentaire, le suivi du trait de côte, ou les effets de la dépolderisation sur l'équilibre hydro-sédimentaire...

Aussi, le travail débuté en collaboration avec Antoine Meyrland du GEMEL sur la variabilité du recrutement de coques en baie de Somme pourrait être continué.

De même certaines applications plus dites « d'ingénierie » en termes de management côtier pourraient être développées, comme l'étude d'aménagements possibles pour limiter l'érosion intensive observée à Cayeux ou la réalisation d'études d'impacts sur l'implantation de champs d'éoliennes offshore.

En terme d'amélioration et de suivi de la qualité de l'eau, il serait intéressant de proposer de la modélisation opérationnelle MARS3D prenant en compte les débits fluviaux associés aux fortes pluies avec des mesures de terrain en bactéries et autres coliformes (voir avec VEOLIA ou l'agence de l'eau) pour simuler les panaches de dispersion bactérienne et évaluer le risque sanitaire sur le littoral.

7-VALORISATION DU TRAVAIL

Les publications Scientifiques (P1, P2, P3 disponibles en annexe)

P1- Jouanneau, N., Sentchev, A., - 2010. Caractérisation de la dispersion du matériel en suspension dans un écoulement côtier soumis à un régime macro-tidal et aux forçages météorologiques : Application en Manche Orientale. UOF , pages 119-124.

P2- Jouanneau, N., Sentchev, A., Dumas, F., - 2012. High resolution modelling of circulation and dispersion processes in Boulogne sur mer harbour (Eastern English Channel) : sensitivity to physical forcing and harbour configuration. (sous presse dans Ocean dynamics dans le cadre du JONSMOD 2012)

P3- Korotenko K, Sentchev A, Schmitt F, **Jouanneau N,** 2012: Effect of variable winds on current structure and Reynolds stresses in a tidal flow: Analysis of experimental data in the eastern English Channel. Ocean Science vol 8:1025-1040.

Communications orales

C1- Jouanneau, N., Sentchev, A.,. Caractérisation de la dispersion du matériel en suspension dans un écoulement côtier soumis à un régime macro-tidal et aux forçages météorologiques : Application en Manche Orientale. UOF- Le 26eme forum des jeunes océanographes , pages 119-124, 30 sept et 1er Oct – 2010.

C2- Jouanneau, N., Caractérisation de la dispersion du matériel en suspension dans un écoulement côtier soumis à un régime macro-tidal et aux forçages météorologiques. Ifremer Nantes – 19 et 20 Janvier 2011 – « Réunions des utilisateurs du modèle hydrodynamique MARS ».

C3- Jouanneau, N. Circulation and dispersion processes along the french coast of the Eastern English Channel (EEC). Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia, 10-18 mars 2011. Présentation de mes travaux et formation sur l'outil Lagrangien de suivi.

C4- Jouanneau, N. Modélisation des processus de transport et dispersion en baie de Somme. Mairie du Crotoy – Syndicat mixte baie de Somme grand Littoral Picards. réunion sur la problématique de la qualité de l'eau.

C5- Jouanneau, N., Sentchev, A., Dumas, F., - 2012. High resolution modelling of circulation and dispersion processes in Boulogne sur mer harbour (EEC) : sensitivity to physical forcing and harbour configuration. (soumis dans *Ocean dynamics*), JONSMOD, Brest mai 2012.

C6- Jouanneau, N. Sentchev , A. : Assessment of circulation and dispersion processes along the french coast of the Eastern English Channel (EEC). ASLO OCEAN SCIENCE MEETING, 17-22 février 2013 – New-Orleans.

-Communications par affiche :

A1- Jouanneau, N., Sentchev, A.,. Caractérisation de la dispersion du matériel en suspension dans un écoulement côtier soumis à un régime macro-tidal et aux forçages météorologiques : Application en Manche Orientale. UOF- Le 26eme forum des jeunes océanographes , pages 119-124, 30 sept et 1er Oct – 2010.

A2- Jouanneau, N., Sentchev, A. Caractérisation du transport et de la dispersion de traceurs passifs sur le littoral du Nord-Pas -de-Calais : application à la rade de Boulogne-sur-Mer. Journée des Doctorants IRePSE 2011, 18 Janvier 2011, Villeneuve d'Ascq, France

8. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Arakawa, A., Lamb, V., 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. In : Heaps, N. (Ed.), *Methods in Computational Physics*. Vol. 17. Academic Press, New York, pp. 173–265.
- Babu, M.T., Vethamony, P., Desa, E., 2005. Modelling tide-driven currents and residual eddies in the Gulf of Kachchh and their seasonal variability. A marine environmental planning perspective. *Ecol. Model.* 184, 299–312.
- Bailly du bois P, Dumas F., 2005. Fast hydrodynamic model for medium and long-term dispersion in seawater in the English Channel and southern North Sea, qualitative and quantitative validation radionuclide tracers. *Ocean Mod.*, 9, 169-210.
- Belgrano, A.; Vincx, M.; Dewarumez, J.-M.; Richard, A.; Craeymeersch, J.A.; Heip, C.H.R. (1990). Recruitment of meroplanktonic larvae in the Southern Bight of the North Sea *Océanis* (Paris) 16(3): 225-243, 2001.
- Bernard Simon, *La marée océanique côtière, une coédition de l'institut océanographique et du SHOM*, 2007, 433 pages, ISBN 978-2-903581-32-9, ISSN 1272-0763, Réf 942MOG
- Blanton, J. O., 1996: Reinforcement of gravitational circulation by wind. *Buoyancy Effects on Coastal and Estuarine Dynamics*. D. G. Aubrey, ed. Washington, DC : American Geophysical Union, pp. 47-58.
- Blumberg A., and G. L. Mellor, 1987: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, edited by N. Heaps, 208 pp., American Geophysical Union, 1987.
- Boer de, G. J., Pietrzak, J. D., Winterwerp, J. C., 2006: On the vertical structure of the Rhine region of freshwater influence. *Ocean dynamics*, 56, 198-216.
- Boer de, G. J., Pietrzak, J. D., Winterwerp, J. C., 2007: SST observations of *upwelling* induced by tidal straining in the Rhine ROFI. *Continental Shelf Research*, doi:10.1016/j.csr.2007.06.011
- Bougeault, P. et Lacarrère, P., 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Monthly. Weather Review.*, 117, 1872-1890
- Brunet, C, Brylinski, J.M., Bodineau, L., Thoumelin, G., Bentley, D., Hilde, D. 1996. Phytoplankton dynamics during the spring bloom in the South-eastern English Channel. *Est. Coast. Shelf Sci.* 43: 469-483.
- Brown, C.A., Jackson, G.A., Brooks, D.A., 2000. Particle transport through a narrow tidal inlet due to tidal forcing and implications for larval transport. *Journal of Geophysical Research* 105 (C10): 24141- 24156.
- Brylinski, J.M., Lagadeuc, Y, 1990. L'interface eaux côtières/eaux du large dans le Pas de Calais: une zone frontale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 311: 535-540.
- Brylinski, J.M., Lagadeuc, Y., Gentilhomme, V., Dupont, J.-P., Lafite, R., Dupeuble, P.-A., Huault, M.-F., Auger, Y., Puskaric, E., Wartel, M., Cabioch, L. 1991. Le "fleuve Côtier": un phénomène hydrologique important en Manche Orientale. Exemple du Pas de Calais. *O.*

- Brylinski, J.M. 1993. Ecohydrodynamique pélagique en Manche orientale. Habilitation à diriger des recherches, Université de Lille I, S.M.W., 270 pp.292
- Cabioch L., 1968, Contribution à la connaissance des peuplements benthiques de la Manche occidentale, thèse, Station biologique de Roscoff, Cahiers de biologie marine, tome IX, cahier 5 suppl., 720 p.
- Cesmat L., Fiandrino A., Derolez V., Serais O., Boudong C., Raymond M., Delichère S., Fang Z.-X. Escherichia coli Maximum Allowable Daily Loads (MADL): an environmental management tool for improving the microbiological quality of the lagoon water Poster OMEGA Thau project.
- Colwell, R.R., 1978. Bacteria and viruses, indicators of environmental changes occurring in estuaries. Environ Int 1: 223. Emery, W.J., Thomson, R.E., 1997. Data Analysis Methods in physical oceanography. Pergamon, NY, 634p.
- Cotonnec, G. 2001. Les lipides, marqueurs des relations trophiques planctoniques dans les écosystèmes pélagiques côtiers. Thèse de doctorat, ULCO, 324 pp.
- Dauvin, J.-C. (1997). Pollution pétrolière, in: Dauvin, J.-C. (Ed.) (1997). Les biocénoses marines et littorales françaises des côtes Atlantique, Manche et mer du Nord: synthèse, menaces et perspectives. Collection Patrimoines naturels: Série Patrimoine écologique, 28: pp. 181-188
- Dauvin, J.-C.; Dewarumez, J.-M. (2002). Patrimoine naturel de la Manche orientale et du Sud de la mer du Nord: invertébrés benthiques et peuplements macrobenthiques sublittoraux Rev. Trav. Stat. Mar. Wimereux 2002(25): 9-27
- Debreu, L., Vouland, C., Blayo, E., 2008. AGRIF : Adaptive grid refinement in Fortran. Computers & Geosciences 34 (1), 8–13.
- Delhez, E.J.M., Heemink, A.W., Deleersnijder, E., 2004. Residence time in a semienclosed domain from the solution of an adjoint problem. Estuarine Coastal and Shelf Science 61, 691 702.
- Durand N.; Fiandrino A.; Fraunie P.; Ouillon S.; Forget P.; Naudin J.J.. in Suspended matter dispersion in the Ebro ROFI : an integrated approach Source: Continental Shelf Research, Volume 22, Number 2, January 2002 , pp. 267-284(18). Publisher: Elsevier
- Dyer, K. R., Estuaries: A Physical Introduction, 195 pp., John Wiley, New York, 1997.
- Ellien, C. Thiébaud, E., Dumas, F., Salomon, J.-C., and Nival, P. A modelling study of the respective role of hydrodynamic processes and larval mortality on larval dispersal and recruitment of benthic invertebrates: example of Pectinaria koreni in the Bay of Seine (English Channel), Journal of Plankton Research 26 (2) (2004), pp. 117–132.
- Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliand, C., and Vehil, R.: Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment), J. Geophys. Res., 108, 8059, doi:10.1029/2001JC000825, 2003.

- Emery, W.J. & R.E. Thomson. 1997. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon.
- Falconer, R.A., Wolanski, E., Mardapitta Hadjipandeli, L., 1986. Integrated field measurements and numerical simulations of tidal eddies. *Proc. Int. Conf. on measuring techniques of hydraulics phenomena in offshore, coastal and inland waters*. London, UK, pp. 43–60.
- Garreau P., 1993. Hydrodynamics of the North Brittany coast. *Oceanol. Acta*. 16,5-6,469- 477.
- Gaspar, J. P., Gregoris, Y., Lefevre, J. M., 1990. A simple eddy kinetic energy model for simulations of oceanic vertical mixing : Tests at station Papa and long-term upper ocean study site. *Journal of Geophysical Research* 95 (C9), 16179–16193.
- Geernaert, G., Larsen, S., Hansen, F., 1987. Measurements of wind stress, heat flux, and turbulence intensity during storm conditions over the North Sea. *Journal of Geophysical Research* 92 (C12), 13127–13139.
- Gildor, H., Fredj, E., Kostinski, A., 2010: The Gulf of Eilat/Aqaba: a natural driven cavity? *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 104, 301-308.
- Gill, A., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*, W. Donn Edition. *International Geophysics Series*. Academic Press.
- Graham, W. M., & Largier, J. L. (1997). *Upwelling shadows as nearshore retention sites: the example of northern Monterey Bay*. *Continental Shelf Research* 17, 509–532.
- Grant, S.B., Kim, J.H., Jones, B.H., Jenkins, S.A, Wasyl, J., Cudaback, C., 2005. Surf zone entrainment, along shore transport and human health implications of pollution from tidal outlets. *J. Geophys. Res.*, 110 (C10025): 1-20. Jenkins, G.P., Black, K.P., Hamer, P.A., 2000.
- Grioche, A., Koubbi, P., Harlay, X. 1999. Spatial patterns of ichthyoplankton assemblages along the eastern English Channel French coast during spring 1995. *Estuar. Coastal Shelf Sci.* 49: 141-152.
- Holt J.T. and R. Proctor. 2008. The seasonal circulation and volume transport on the northwest European continental shelf: a fine-resolution model study, *Journal of Geophysical Research* 113 10.1029/2006JC004034.
- Hyder, P. J.H. Simpson, S. Christopoulos & Y. Krestentis. (2002). The seasonal cycles of stratification and circulation in the Thermaikos Gulf Region Of Freshwater Influence (ROFI), north-west Aegean. *Continental Shelf Research*, 22, 2573-2597.
- Imasato, N., 1983. What is tide-induced residual current. *Am. Meteorol. Soc.* 1307–1317.
- Joordens, J.C., Souza, A.J., Riviera, J., Martinez, J., Smith, N., 2000. Remote radar measurement of shelfs currents off Largo, Florida, USA. *Estuarine, Coastal and shelf Science* 51: 301- 325.
- Kasai, A. T. Fujiwara, J.H. Simpson & S. Kakehi. (2002). Circulation and cold dome in a gulf-type ROFI. *Continental Shelf Research*, 22, 1579-1590.

- Kerambrun, E., F. Henry, P. Perrichon, L. Courcot, T. Meziane, N. Spilmont and R. Amara, 2012. Growth and condition indices of juvenile turbot, *Scophthalmus maximus*, exposed to contaminated sediments: effects of metallic and organic compounds. *Aquatic Toxicology* 108, 130-140.
- Kerambrun, E., Henry F., Courcot, L., Gevaert, F. and Amara R., 2012. Biological responses of caged juvenile sea bass (*Dicentrarchus labrax*) and turbot (*Scophthalmus maximus*) in a polluted harbour. *Ecological Indicators* (Sous presse).
- Kerr, C.L., Blumberg, A.F., 1979. An analysis of a local second- moment conserving quasi-Lagrangian scheme for solving the advection equation. *Journal of Computational Physics* 32, 1-9.
- Korotenko K, Sentchev A, Schmitt F, Jouanneau N, 2012: Effect of variable winds on current structure and Reynolds stresses in a tidal flow: Analysis of experimental data in the eastern English Channel. *Ocean Science* vol 8:1025-1040.
- Korotenko K., Sentchev A., 2004: Toward the Formation of Ichthyoplankton Assemblages along the French Coast, Eastern English Channel: Numerical Study, *Oceanology*, 44 (5), 686-696.
- Lafitte, R., Shimwell, S., Grochowski, N., Dupont, J.- P, Nash, L., Salomon, J.-C., Cabioch, L., Collins, M., Gao, S., 2000. Suspended particulate matter fluxes through Strait of Dover, English Channel : observations and modelling. *Oceanologica Acta* 23 (6): 687-700.
- Lazure P., Dumas F., 2008. An external-internal model coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources* 31: 233-250.
- Lee, H.-J., Chao, S.Y., Fan, K.-L., Kuo, T.-Y., 1999. Tide-Induced Eddies and *Upwelling* in a Semi-enclosed Basin: Nan Wan. *Est. Coast. Shelf Sci.* 49, 775-787.
- Lett, C., Verley, P., Mullon, C., Parada, C., Brochier, T., Penven, P., Blanke, B., (2008) A Lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics. *Environ Modell Softw* 23: 1210-1214
- Lefebvre, A., Ellien, Davoult, D., Thiebault, E., Salomon, J.C., 2003. Pelagic dispersal of the brittle-star *Ophiotrix fragilis* larvae in a megatidal area (English Channel, France) examined using an advection/diffusion model. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57 (3) : 421-433.
- Leroy, R., Simon, B., 2003. Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le golfe de Gascogne. SHOM, Rapport d'étude n°2/03. Luettich, R.A., Hensch, J.L., Fulcher, C.W., Werner, F.E., Blanton, B.O., Churchill, J.H., 1999.
- Largier, J.L 2006. WEST: A northern California study of the role of wind-driven transport in the productivity of coastal plankton communities. *Deep-Sea Res. II* 53: 2833-2849.
- Lazure P., Dumas F., 2007. An external-internal model coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources* 31: 233-250.
- Leendertse, J. J., Gritton, E. C., 1971. A water-quality simulation model for well-mixed estuaries

and coastal seas. In : Computation Procedures. Vol. 2 of Report R-708-NYC. New York City Rand Institute, 53 p.

- Leonard, B. P., 1979. A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering* 19, 59–98.
- Lett, C., Verley, P., Mullon, C., Parada, C., Brochier, T., Penven, P., Blanke, B., (2008) A Lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics. *Environ Modell Softw* 23: 1210-1214
- Leroy, R., Simon, B., 2003. Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le golfe de Gascogne. SHOM, Rapport d'étude n°2/03. Luetlich, R.A., Hench, J.L., Fulcher, C.W., Werner, F.E.
- Mellor, G. L. and Yamada, T.: 1982, 'Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems', *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 851–875.
- Monsen, N.E., Cloern, J.E., Lucas, L.V., Monismith, S.G., 2002. A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography* 47, 1545–1553.
- Münchow, A. and R.W. Garvine (1993): Buoyancy and wind forcing of a coastal current. *J. MAR. RES.*, 51, 293-322.
- Pacanowski, R., Philander, S., 1981. Parameterization of Vertical Mixing in Numerical Models of Tropical Oceans. *Journal of Physical Oceanography* 11 (11), 1443–1451.
- Pingree R.D. and L. Maddock (1977). Tidal residuals in the English Salomon J.-C. and M. Breton (1991).
- Pingree R.D. and D.K. Griffiths (1980). Currents driven by a steady uniform wind stress on the shelf seas around the British Isles. *Oceanologica Acta*, 3, 2, 227-236.
- Pingree R.D. and L. Maddock (1985). Stokes, Euler and Lagrange aspects of residual tidal transports in the English Channel and the southern bight of the North Sea. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 65, 969-982.
- Pommepuy, M., Hervio-Heath, D., Caprais, M. P.M., Gourmelon, Le Saux, J.C., Le Guyader, F., 2005. Fecal Contamination in Coastal Areas: An Engineering Approach. In: *Oceans and Health : Pathogens in the Marine Environment*, pp. 331- 359.
- Prandle D. (1978 a). Monthly-mean residual flows through the Dover Strait, 1949-1972. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 58, 965-973
- Prandle D. (1987). Response of the N.W. European Shelf Sea at sub-tidal frequencies. *Continental Shelf. Res.*, 7, 3, 267-284.

- Prandle D., G. Ballard, D. Flatt, A.J. Harrison, S.E. Jones, P.J. Knight, S. Loch, J. McManus, R. Player and A. Tappin. 1996. Combining modelling and monitoring to determine fluxes of water, dissolved and particulate metals through the Dover Strait, *Cont. Shelf Res.* 16 (2), pp. 237– 257.
- Riddenrinhof and Zimmerman, J.T.F., 1990, Mixing processes in a numerical model for the channel and Southern North Sea. Part B: transit time and transfer function from Cap de la Hague. *Journal of Marine Systems* 6 (5-6): 515-527.
- Salomon J.-C., P. Guéguéniat, A. Orbi and Y. Baron (1988). A Lagrangian model for long-term tidally-induced transport and mixing. Verification by artificial radionuclide concentrations, in: *Radionuclides: a tool for oceanography*. Elsevier Applied Science, 384-394.
- Salomon J.-C., P. Guéguéniat and M. Breton (1991). Mathematical model of ¹²⁵Sb transport and dispersion in the Channel. *Oceanologica Acta*, 3, 2, 227-236. Channel. in: *Radionuclides in the study of marine processes*, P.J. Kershaw and D.S. Woodhead, ed.. Elsevier Applied Science, 74-83.
- Salomon J.-C. and M. Breton (1990). Modèle général du plateau continental Nord-européen. Rapport CEE MAST 53, 20 pp.
- Salomon J.C., Breton M., 1993. An atlas of long-term currents in the Channel. *Oceanol. Acta.*, 16, 5-6, 439-448.
- Sentchev, A., Yaremchuk, M., 2007. VHF radar observations of surface currents off the northern Opal Coast in the eastern English Channel. *Cont Shelf Research* 27: 2449-2464.
- Sentchev A, Korotenko K, 2005. Dispersion processes and transport pattern in the ROFI system of the eastern English Channel derived from a particle- tracking model. *Cont Shelf Res.* 25: 2294–2308.
- Sentchev A., Forget, P., Barbin, Y. Residual and tidal circulation revealed by VHF radar surface current measurements in the southern Channel Isles region (English Channel). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 82, 180-192, 2009
- Seuront L, Souissi S : Evidence for climatic control of *Phaeocystis* sp. bloom in the Eastern English Channel. *Mer* 40:41–51, 2002.
- SHOM, 2000: Les guides du **SHOM** : LA MARÉE.
 Courants de marée et hauteurs d'eau La Manche, 2000. SHOM, ISBN 2-11-088251-4.
 Courants de marée dans la Manche et sur les côtes française de l'Atlantique, ouvrage n°427 A du Service Hydrographique de la Marine (SHOM), rédigé par H. Lacombe et réédité sous le nom d'ouvrage n°550. Ouvrages n° 551 à 556 : collection d'atlas de courants des côtes de France édités en 1973. Ouvrages n° 557 à 565 : collection d'atlas de courants des côtes de France édités entre 1994 et 2005.
- Simpson, J.H., 1997. Physical processes in the ROFI regime. *Journal of Marine Systems* 12: 3-15.
- Thomann, R. V., Mueller, J. A., 1987. *Principles of surface Water Quality and Control*; Harper Collins: New York.
- Simpson, J.H, Brown, J., Matthews, J. Allen, G : Tidal straining, density currents, and stirring in

the control of estuarine stratification *Estuaries*, 13 (1990), pp. 125–132
Large, W. G., Pond, 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of Physical Oceanography* 11, 324–336.

Simpson, J.H., Souza, A.J., 1995: Semi-diurnal switching of stratification in the Region of Freshwater Influence of the Rhine. *J. Geophys. Res.*, 100, C4, 7037-7044.

Simpson J.H., Crawford, W. R., Rippeth, T. P., Campbell, A. R., Cheok, J. V. S., 1996. The vertical structure of turbulent dissipation in shelf seas, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1579–1590.

Souza, A., Pineda, J., 2001: Tidal mixing modulation of sea-surface temperature and diatom abundance in Southern California. *Continental Shelf Research*, 21, 651–666.

Souza, A.J., Simpson, J.H., 1996a: Interaction between mean water column stability and tidal shear in the production of semi-diurnal switching of stratification in the Rhine ROFI. In: *Buoyancy effects on coastal and estuarine dynamics. Coastal and Estuarine Studies*, 53, 83-96.

Souza, A.J., Simpson J.H., 1996b: The modification of the tidal ellipses by stratification in the Rhine ROFI. *Continental Shelf Research*, 16, 997-1007.

Souza, A.J., James, I. D., 1996: A two-dimensional (x-z) model of tidal straining in the Rhine ROFI. *Continental Shelf Research*, 16, 949-966.

Souza, A.J and JH Simpson (1997) Controls on stratification in the Rhine ROFI system. *Journal of Marine Systems*, 12 (1997), 311-323.

Smagorinsky, J., 1963. General circulation experiments with the primitive equations - I. The basic experiment. *Monthly Weather Review* 91 (3), 99–164.

Smith, S. D., Banke, E., 1975. Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 1001, 635–673.

Thiébaud, E., Lagadeuc, Y., Olivier, F. Dauvin, J.C. and C. Retière. 1998. Do hydrodynamic factors affect the recruitment of marine invertebrates in a macrotidal area?, *Hydrobiologia* 375- 376, pp. 165–176.

Vantrepotte, V. (2003). Caractérisation bio-optique des eaux côtières en Manche orientale pour l'estimation de la production primaire et le suivi des poussées phytoplanctoniques : application à la télédétection satellitaire « couleur de l'eau » en milieu côtier. Ph.D. thesis, Université du Littoral Côte d'Opale, France.

Vethamony, P., Reddy, G.S., Babu, M.T., Desa, E., Sudheesh, K., 2005. Tidal eddies in a semi enclosed basin: a model study. *Mar. Environ. Res.* 59 (5), 519–532.

Visser, A.W., Souza, A.J., Hessner, K., Simpson, J.H., 1994: The effect of stratification on tidal profiles in a region of freshwater influence. *Oceanologica Acta*, 17, 369-381.

Wang, D-P : Tidally generated internal waves in partially mixed estuaries. *Continental Shelf Research*, 26:1469–1480, 2006.

Woodson, C.B., Eerkes-Medrano, D.I., Flores-Morales, A., Foley, M.M., Henkel, S.K., *et al.*, 2007:

Local diurnal *upwelling* driven by sea breezes in northern Monterey Bay. *Continental Shelf Research*, 27, 2289-2302.

Yanagi, T., 1999. *Coastal Oceanography*. Boston: Kluwer. Academic publishers. 162 pp.

Yeager, S. G., and W. G. Large, 2004: Late-winter generation of spiciness on subducted isopycnals. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1528-1547,

Zimmerman, J.T.F., 1986. The tidal Whirlpool: a review of horizontal dispersion by tidal and residual currents. *Netherlands Journal of Sea Research* 20: 133-154.

9. ANNEXES

A1-(Annexe du 2.3.2) comparaison SSH modèle/marégraphes-12 ports

A2-(Annexe du 2.4.3) Analyses des amplitudes et phases des ondes principales-

*A3- (Annexe du 4.2.1) Courants moyens selon les forçages
pendant un cycle de marée*

*A4- (Annexe du 4.2.2) Courants moyens selon les aménagements de la rade
pendant un cycle de marée*

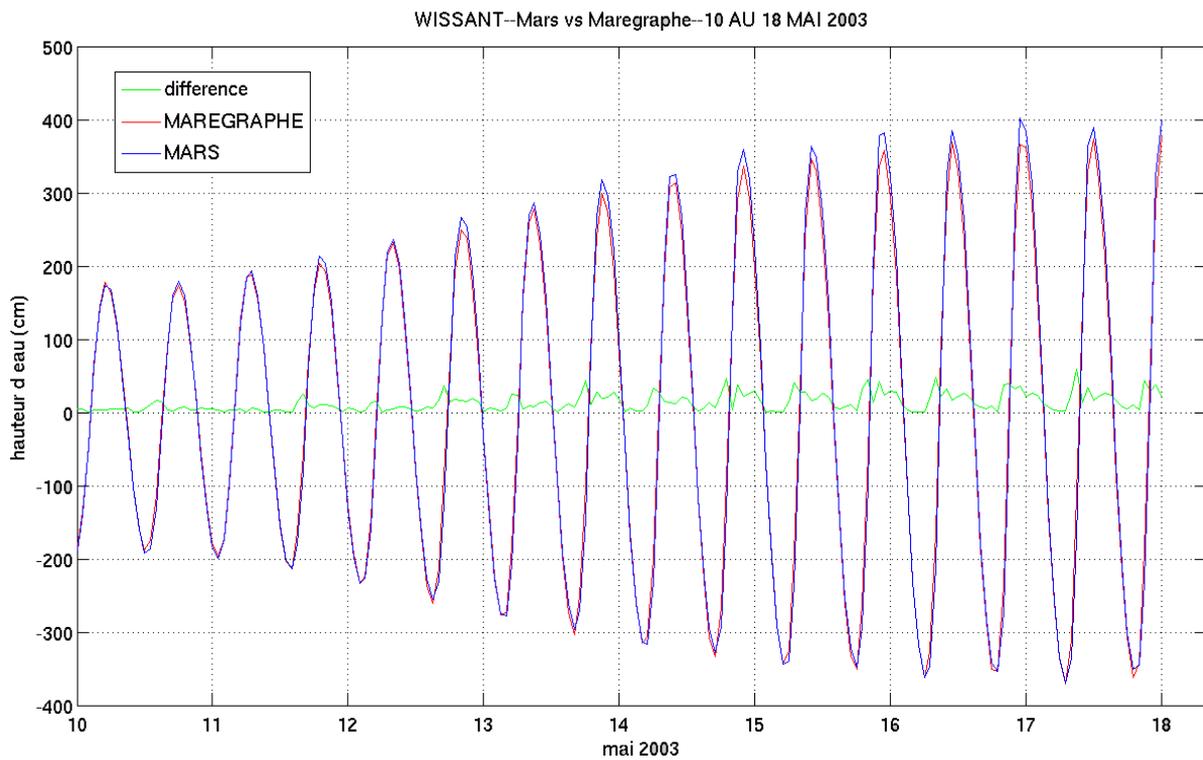
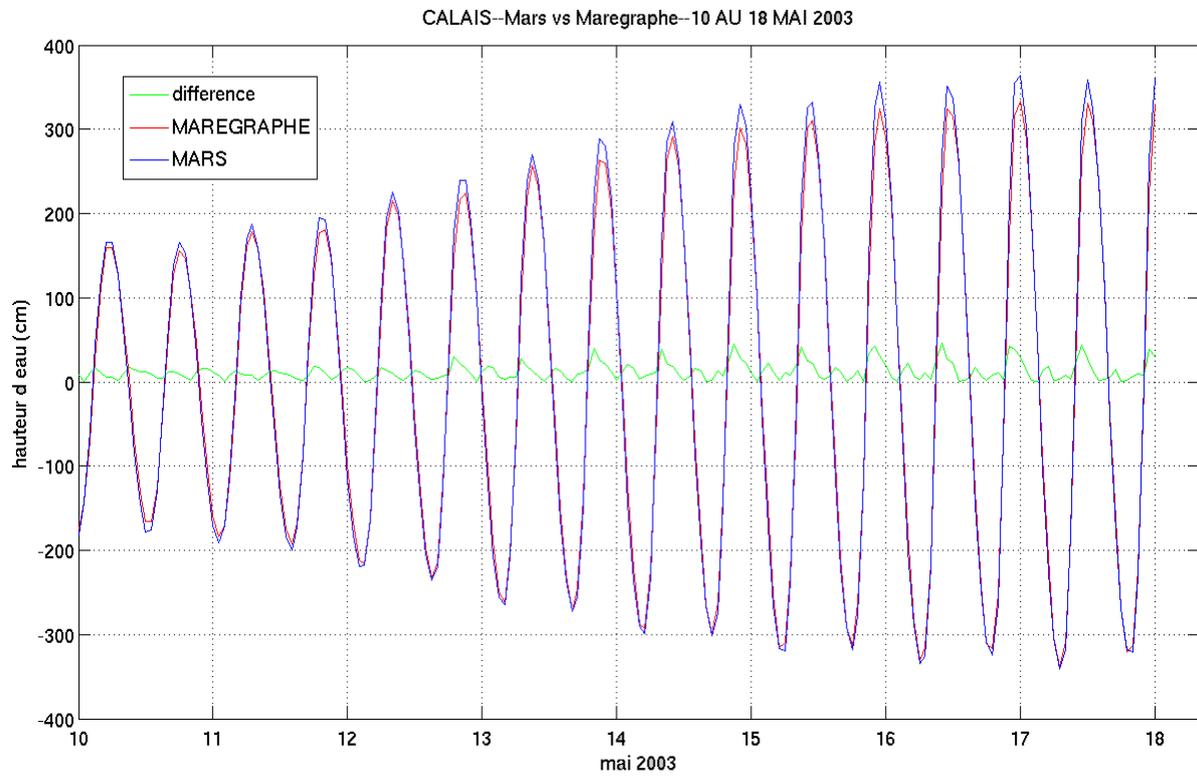
A5- (Annexe du 4.4.1) Courants instantanés aménagements côtiers

A6 (Annexe du 5.6) Résultats obtenus pour 240h de transport

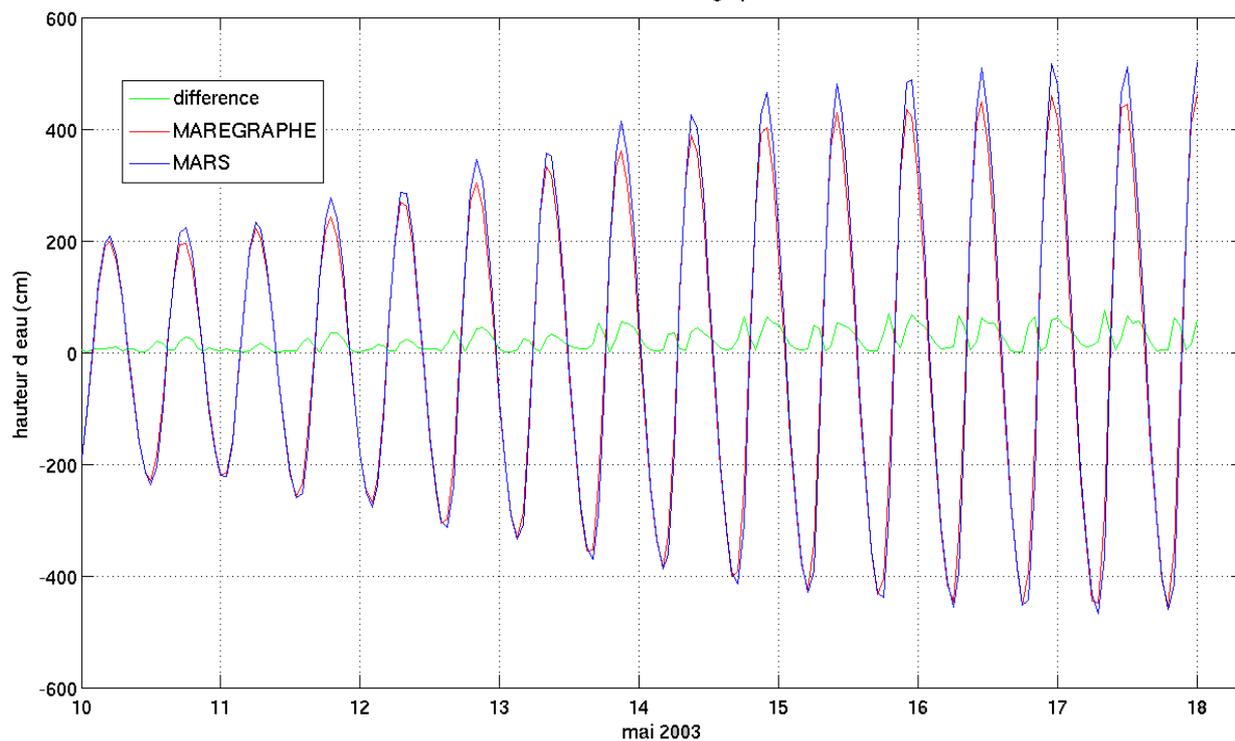
A7 -(Annexe du 5.6.1) analyse des zone A et B

A1-(Annexe du 2.3.2) comparaison SSH modèle/marégraphes-12 ports

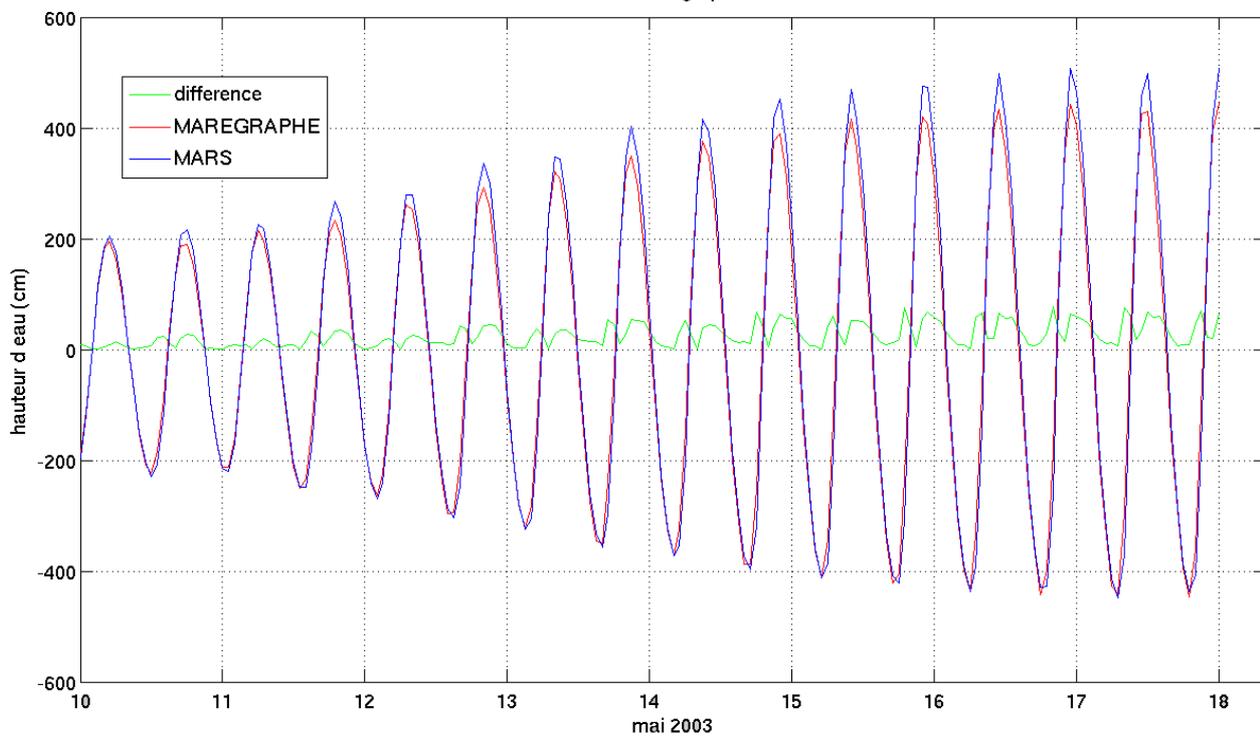
Comparaison du niveau de la mer donné par les marégraphes et calculé par le modèle MARS3D pour 12 ports de la région : Calais, Boulogne, Wissant, Le Touquet, Berck sur mer, Cayeux, Dieppe, Le havre, Brighton, Hasting, et Douvres



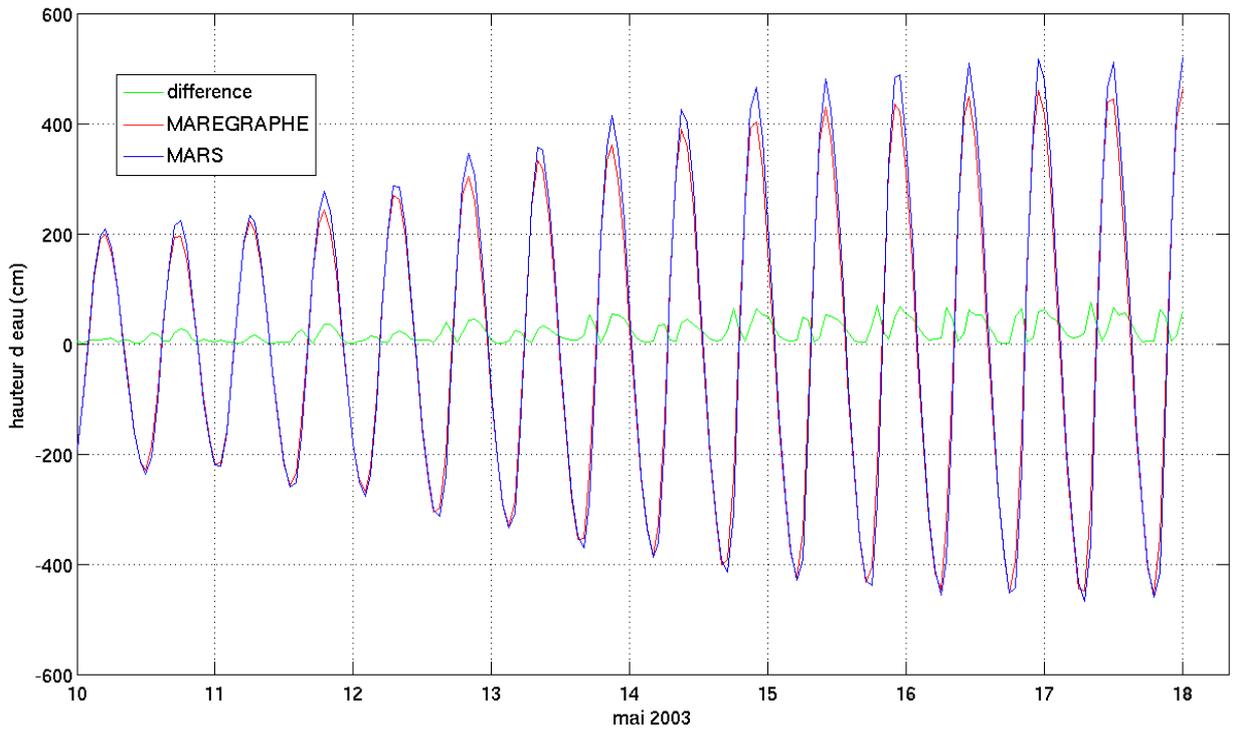
BOULOGNE SUR MER--Mars vs Maregraphe--10 AU 18 MAI 2003



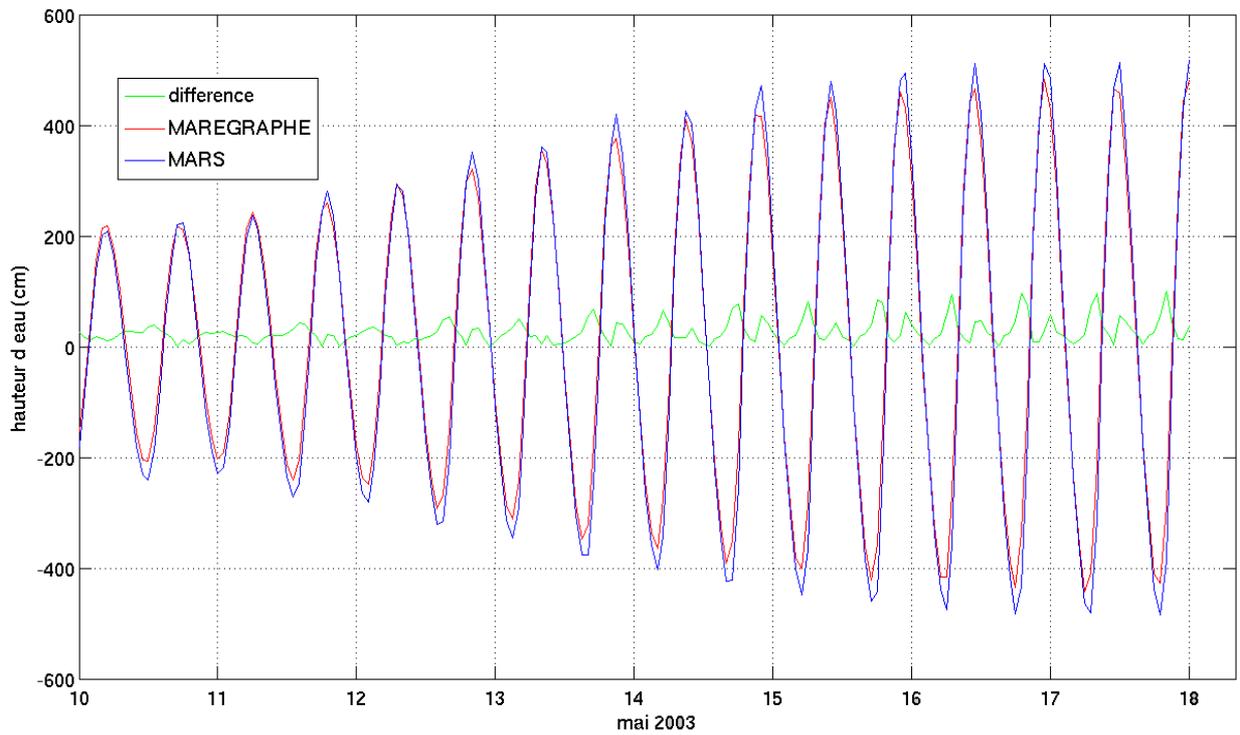
LE TOUQUET--Mars vs Maregraphe--10 AU 18 MAI 2003



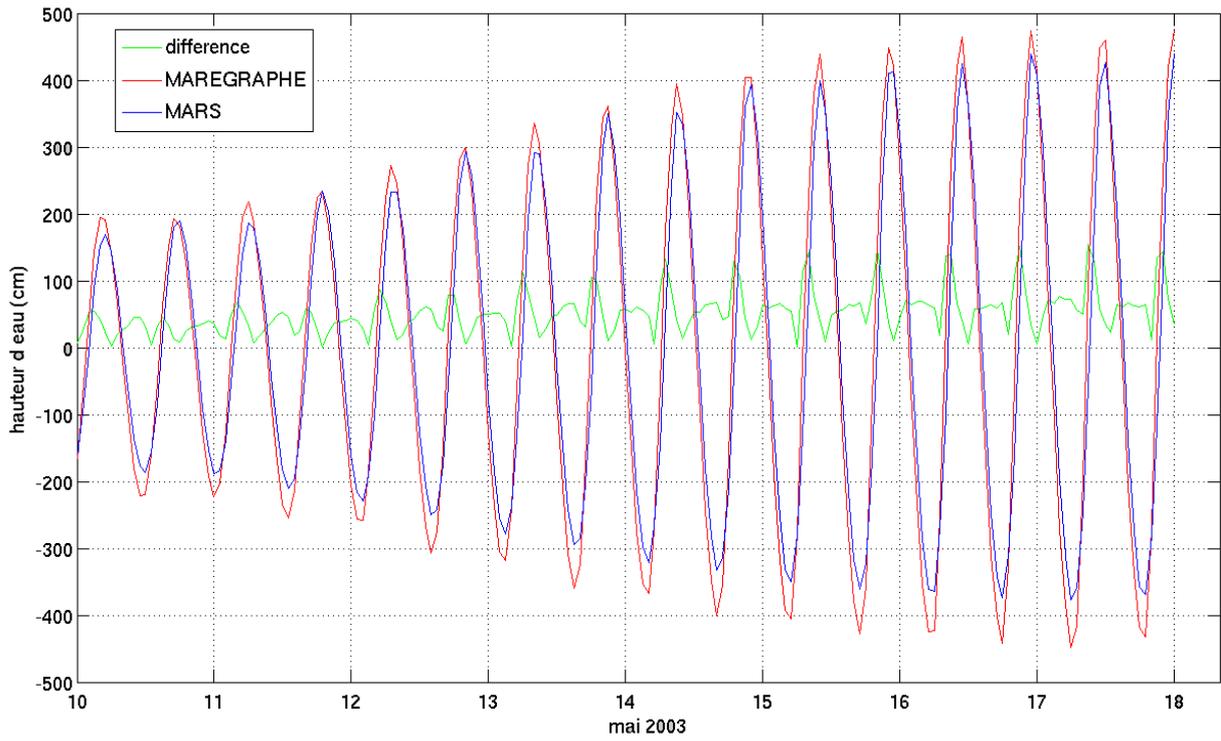
BERCK-Mars vs Maregraphe--10 AU 18 MAI 2003



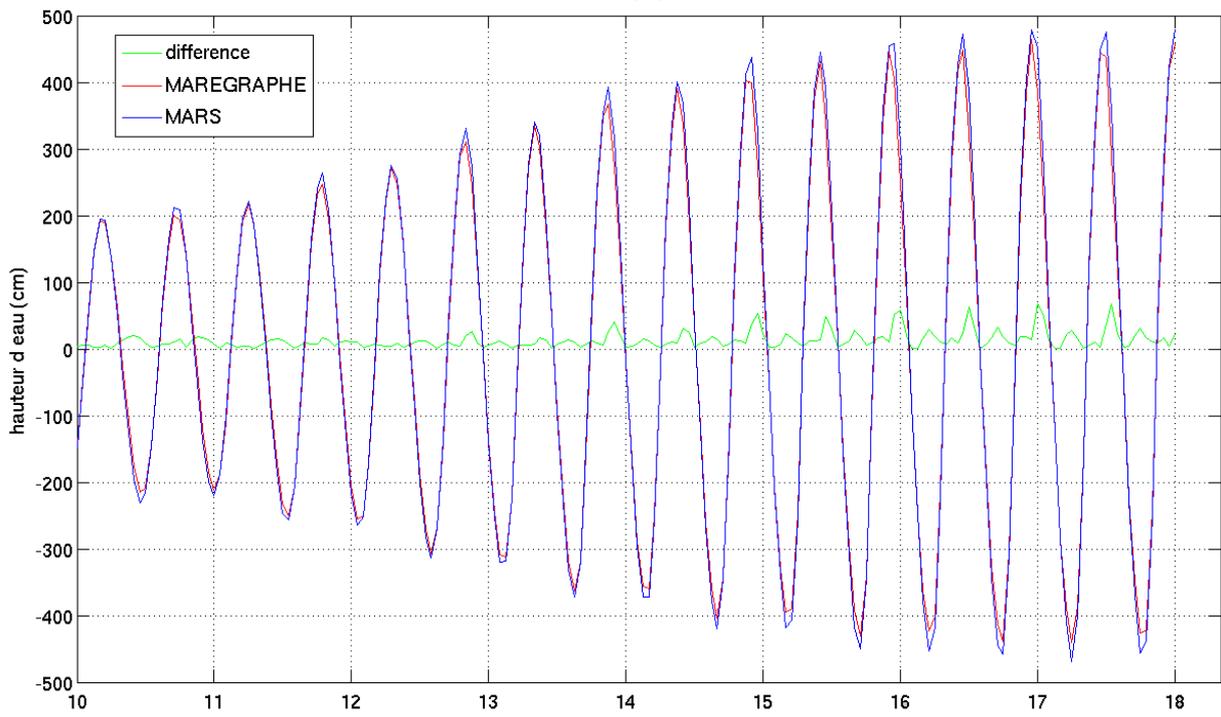
CAYEUX-Mars vs Maregraphe--10 AU 18 MAI 2003



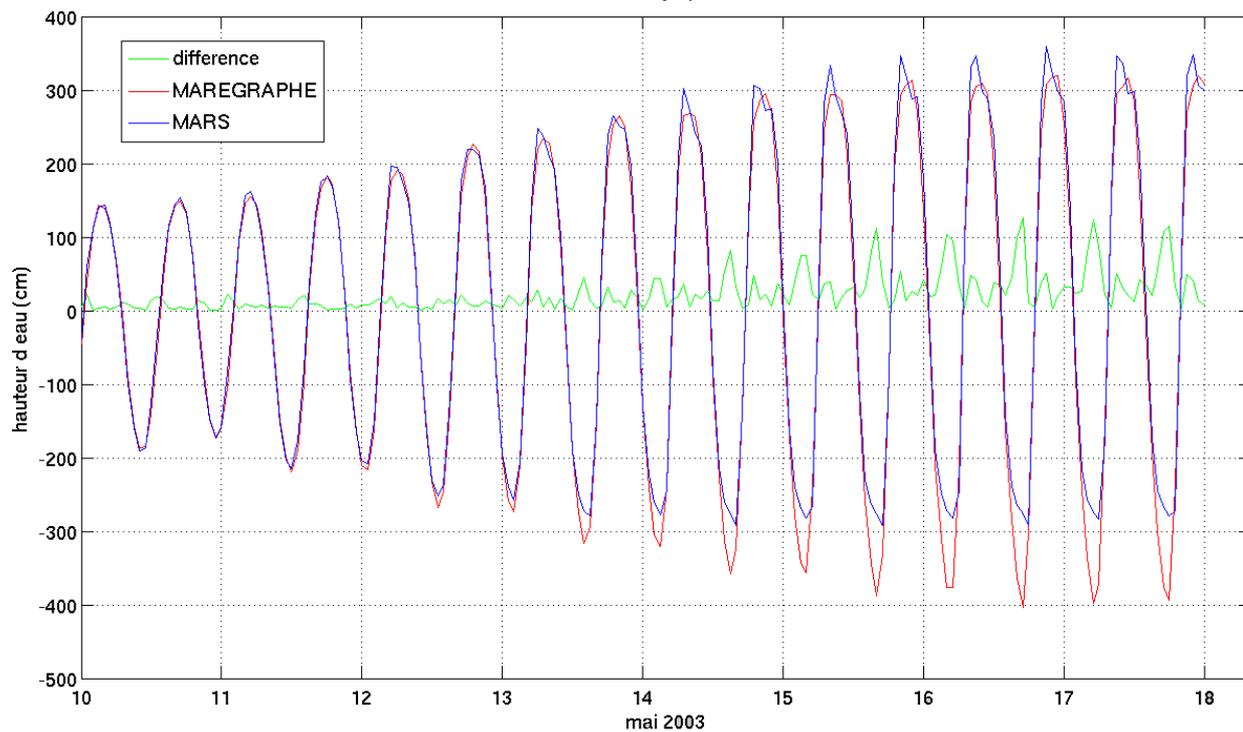
LE TREPORT--Mars vs Maregraphe--10 AU 18 MAI 2003



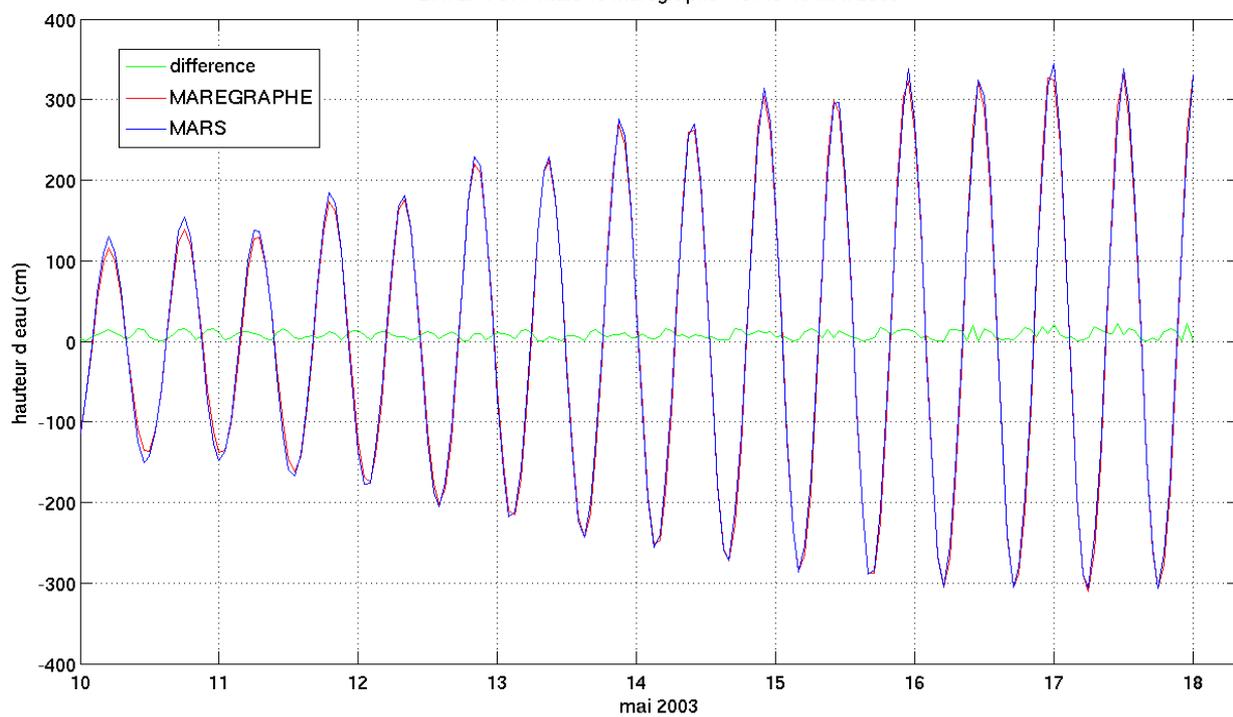
DIEPPE--Mars vs Maregraphe--10 AU 18 MAI 2003



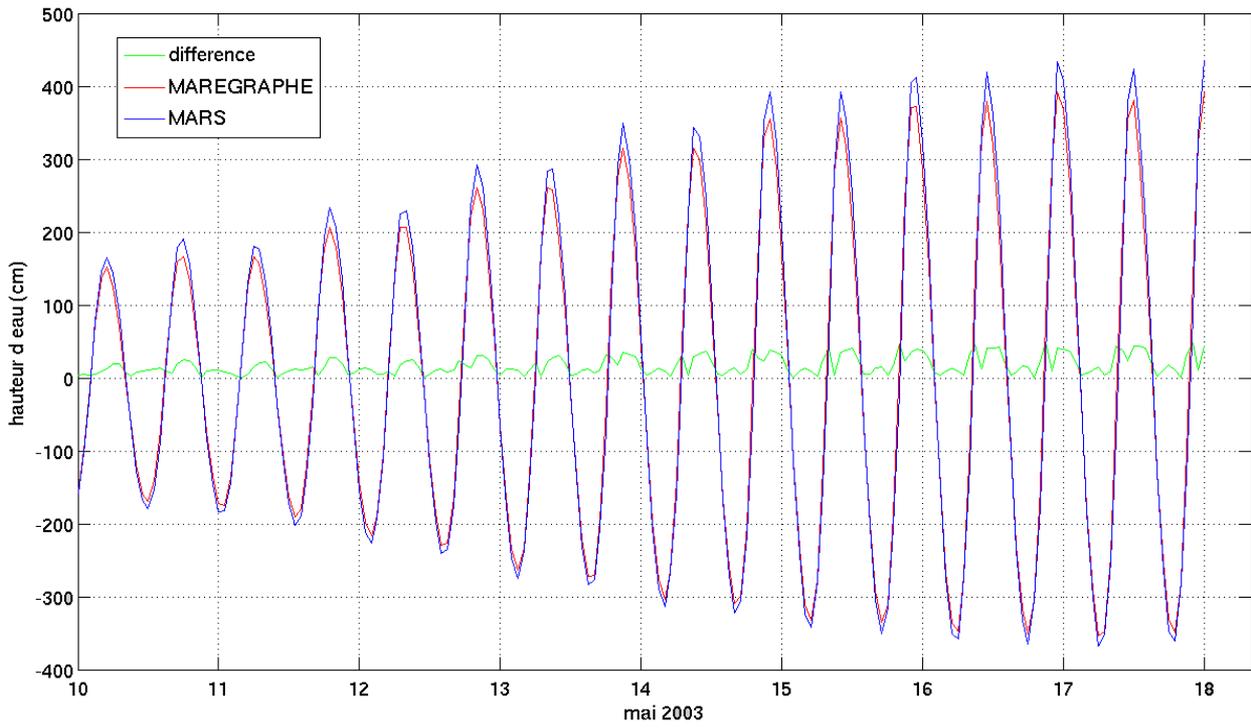
LE HAVRE--Mars vs Maregraphe--10 AU 18 MAI 2003



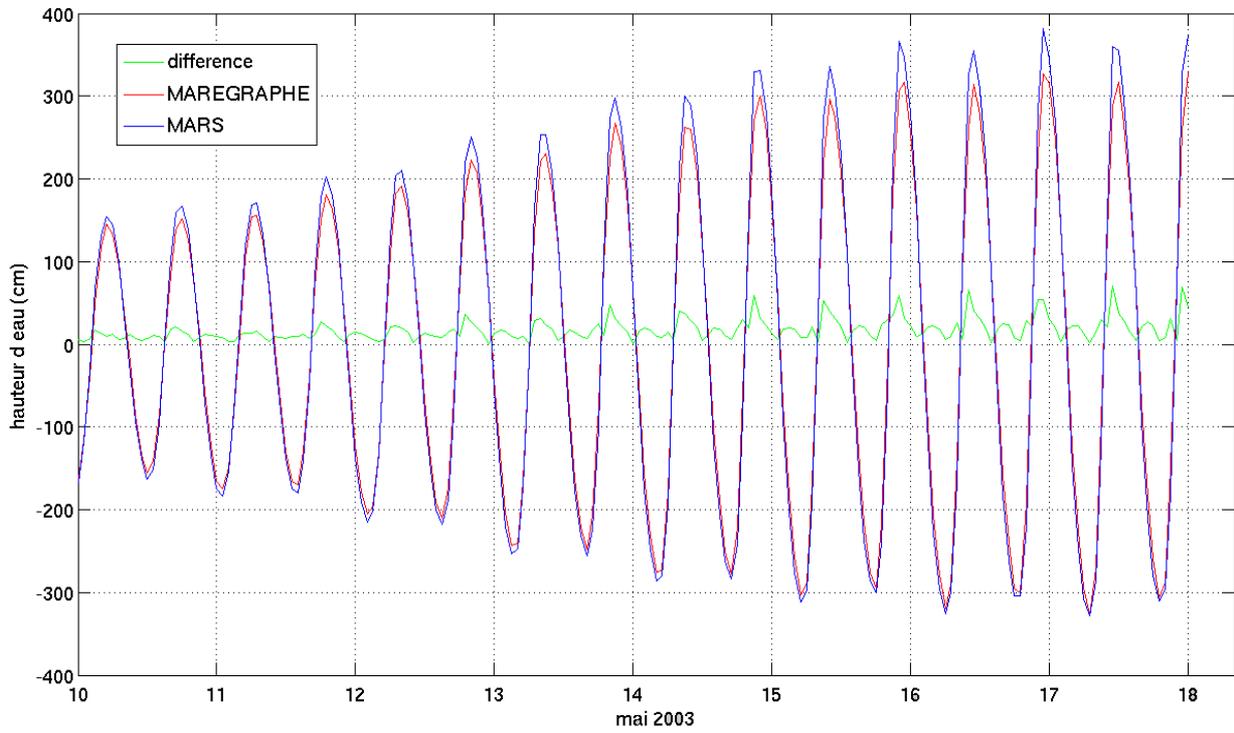
BRIGHTON--Mars vs Maregraphe--10 AU 18 MAI 2003



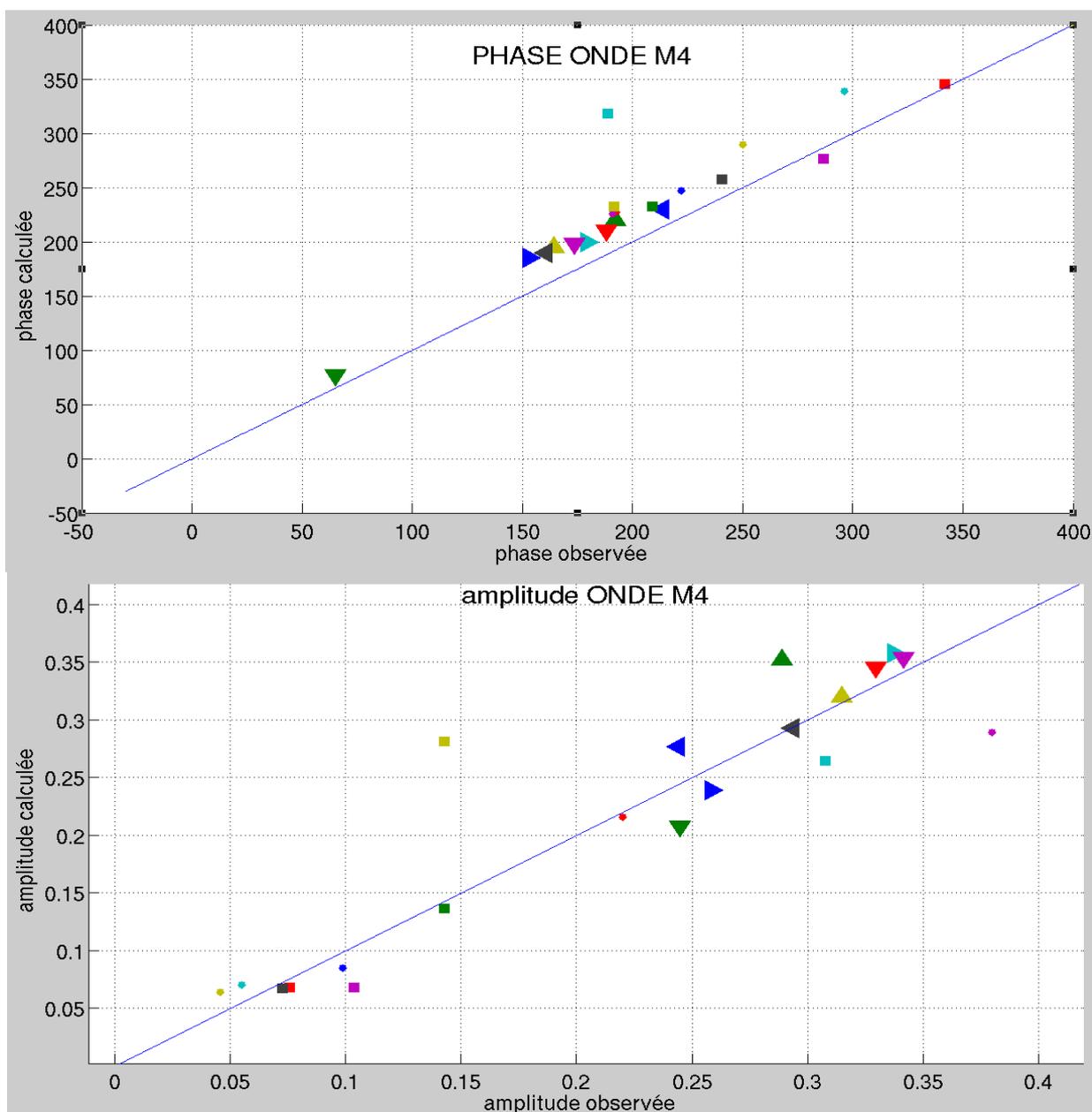
HASTINGS--Mars vs Maregraphe--10 AU 18 MAI 2003



DOUVRES--Mars vs Maregraphe--10 AU 18 MAI 2003



A2-(Annexe du 2.4.3) Analyses des amplitudes et phases des ondes principales



□	10 SELSEY	◁	1 CALAIS
*	11 BOGNOR	△	2 WISSANT
□	12 LITTLEHAMP	▽	3 BOULOGNE
*	13 SHOREHAMP	▷	4 TOUQUET
□	14 BRIGHTON	▽	5 BERCK
*	15 NEWHEAVEN	△	6 CAYEUX
□	16 EASTBOURNE	▷	7 TREPORT
*	17 HASTINGS	▷	8 DIEPPE
□	18 RYEHARBOR	▽	9 LEHAVRE
*	19 FOLKSTONE		
□	20 DOVER		

Figure A2-1 Comparaison des phases et amplitudes calculées et mesurées pour l'onde M4 pour les 20 ports choisis.

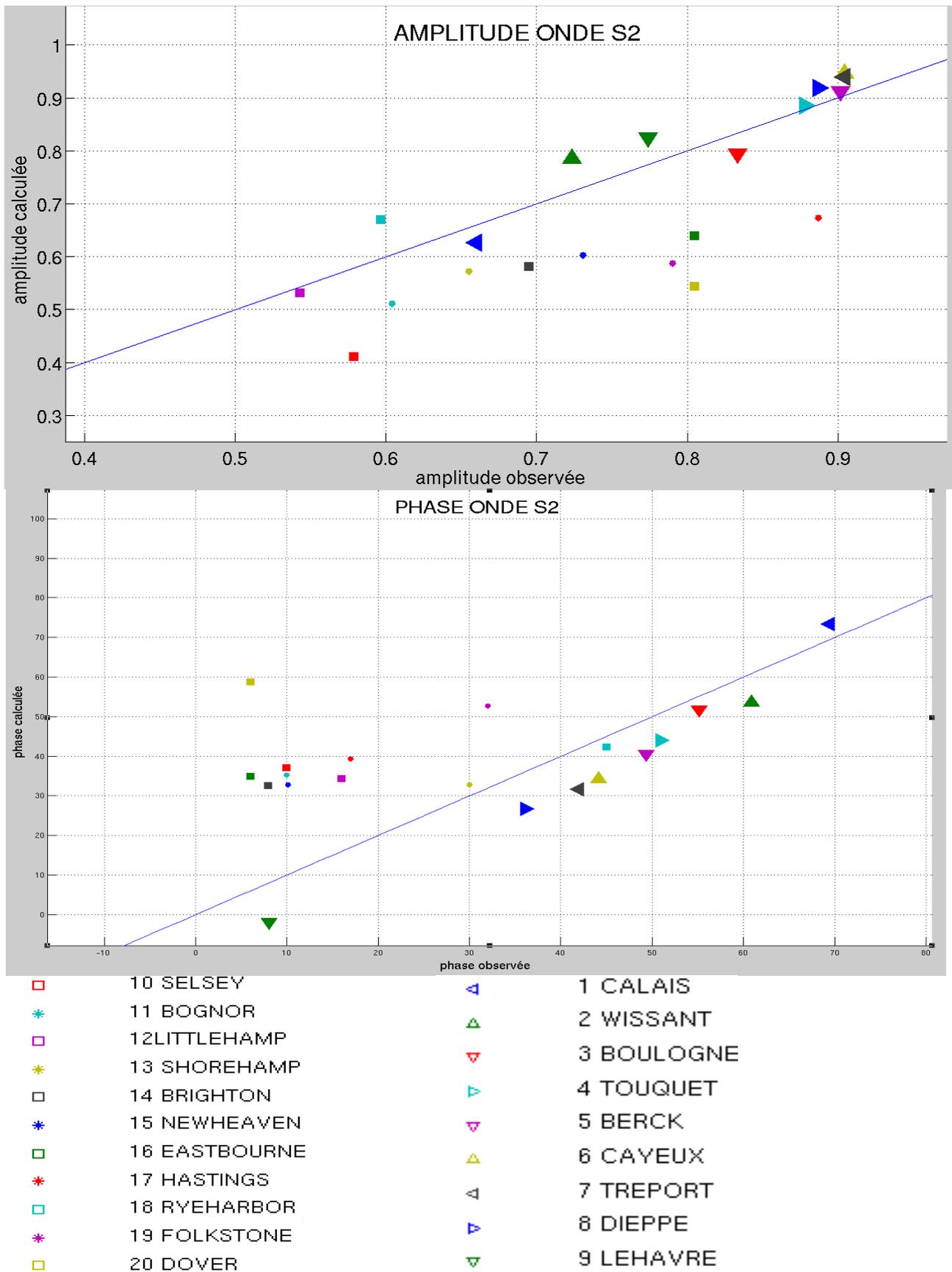


Figure A2-2 Comparaison des amplitudes et phases calculées et mesurées pour l'onde S2 pour les 20 ports choisis.

A3- (Annexe du 4.2.1) Courants instantanés dans la rade de BLM selon les forçages.

Afin de comparer la direction et l'intensité des courants dans la rade, 6 stations ont été choisies. L'une au large, marquée sur la carte 'OFF', 2 près des digues sud et nord, respectivement 'DS' et 'DN', une à la sortie de la rade 'LIM', une au centre, 'MID' et une à l'exutoire 'EX' (Fig. 4.18). Nous présenterons dans cet article seulement les résultats obtenus dans les 3 stations suivantes : au large, au centre, et à l'exutoire.

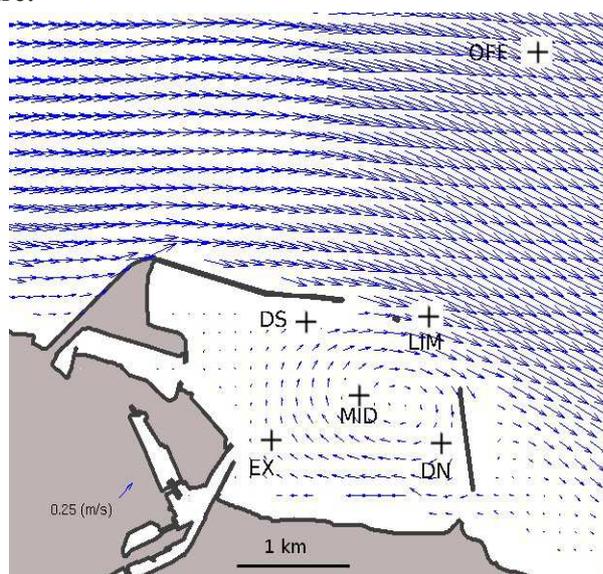


Fig. A3-1- Les points d'analyses courantologiques de la rade.

L'analyse suivante a été menée pour chacune des 6 stations et un résultat commun en ressort: quand l'énergie de la marée est forte, l'influence relative du forçage est réduite (voir A3-2). Cette observation se vérifie dans l'espace et le temps. Par exemple, pendant un cycle de marée, l'énergie véhiculée par la marée n'est pas constante, il y a des moments où elle est plus forte ou plus faible. Quand les courants de marée sont plus faibles, les effets des forçages extérieurs (vents, débit) sur l'hydrodynamisme sont plus visibles. Par ailleurs, quand nous comparons la station du large et la station de l'exutoire, nous pouvons observer que la magnitude des courants de marée est très différente. Au large, les courants peuvent atteindre plus d'1m/s par rapport à ceux de l'exutoire qui eux tournent autour de 0,15 m/s. Au large, le forçage ne semble pas influencer significativement l'hydrodynamisme, mais au niveau de l'exutoire, il a une influence significative. Dans notre région, sous un régime mégatidal, la marée est le forçage majeur qui contrôle l'intensité et la direction des courants. Le forçage externe joue un rôle relatif sur l'hydrodynamisme, dépendant de l'intensité des courants induits par la marée: il varie dans le temps lors d'un cycle de marée mais aussi dans l'espace en fonction de la bathymétrie.

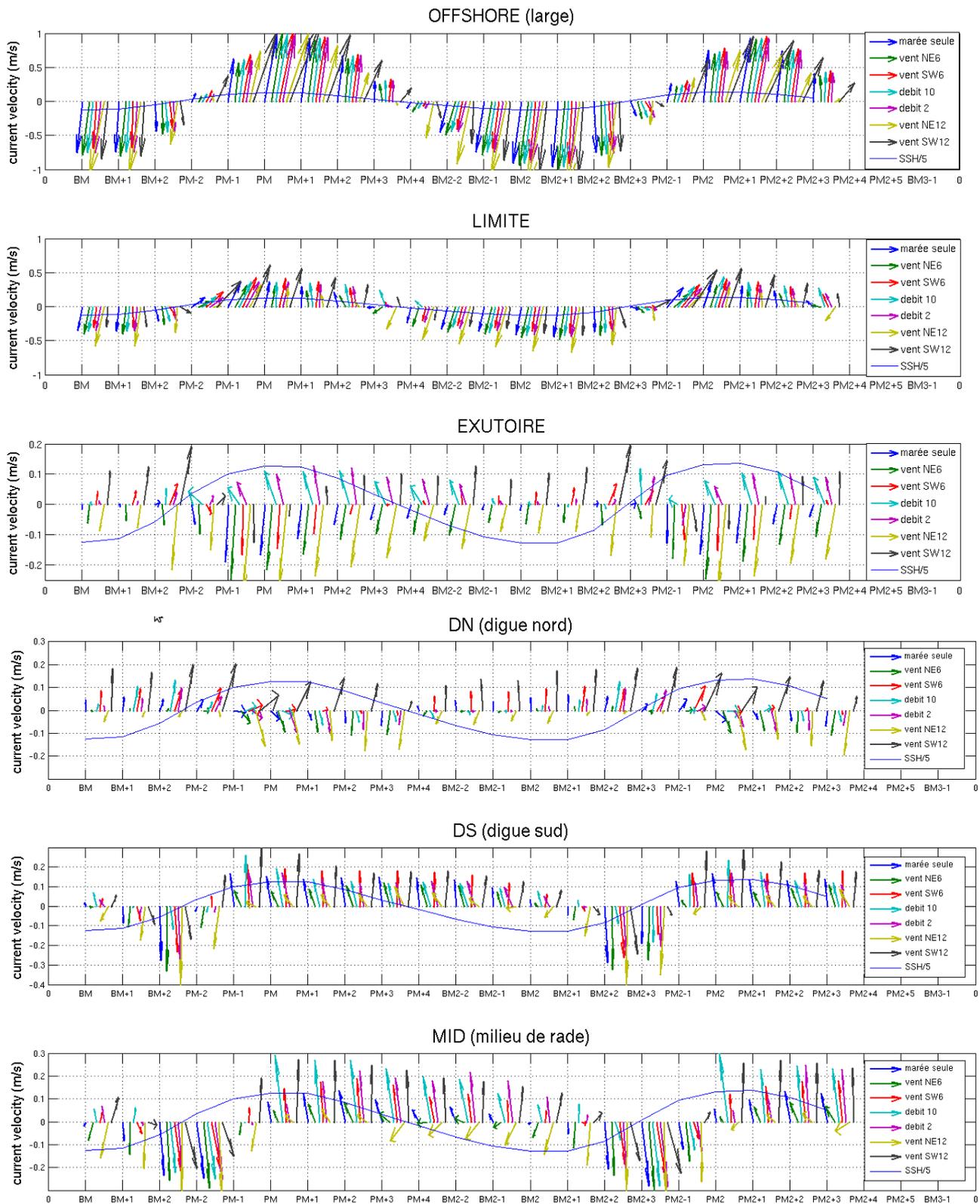


Fig. A3-2 Représentation du sens et de la direction du courant pour chaque forçages extérieurs au cours de 2 cycle de marée en 6 points localisés dans la rade de BL (voir fig 421-a).

A4- (Annexe du 4.2.2) Courants instantanés selon les modifications morphologiques du port.

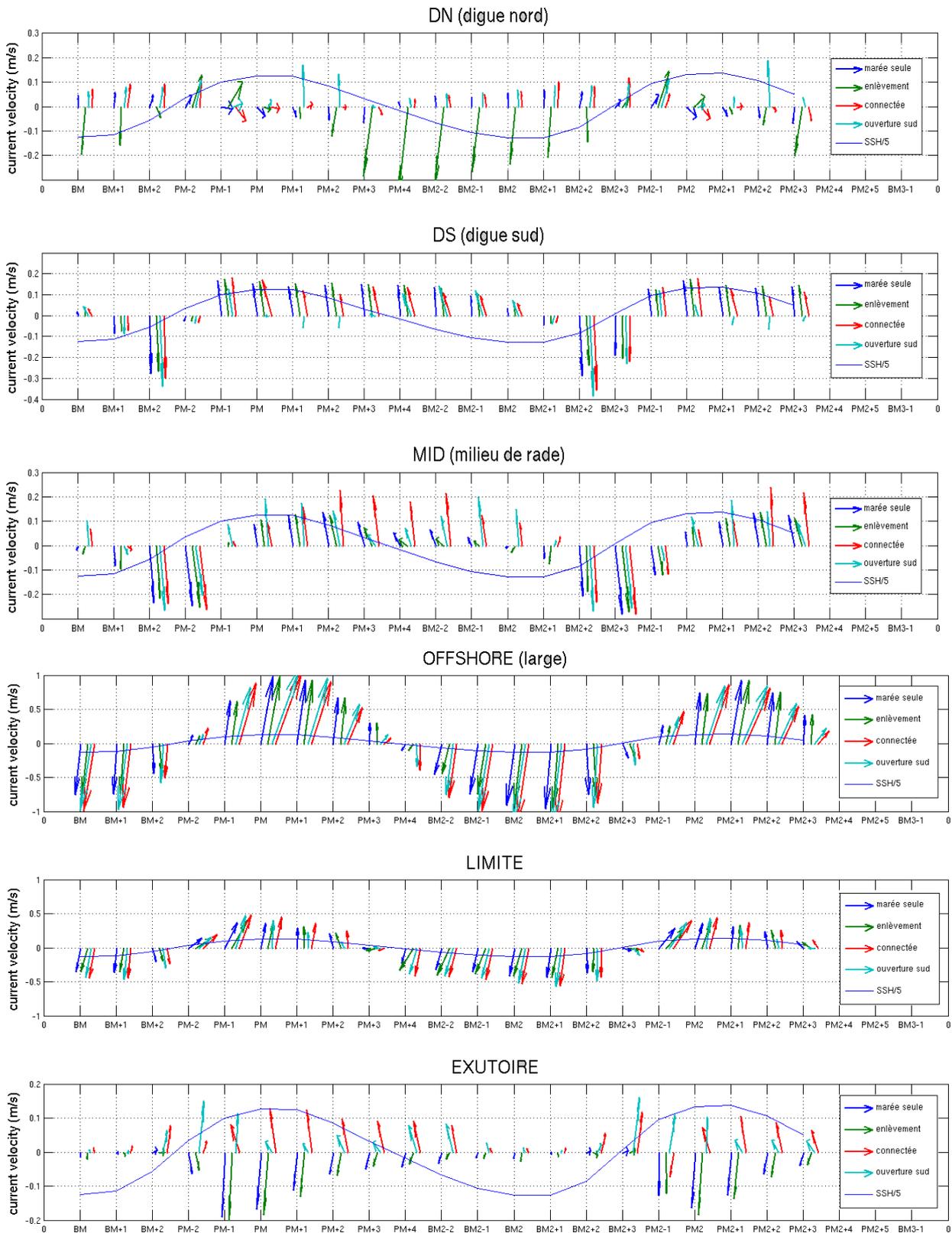
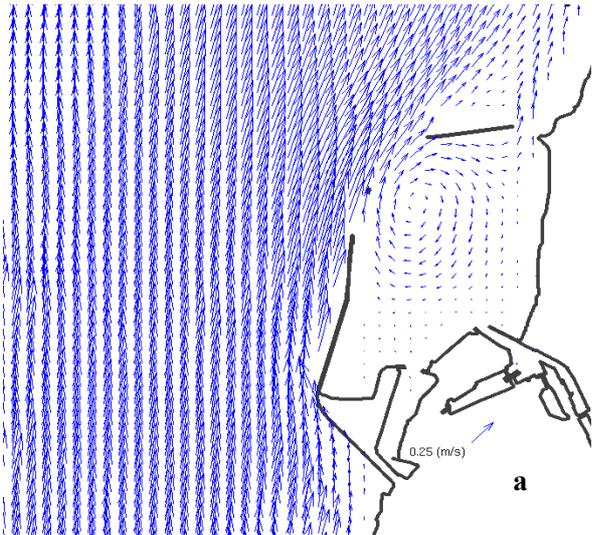
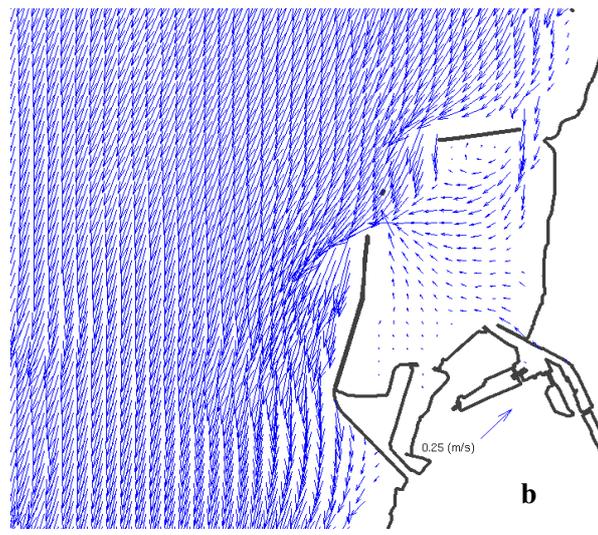


Fig. A4-1- Représentation du sens et de la direction du courant pour chaque modifications morphologique au cours de 2 cycle de marée en 6 points localisés dans la rade de BL (voir fig 421-a).

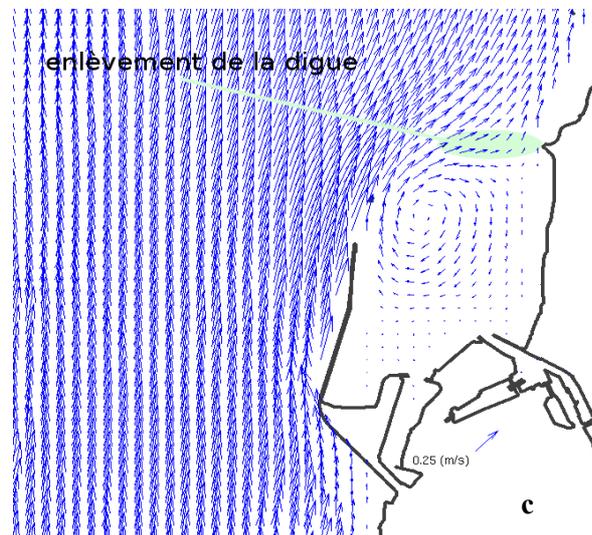
A5- (Annexe du 4.4.1) Courants instantanés aménagements côtiers



pleine mer

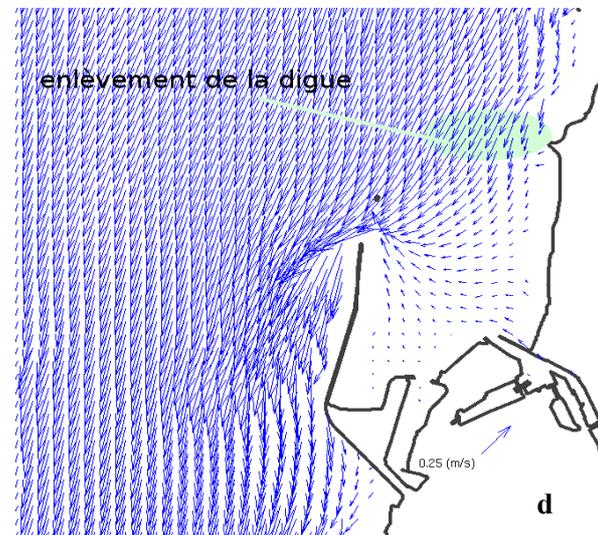


basse mer - 2 heures



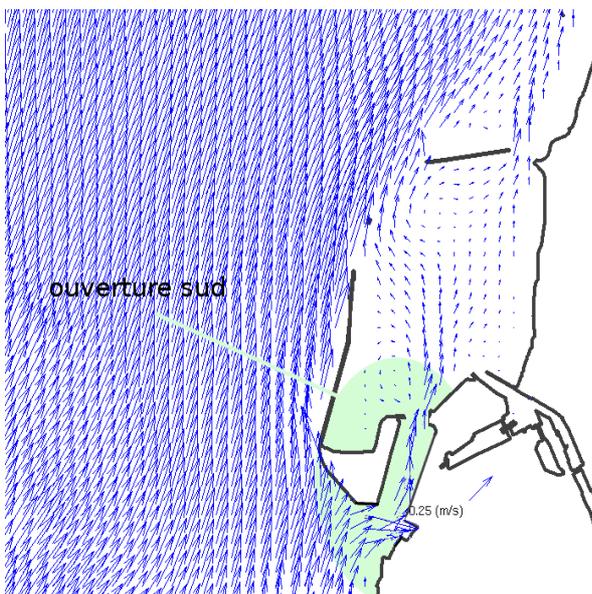
enlèvement de la digue

pleine mer

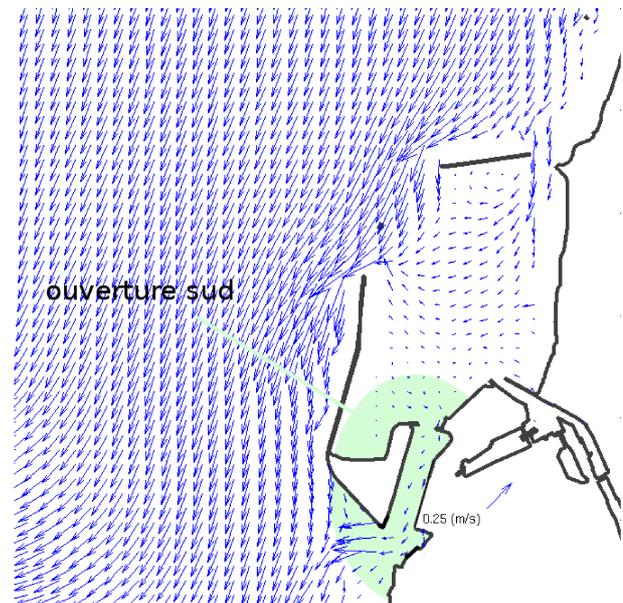


enlèvement de la digue

basse mer - 2 heures



ouverture sud



ouverture sud

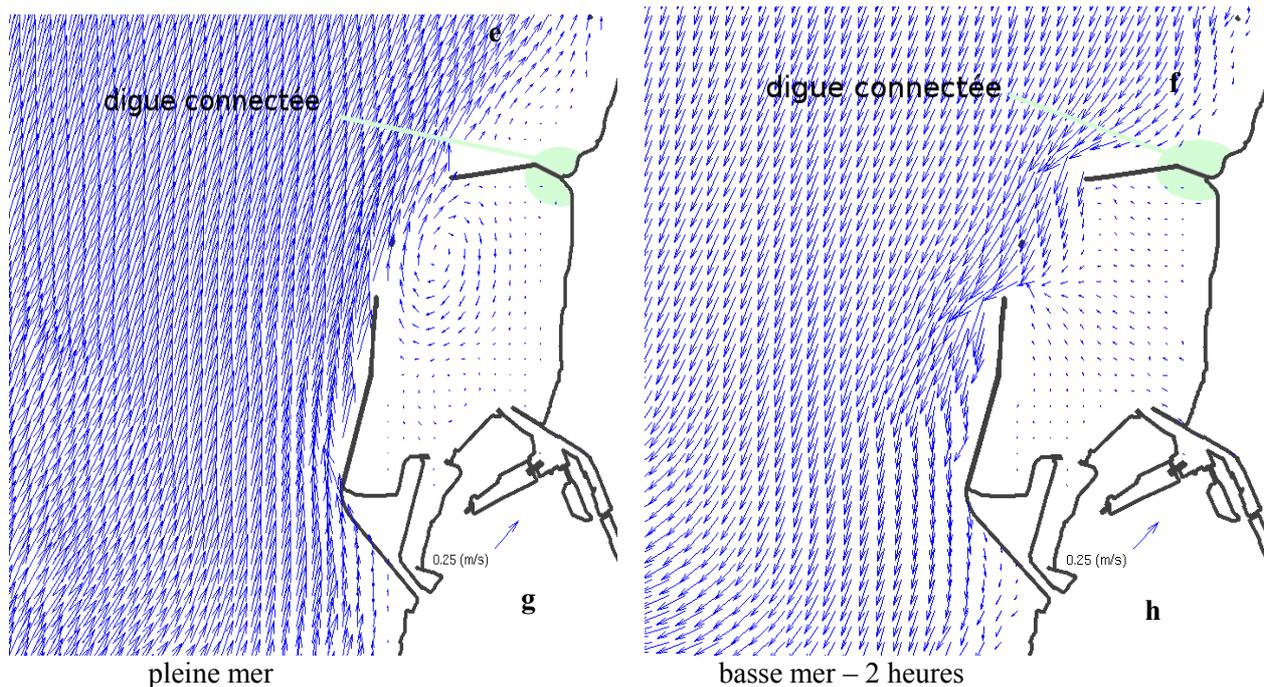


Fig A5-1 Courants instantanés pour deux phases de marée, pleine mer et basse mer – 2h, et pour les 3 configurations d'aménagements côtiers et comparées avec la configuration actuelle de la rade de BLM.

A6 (Annexe du 5.6)- Résultats obtenus pour 240h de transport

240H

	CLASSEMENT	MORTE-EAU			VIVE-EAU		
		SW6	NE6	NO WIND	SW6	NE6	NO WIND
MOUTONS	1	ZD- (9%)	ZD-(8%)	ZD-(16%)	ZB- (6%)	ZD- (8%)	ZA-(5%)
MOUTONS	2	ZC-(8%)	ZC- (7%)	ZA- (8%)	ZD-(5%)	ZB- (4%)	ZC- (4%)
MOUTONS	3	ZB- (6%)	ZB- (4%)	ZC -(2%)	ZC-(4%)	ZC- (1%)	ZB- (3%)
MOUTONS	4	ZA -(2%)	ZA- (0%)	ZB- (1%)	ZA -(3%)	ZA -(0%)	ZD -(2%)

	CLASSEMENT	MORTE-EAU			VIVE-EAU		
		SW6	NE6	NO WIND	SW6	NE6	NO WIND
DIEN	1	ZD- (75%)	ZC-(9%)	ZD-(52%)	ZD-(9%)	ZC-(5%)	ZD-(8%)
DIEN	2	ZC-(12%)	ZD-(5%)	ZC-(7%)	ZA-(4%)	ZD-(4%)	ZB-(6%)
DIEN	3	ZB- (3%)	ZA/ZB (2%)	ZB (6%)	ZB (3%)	ZB (2%)	ZC-(5%)
DIEN	4	ZA(0%)		ZA (3%)	ZC (1%)	ZA (1%)	ZA (1%)

	CLASSEMENT	MORTE-EAU			VIVE-EAU		
		SW6	NE6	NO WIND	SW6	NE6	NO WIND
SOMME	1	ZD-(7%)	ZC/ZD/ZA (3%)	ZD-(5%)	ZC-(6%)	ZC-(2%)	ZD-(6%)
SOMME	2	ZB-(6%)	ZB -(2%)	ZC-(3%)	ZD (4%)	ZA/ZB/ZD (1%)	ZB - (3%)
SOMME	3	ZC-(4%)		ZA (2%)	ZA (3%)		ZC/ZA (2%)
SOMME	4	ZA (3%)		ZB (1%)	ZB (2%)		

	CLASSEMENT	MORTE-EAU			VIVE-EAU		
		SW6	NE6	NO WIND	SW6	NE6	NO WIND
MAYE NORD	1	ZC- (13%)	ZA/ZD- (3%)	ZA-(7%)	ZC/ZD -(4%)	ZC -(4%)	ZD -(5%)
MAYE NORD	2	ZB- (8%)	ZB/ZC (2%)	ZC/ZB- (6%)	ZB -(3%)	ZA (2%)	ZA/ZB/ZC (3%)
MAYE NORD	3	ZD- (7%)		ZD -(5%)	ZA (1%)	ZB -(1%)	
MAYE NORD	4	ZA (3%)				ZD (0%)	

	CLASSEMENT	MORTE-EAU			VIVE-EAU		
		SW6	NE6	NO WIND	SW6	NE6	NO WIND
CROTOY	1	ZD-ME(6%)	ZD-(5%)	ZD-(4%)	ZD- (7%)	ZD (2%)	ZD (5%)
CROTOY	2	ZC-ME(5%)	ZA-(3%)	ZA/ZB/ZC (2%)	ZB-(4%)	ZC (1%)	ZA (3%)
CROTOY	3	ZA (3%)	ZC/ZB (2%)		ZC -(3%)	ZA/ZD (0%)	ZB (1%)
CROTOY	4	ZB -(1%)			ZA -(1%)		ZC (0%)

	CLASSEMENT	MORTE-EAU			VIVE-EAU		
		SW6	NE6	NO WIND	SW6	NE6	NO WIND
HOURDEL	1	ZC-(5%)	ZA/ZC- (2%)	ZB-(3%)	ZC (3%)	ALL (1%)	ALL (0%)
HOURDEL	2	ZB-(4%)	ZB (1%)	ZA/ZC/ZD (2%)	ZA/ZB/ZD (0%)		
HOURDEL	3	ZA (2%)	ZD (0%)				
HOURDEL	4	ZD -(0%)					

Tableau A6-1 Classement des zones par pourcentage maximum de particules restantes depuis le lâcher après 150h de suivi pour chaque sources (voir annexe 5.6.4 pour details).

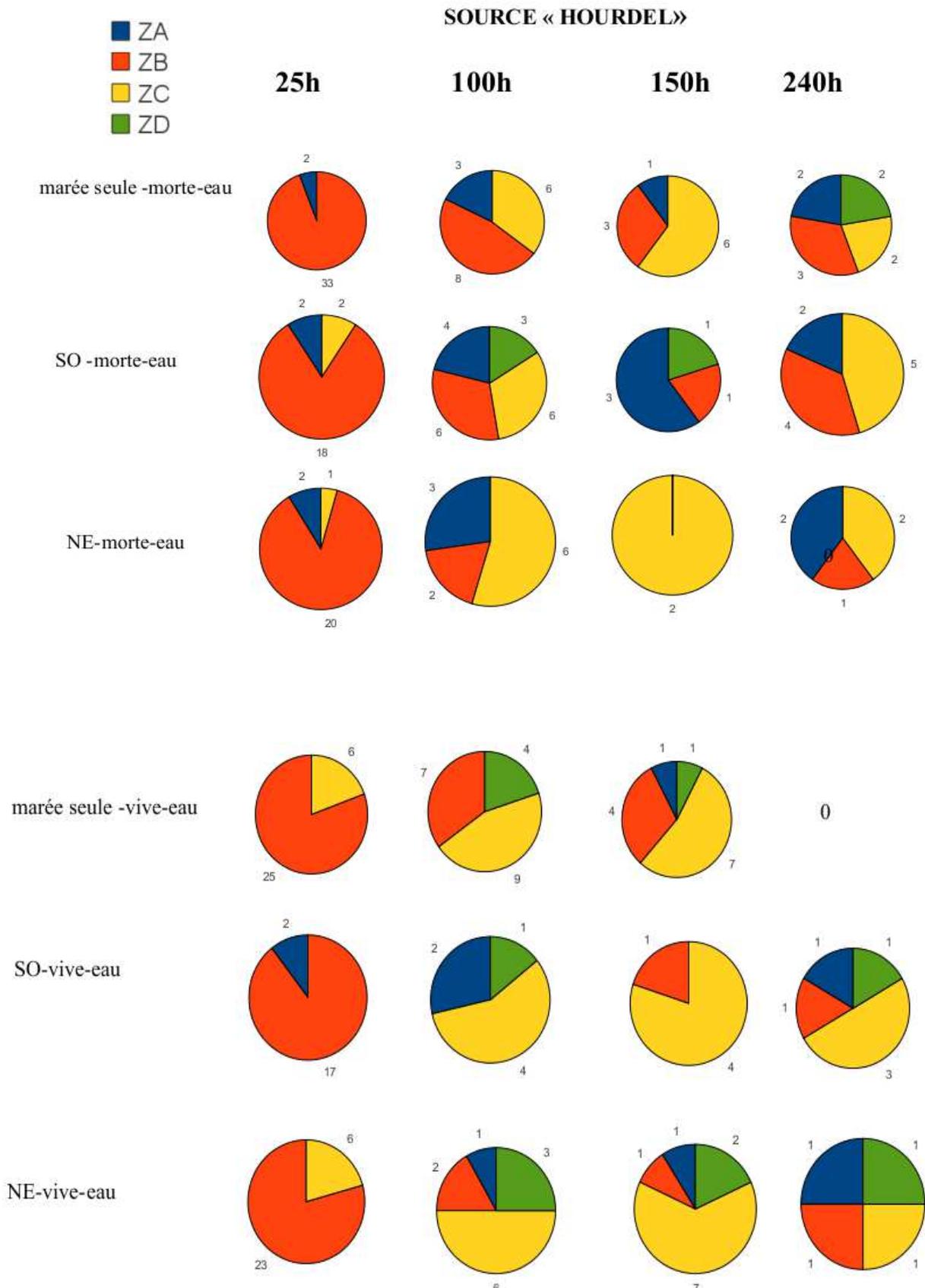


Figure A6-2 Suivi de la source Hourdel au cours du temps et suivant les forcages extérieurs

SOURCE MAYENORD

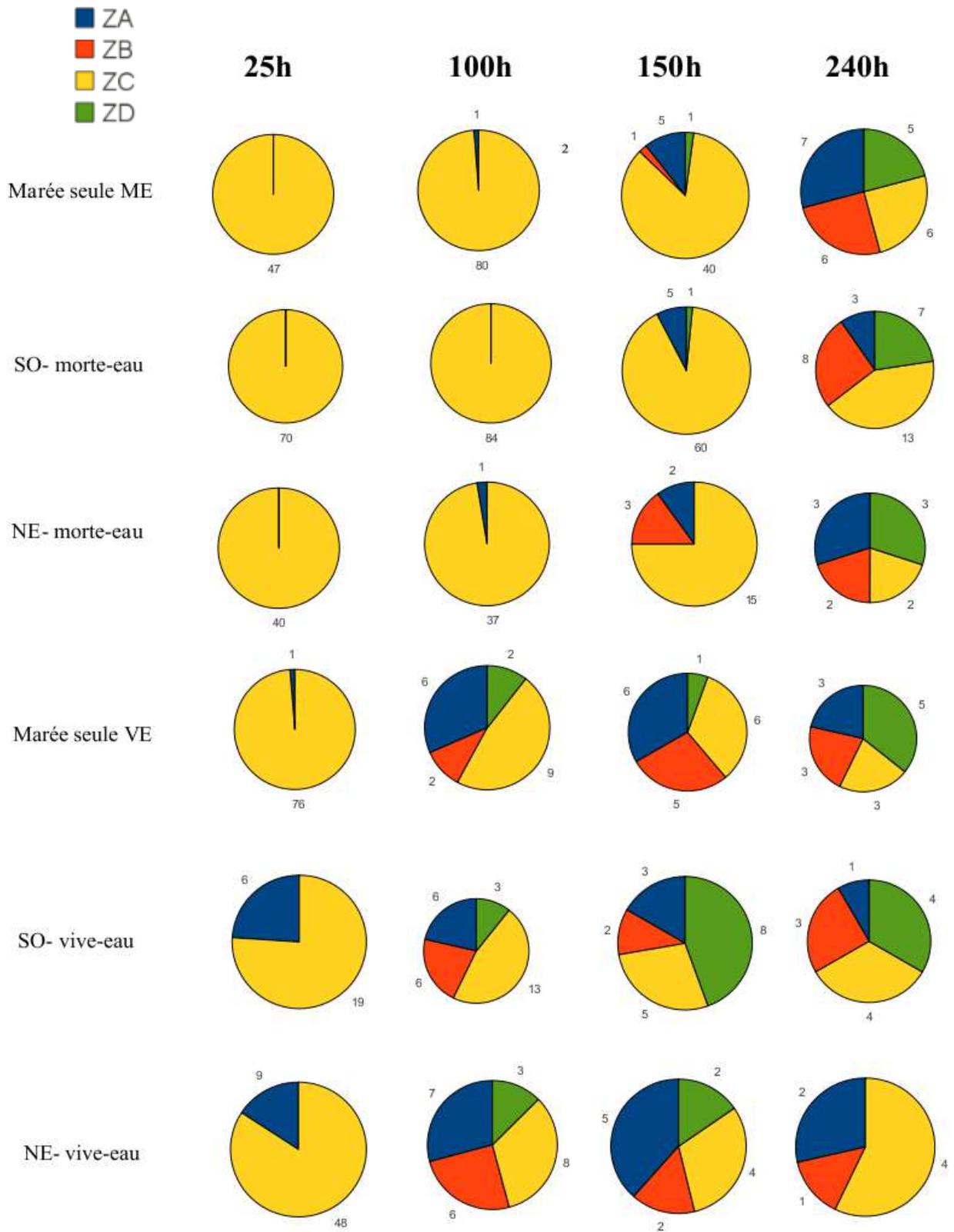
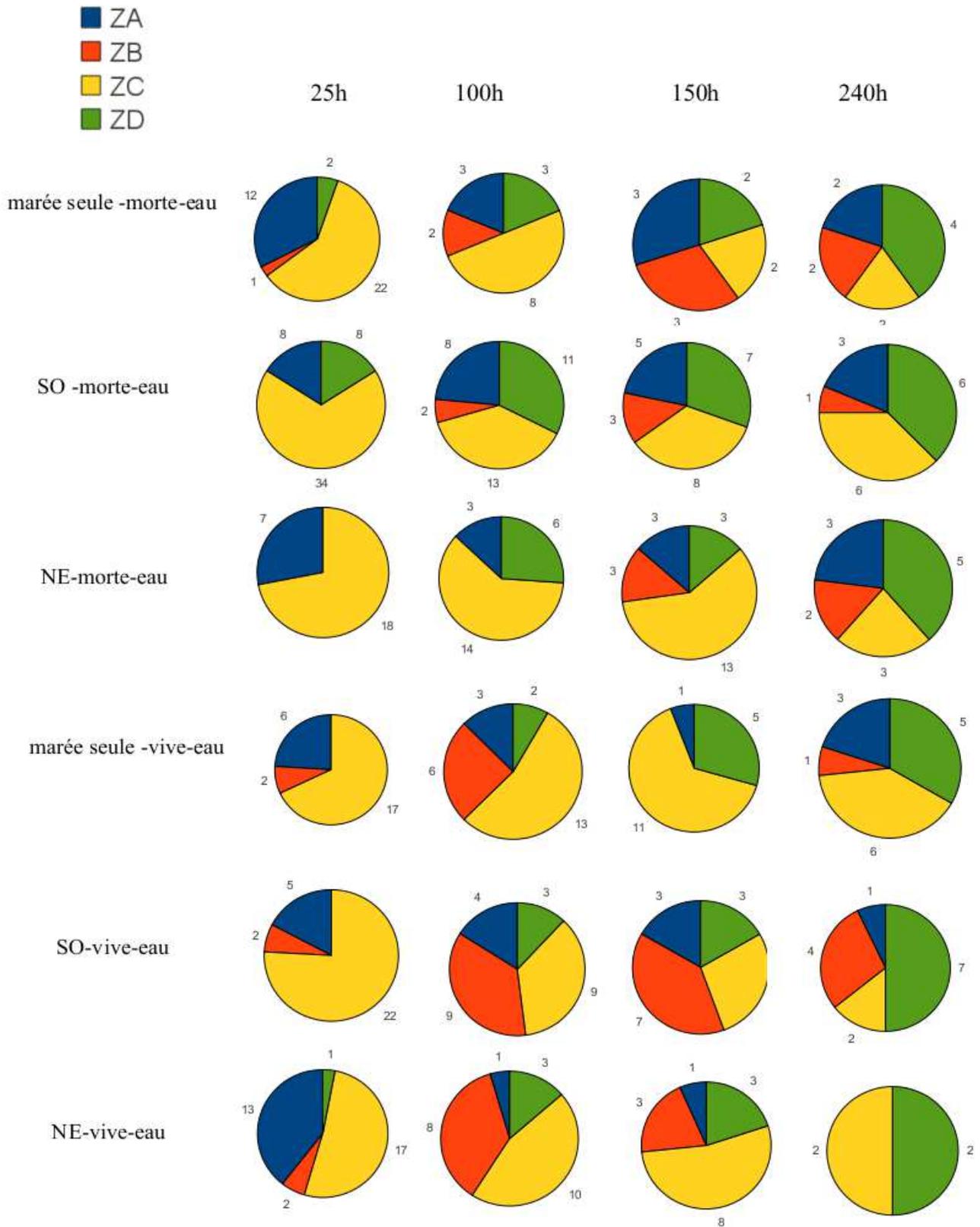


Figure A6-3 Suivi de la source Maye Nord au cours du temps et suivant les forçages extérieurs

SOURCE « CROTOY »



FigureA6-4 Suivi de la source Crotoy au cours du temps et suivant les forçages extérieurs

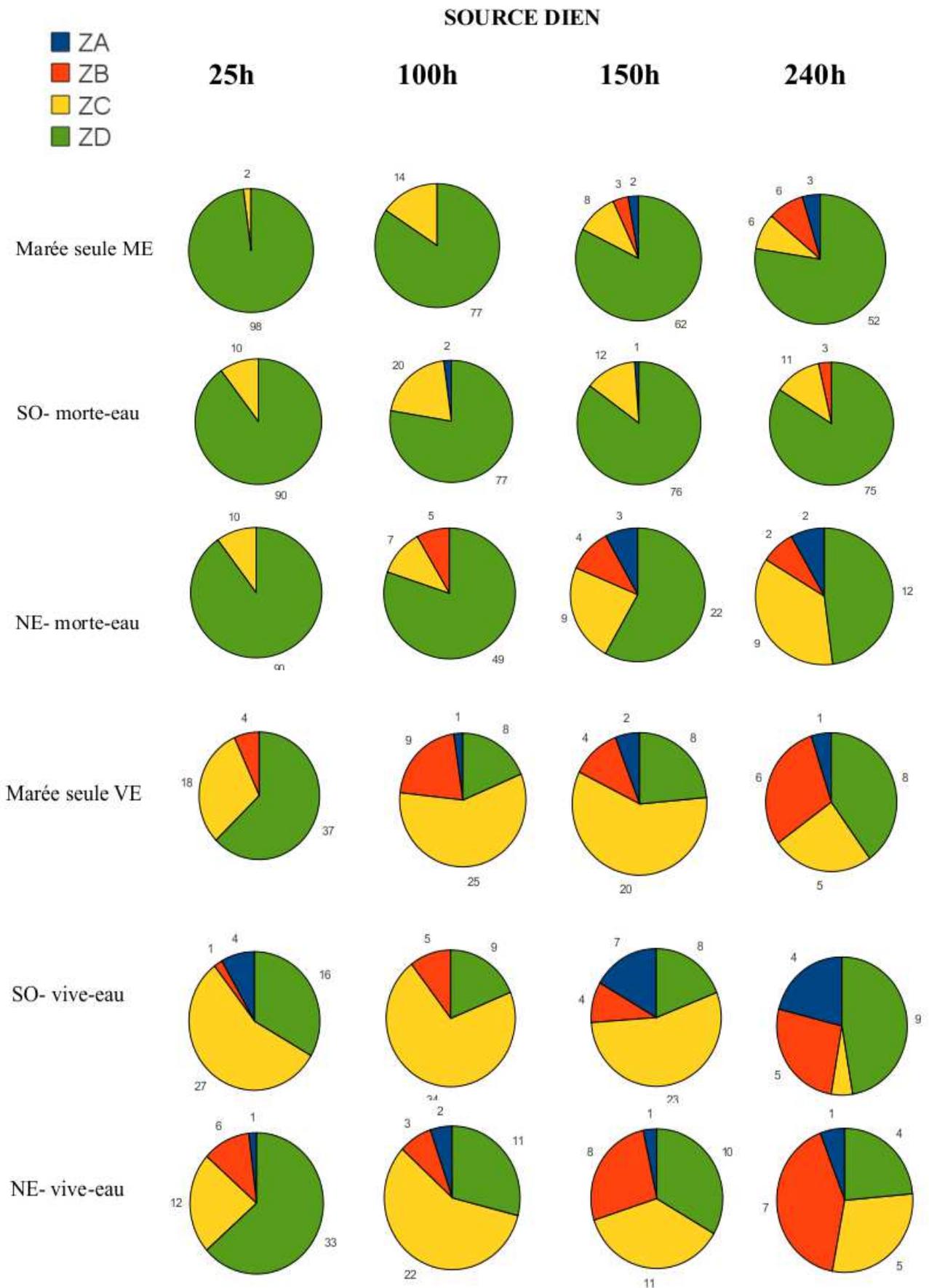
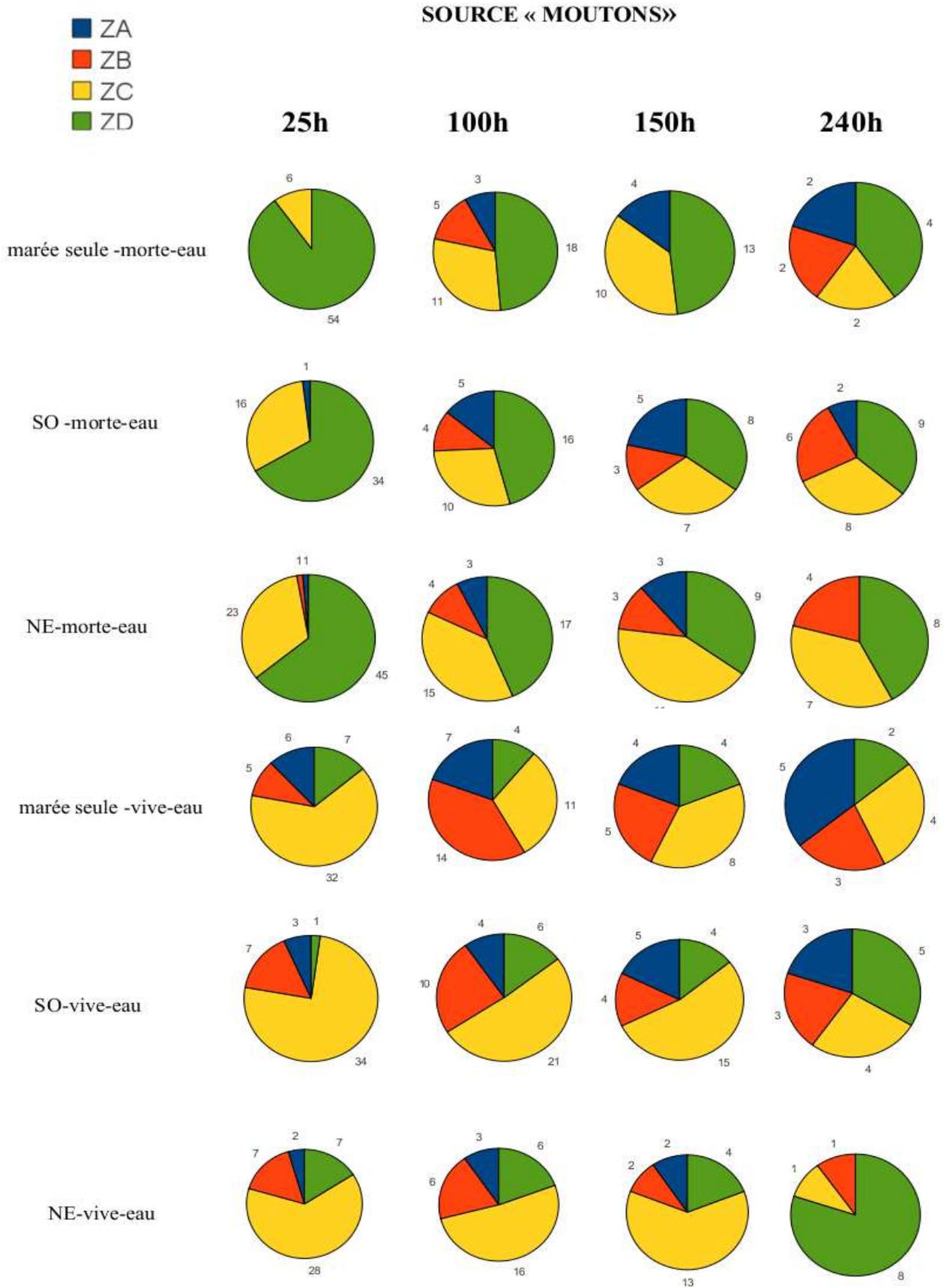


Figure A6-5 Suivi de la source Dien au cours du temps et suivant les forçages extérieurs



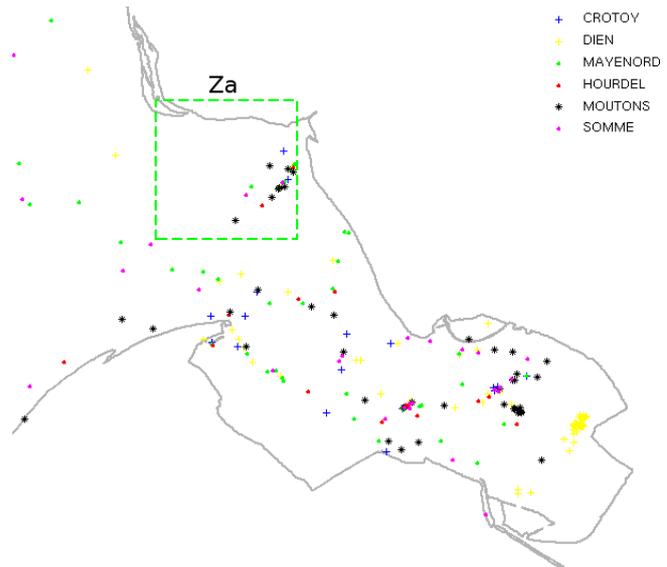
FigureA6-6 Suivi de la source « Moutons » au cours du temps et suivant les forçages extérieurs

MORTE-EAU			
	SW6	NE6	TIDE ONLY
Z1	42,00%	21,83%	37,00%
ZA	2,17%	2,17%	4,00%
ZA	C / S / MN (3%) - M / H(2%)	C / S / MN (3%)-D / H (2)	M (8%)- MN(7%)-D(3%)
ZB	4,67%	2,17%	3,17%
ZB	MN(8) – M / S (6) – H(4)-D(3)	M (4) – S/ D/ MN (2)	MN (6) – D (6) – H(3)
ZC	7,67%	4,33%	5,00%
ZC	MN(13)- D(11) - M(8)	D(9) – M(7) – C / S(3)	MN/D (6) – S(3)- M /H/ C (2)
ZD	17,30%	5,17%	14,00%
ZD	D(75) -M(9) - S / MN(7) -C(6)	D(12) -M(8) -C(5) -S / MN(3)	D(52) -M(16) -S/ MN(5) -C(4) -H(2)
VIVE-EAU			
	SW6	NE6	TIDE ONLY
Z1	24,80%	18,67%	23,17%
ZA	2,00%	0,83%	2,50%
ZA	D (4) – M (3) – S (2)	MN (2%)	M (5) – S(3) – MN (3)
ZB	3,00%	1,83%	2,67%
ZB	D(5)-C(4)-M(3)-S(3)	D(7)	D (6) -S / M/ MN(3)
ZC	3,30%	2,50%	3,30%
ZC	S(6) – M /MN (4) – H(3) – C(2)	D(5) -MN(4) -C /S(2)	C(6) -D(5) -M(4) -MN(3) -S(2)
ZD	5,00%	2,67%	4,33%
ZD	D(9) -C(7) -M(5) -S/MN(4)	M(8) -D(4) -C(2)	D(8) -S(6) -C/MN(5) -M(2)

Tableau A6-7 pourcentage de particules restantes dans chaque zone après 240h de transport et contribution des sources majoritaires (C:Crotoy ; MN : Maye nord ; S:Somme ; H : Hourdel ; M : Moutons ; D : Dien)

A7 -(Annexe du 5.6.1) analyse des zone A et B

ZONE A : La maye nord



La source alimentant cette zone est la Maye nord regroupée avec le rejet de la station d'épuration conchillicole pour simplifier les calculs. La zone A est une zone très faiblement polluée en particules (autour de 3% en moyenne au cours du temps) que ce soit en morte-eau ou vive-eau. Dans les premières centaines d'heures qui suivent les lâchers, il semble que la proportion en pollution augmente légèrement par vent de SO. Cette zone représente une zone de transition, chenalisée et peu profonde elle est isolée de l'apport des autres sources en morte-eau mais bien irriguée par le courant de jusant en vive-eau. On comprend alors que dans tous les cas le vent de NE accélère le jusant et diminue donc le temps de résidence des particules. C'est la seule zone de la baie ,en morte-eau, à accumuler de la pollution au cours du temps quelque soit le vent. Ce fait s'avère particulièrement significatif pour une marée de morte-eau sans vent qui connaît 2.83% de la part totale de particules et qui fini après 10 jours à 4%. En regardant dans le détail (figures suivantes) ce qui compose la zone A pour une morte-eau sans vent, après 240h, on constate que la proportion majoritaire est attribuée aux moutons 30%, et 29% est attribuée aux particules de la Maye nord ce qui équivaut 8% du total des particules de moutons de départ et 7 % pour la Maye nord. Ces 8 % de particules attribué aux moutons représente une fraction considérable pour cette zone A globalement faiblement polluée au cours du temps (autour de 3%). Sachant que en morte-eau et sans vent, il en reste 41% dans la Z1 et 16 % dans la zone où ils vivent, la zone D. Il faut également mentionner que par vent de NE et en régime de vive eau, c'est la zone A qui est la zone le moins polluée de toute la baie avec un % de particules restante après 10 j de 0,83%. C'est la configuration idéale pour un nettoyage complet de la zone, la pire configuration pour cette zone étant avec aucun vent et en morte-eau (4% de particules restantes).

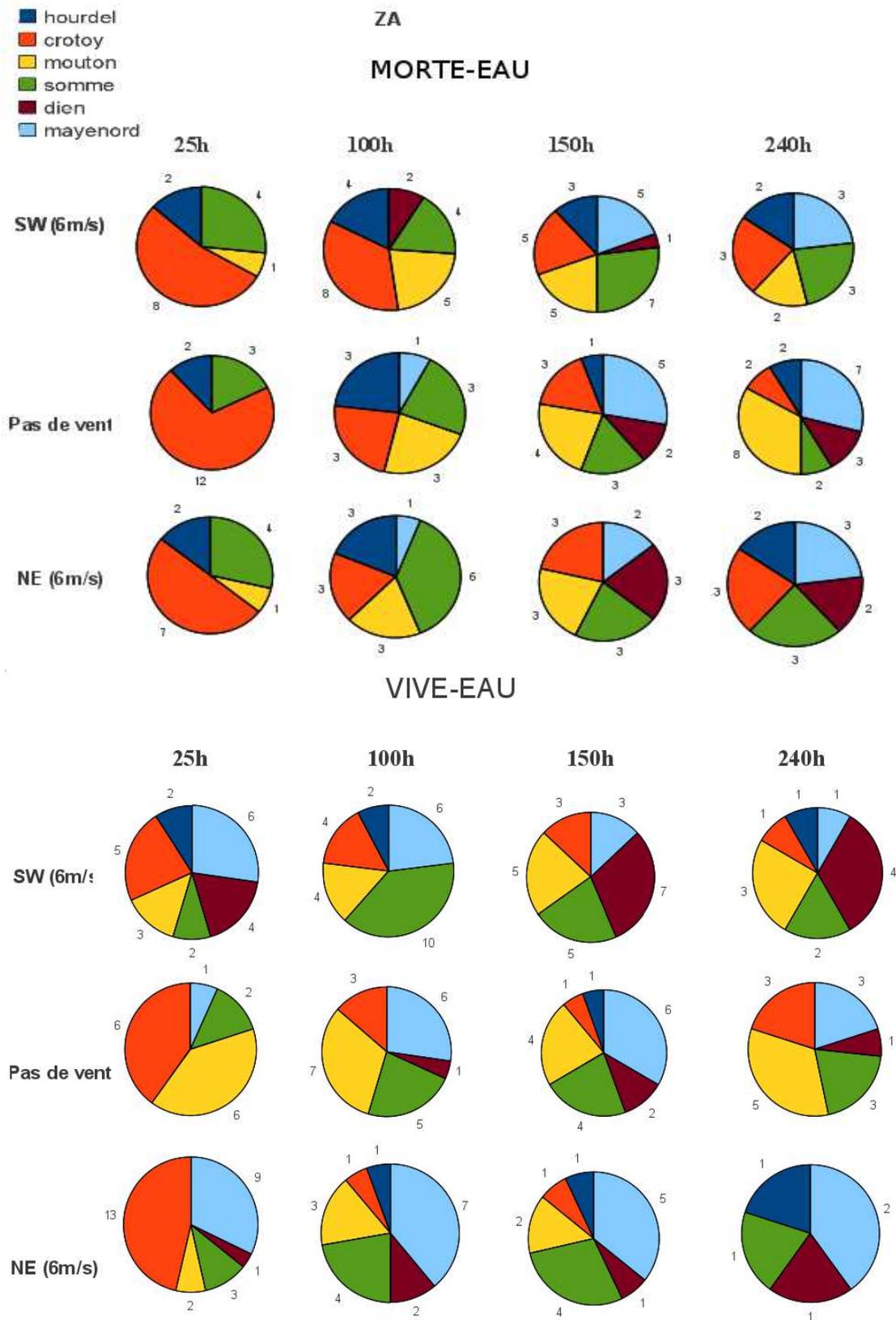
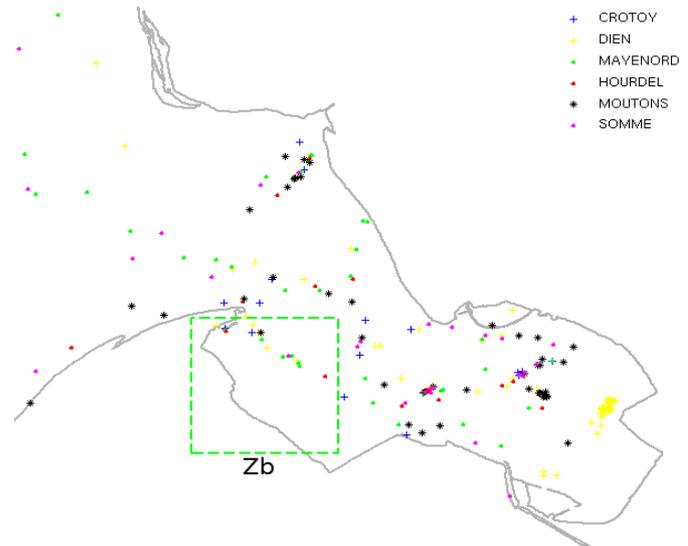


Figure A7-1 Contribution respective de chaque sources dans la zone ZA au cours du temps et suivant le marnage et le vent.

Zone B : Le Hourdel

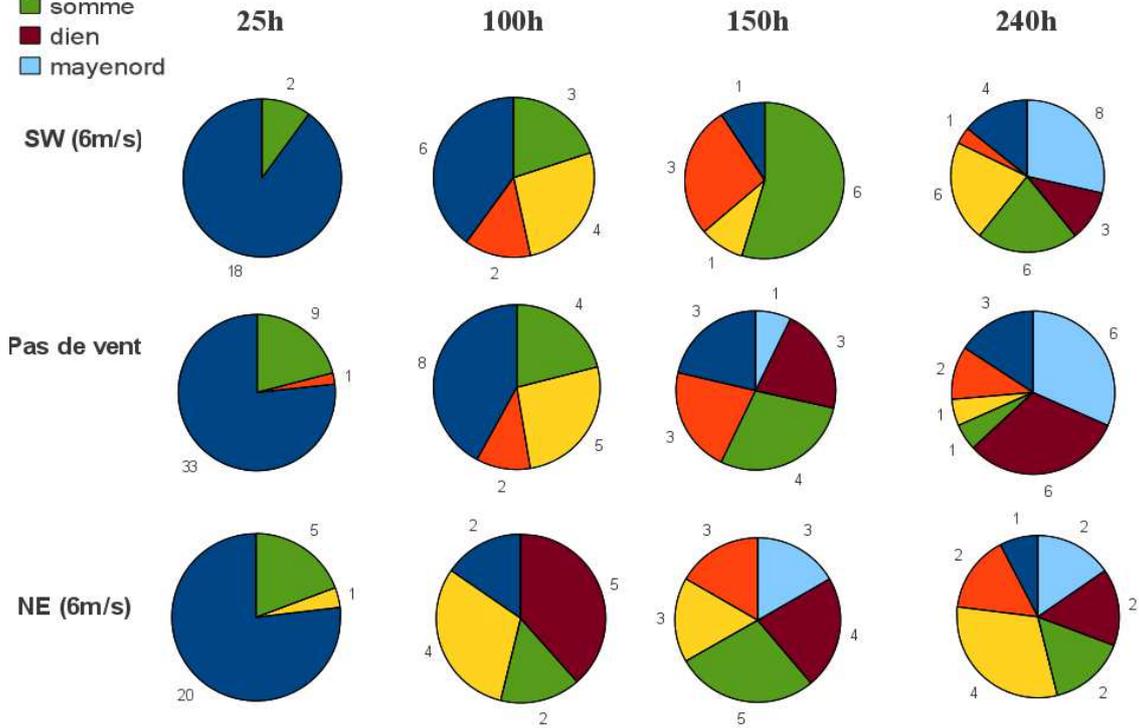


La zone B, est défini comme la partie Sud Ouest de la baie, la source alimentant cette zone est le canal à poisson du Hourdel. Comme on a vu précédemment sur le temps de résidence des sources de la Somme, le canal du Hourdel est la source qui réside le moins longtemps en baie de part son caractère océanique (localisé au sud ouest de la baie). C'est une zone de transition , peu polluée au cours du temps (autour de 4%) légèrement plus en vive-eau (localisé au sud ouest de la baie) car elle reçoit le nettoyage de la partie interne imposé par les grandes marées. C'est une zone où l'effet du vent, quelque soit son sens agit toujours en faveur d'une réduction du temps de résidence des particules, et ce, quelque soit le marnage (voir moyenne par forçage). Cependant, par vent de SO de morte-eau ; la zone connaît une croissance en % de pollution totale. L'effet du vent, même si globalement il favorise l'évacuation, augmente la proportion relative en particules de moutons quelque soit le marnage. La configuration idéale en terme de qualité des eaux sera obtenue lors de vive-eau et par vent de NE (1,83% de particules restantes après dix jours) et la configuration la pire par vent de SO et en morte-eau (4,67% de particules restantes). L'examen de la figure 522 montre que dans quasiment tous les cas, la pollution en particules de la zone B diminue au cours du temps sauf pour deux configurations de régime morte-eau, par vent de SO et lorsqu'il n'y pas de vent. On constate grâce à la figure 5.24 qu' entre 150h et 240h, la zone connaît une augmentation de particules de la Maye Nord (de 0 à 8), des particules de moutons (de 1 à 6), des particules issues du Dien (de 0 à 3) et des particules de la Somme.

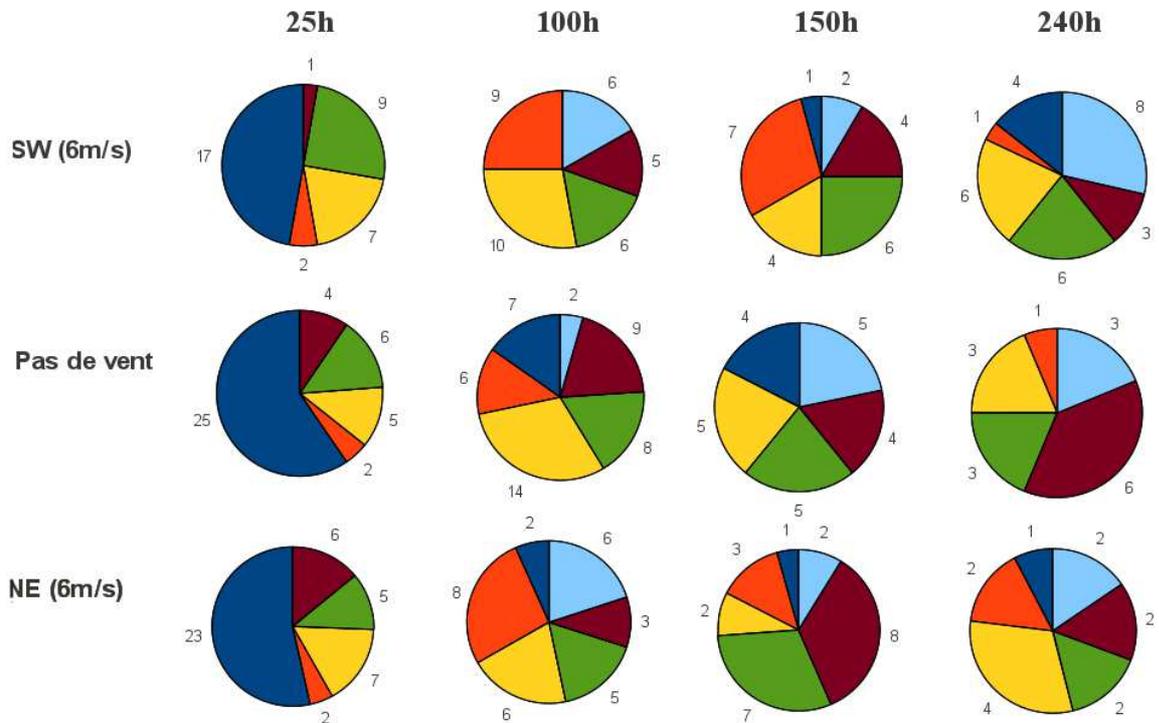
ZB

MORTE-EAU

- hourdel
- crottoy
- mouton
- somme
- dien
- mayenord



VIVE-EAU



FigureA7-2 Contribution respective de chaque sources dans la zone ZB au cours du temps et suivant le marnage et le vent.

10 - PUBLICATIONS

P1- High resolution modelling of circulation and dispersion processes in Boulogne-sur-Mer harbour (eastern English Channel): sensitivity to physical forcing and harbour design.

Nicolas Jouanneau^{a,*}, Alexei Sentchev^a, Franck Dumas^b

^a Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, UMR8187, Univ. du Littoral Côte d' Opale, Wimereux, France.

^b Dyneco/Physed, IFREMER, Plouzané , France

*corresponding author :Jouanneau Nicolas : tel : +33 650 50 64 53; fax :+33 321 996401 ;

email: nicolas.jouanneau@univ-littoral.fr; nicojouanneau@hotmail.fr

Keywords : tidal currents, high resolution modelling, residence time, lagrangian tracking, water quality

Abstract

The MARS-3D model coupled with the particle tracking module Ichthyop is used to study circulation and tracer dynamics under different forcing conditions at different spatial scales: from regional scale – eastern English Channel, to small scale – Boulogne-sur-Mer harbour (referred to hereafter as BLH). Results of hydrodynamic modelling are validated against the tidal gauge data, VHF radar derived surface velocities and ADCP measurements. Numerical Lagrangian tracking experiments are performed with passive particles to study tracer dispersal along the northern French coast, with special emphasis on the BLH. Simulations revealed an anticyclonic eddy generated in the harbour at rising tide. Tracers, released on flood at the Liane River outlet, move with powerful clock-wise rotating current northward. After the high water, tracers benefit from the seaward current direction to leave the harbour through the open boundary. This reveals to be a highly efficient mechanism governing the transport of materials out of the harbour. During ebb, a cyclonic eddy is not generated and the current convergence occurs along the western open boundary. The current velocity magnitude inside the harbour is low and the tracer excursion length is small. After the current reversal, tidal currents are oriented shoreward which induces a shoreward drift of particle. Such a blocking effect results in significant increase of tracers residence time released on ebb. The effect of wind on particle dispersion was found to be particularly strong. South-Weasterly winds tend to inverse the relationship between tracers residence time and the phase of tidal currents at the release. Under strong SW wind, the residence time of particles released on flood increases from 1.5 to 6 days. For release on ebb, SW wind weakens the southward tidally induced drift and thus contributes to residence time decrease. The amount of freshwater input to the harbour also affects the residence time. We have underlined the importance of the moment of release and external forcings interaction to provide accurate estimation of tracers residence time and potential pathogenic material supplied by the Liane River waters. We have also shown an example of innovative coastal management investigation which can be performed using high resolution modelling in order to reduce the residence time of materials released accidentally in the harbour.

1. Introduction

Predicting the transport, dispersal and major pathways of pollutants, dissolved and suspended material is of primary importance for many coastal zones subject to complex forcing regime. Water flow in the eastern English Channel (EEC) is a combined result of the interaction between tidal motions, river discharge, meteorological forcing and non-tidal sea-level changes. Transport pattern and dispersion processes in the English Channel have been already studied by means of numerical modelling (Sentchev and Korotenko, 2004, 2005; Bailly du Bois *et al.*, 2012) and field investigations (Prandle *et al.*, 1996, Lafite *et al.*, 2000). An estimation of fluxes across the Dover Strait and in the central Channel has been performed. The results brought into light the effect of coastline, bottom bathymetry and fresh water input on tracer dispersal, and evidenced the spatial variability of the transport in the EEC. To our knowledge, similar investigations have never been performed in the EEC at sub-regional scale, i.e. at a scale of a harbour or estuary.

Hydrodynamic modelling and water quality investigations of Boulogne-sur-Mer harbour (hereafter BLH) have attracted the attention of local authorities since bringing into operation in 2000 the European Water Quality Plan. It is in part prompted by concern of water quality management conducting by regional authorities (Water Agency, VEOLIA-Environment), and in part by the desire of a better understanding of the local circulation and mixing processes in the EEC, along the north-west French coast. The knowledge of water motion, dispersal, mixing is of general interest in studies of fisheries, water quality, sediment transport, marine biology and chemistry. Understanding the key processes controlling the water quality constitutes an important aspect of harbour design, and numerical modelling offers an efficient tool for assessment of such processes. Many studies have been carried out to investigate engineering and environmental problems at limited size ocean areas (harbour or bay) using high resolution hydrodynamic modelling. Sánchez-Arcilla *et al.* (2002) determined that a harbour's water renovation and capacity to flush are controlled by hydrodynamics. Flow pattern favourable for flushing can minimise water quality degradation (i.e. avoid problems related to anoxia, eutrophication, etc.). Therefore hydrodynamics is closely related to the evolution of water pollution. Hartnett and Nash (2004) correlated the circulation with water quality evolution, and modelled the chlorophyll-a production as a function of nutrient fluxes. Other studies have performed to assess the human pressure on the marine environment and to predict oil dispersion (Comerma *et al.*, 2002) and eutrophication (Lee and Arega, 1999) in enclosed water bodies. The knowledge of water circulation is also essential for estimating sediment transport and morphodynamic changes (Zhou and Li, 2005). Qin *et al.* (2006) used a 2D modelling to assess the erosion and deposition zones of a harbour basin. Thus, understanding the hydrodynamic regime is important for solving harbour development problems and determining planning measures and policies for a sustainable environmental protection (Montaño-Ley *et al.*, 2007).

In the present study we focus on physical processes governing local circulation and dispersal in the BLH (Fig. 1). Boulogne harbour is the biggest fishing port in France and one of the largest centres of seafood industry in Europe. A unique combination of historical heritage, tourism, aquatic and fishing industry makes this region of considerable commercial and ecological interest, and requires new concepts of ecologically sustainable development. Nevertheless, recent experimental or modelling studies of the marine environment in this part of the EEC are rather scanty. With the exception of earlier modelling studies of tidal and residual circulation in the EEC performed by Bailly du Bois and Dumas (2005), Sentchev and Korotenko (2004, 2005), Orbi and Salomon (1988), authors did not find any results

relevant to a detailed description of the water dynamics along the north-eastern french coast in literature. Small scale features of circulation, their magnitude and dependence on various forcing factors remain relatively uncertain. This is of primary importance as the water quality in the harbour is influenced by the local circulation pattern, induced by oscillating tidal current and exchange between the port and the surrounding waters. Wind or baroclinic forcing, due to fresh water input, might alter tidal circulation and thus affect the water quality. We performed high resolution modelling to investigate the role that different physical forcings play in dispersal or retention of materials in coastal water environment. A random-walk Lagrangian particle-tracking model, coupled with the 3D hydrodynamic model MARS, is applied to study transport pattern and dispersal in the BLH and surrounding waters under complex forcing regime. This presents an improvement of numerical modelling application to a complex geometry domain and contributes to our understanding of marine system behaviour in a macro-tidal harbour.

The paper is organized as follows. In the next two sections we briefly describe the domain and methods used for investigation of dispersion processes and transport patterns in the EEC and at smaller scale – in the BLH. In Section 4, we present modeling results and analyze particle-tracking experiments. Additional field experiments, performed to support the results of numerical simulations, are also discussed. Conclusions complete the paper.

2. Domain and environmental conditions

2.1 Study area

The study site is located in the eastern part of the English Channel, along the Opal coast of France, and at the entry to the Strait of Dover (Fig. 1, right panel). The coastline of the domain is rather regular, oriented in the South-North direction with a large embayment in the central part (Boulogne harbour) and a number of inlets and small river estuaries. The water depth is less than 65 meters all over the domain. In the middle we can find a group of sandbanks oriented in the alongshore direction. Above the main sand bank (Bassure de Baas), 5 km long and 0.5 km wide, the water depth does not exceed 2 meters at spring low tide.

2.2 Environmental conditions

In the EEC, tidal waves, arriving from the western Channel and from the North Sea through the Dover Strait, generate currents generally characterized by clockwise rotation in response to the joint effect of the Coriolis force and sea surface gradients related to tidal wave propagation. However in the nearshore shallow water zone, along the Opal coast, the tidal current polarization changes to anticlockwise under the effect of bottom friction, thus producing a convergence-divergence at a distance of several kilometres offshore (Sentchev and Yaremchuk, 2007). The tidal waves' interaction is the dominant factor that determines variability of the sea surface height (SSH) and currents in the region. The SSH in the BLH shows strong variations (Fig. 2), with the predominant semi-diurnal period, small diurnal inequality and pronounced fortnightly modulation due to the interference of the major semi-diurnal (M2, S2, N2) constituents. The tidal range varies from 4 to 9 meters. Tidal velocities and transports also show fortnightly variability in response to the spring-neap cycle. Strong tidal forcing induces vertical mixing throughout the water column in the majority of the domain.

In the nearshore zone, freshwater runoff from rivers has an important influence on the local circulation. The

majority of the freshwater comes to the EEC from the Seine, Somme, Canche, Authie and other rivers on the north-eastern coast of France and occurs in winter. The Seine River provides the majority (80%) of the freshwater input to the EEC (Fig. 1). Annual cycle of the river runoff illustrates strong time variability with the secondary peaks occurring in late winter - early spring. The consequence of the freshwater input to the EEC, is the existence of the haline front, which separates offshore saline waters of Atlantic origin from freshened near-shore waters. The Liane river discharges the fresh water into the BLH with a mean annual rate of 2 m³/s. This discharge is regulated by a number of tidal gates. When the gates are opened, the peak of freshwater input to the BLH can attain 10 m³/s which appears not negligible given a small size and depth of the harbour.

Winds may alter the structure of local, tidally dominated circulation and (episodic) fresh-water plume. Wind stress exerting on the sea surface, creates a circulation pattern which interacts with tidal circulation and deeply affects the transport of passive tracers and sediments in the harbour. Statistics of year-long measurements of winds (not shown), performed at the Boulogne light house in 2009, shows two dominant wind regimes: south-western winds, more frequently observed in autumn and winter and north-eastern winds often blowing during spring. Both wind regimes will be used in numerical simulations of circulation and dispersal in the BLH.

3 Model set-up and validation

3.1 Regional model configuration

We used the sigma-coordinate hydrodynamic model MARS-3D to simulate tidal circulation in combination with realistic freshwater runoff and wind forcing within the model domain shown in Fig. 1 (left panel). The detailed description of the model is given by Lazure and Dumas (2007). MARS solves finite-difference analogues of the primitive equations in the three spatial dimensions with fully prognostic temperature and salinity fields, thus allowing time-dependent baroclinic motion. A free surface, essential for modelling tides, is also included. The entire region of the EEC, including the Strait of Dover, in the North, is represented on a horizontal grid with homogeneous spacing of 1 km. This model configuration will be referred hereafter as "regional model". The bottom topography (lower 60 m) shows complicated geometry with numerous shallow banks separated by a series of 50-m deep basins, both oriented in along-shore direction (Fig. 1). An "Arakawa C" differencing scheme for the momentum equations is used in the horizontal plan. In the vertical direction, there are 21 sigma levels, distributed such as to provide enhanced resolution in proximity to the surface and seabed. The level 2.5 turbulence model of Mellor *et al.*, 1982, bottom-friction approximation is used with a variable (in time and space) drag coefficient. A differencing scheme employed for the equation of conservation of a scalar introduces no artificial horizontal (or vertical) diffusion and its performance was evaluated by Kerr *et al.*, 1979. A mode splitting technique adopted for computational efficiency allows us to use the time step, of 60 s for the external mode, and 600 s for the internal mode.

3.2 Boundary conditions

Tidal forcing, including a very large spectrum of tidal waves, was introduced by prescribing sea surface elevation at the open boundaries. The tidal constants for more than sixty constituents were extracted from a tidal data base of the French Navy (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, SHOM) to generate sea surface

elevation. The data base covers the entire English Channel and the shallow water part of the Bay of Biscay (Leroy *et al.*, 2003). Numerical experiments showed that this type of BC provided higher precision in modelling the sea surface high (SSH) and currents than the BC derived from the core (5 km) resolution, large scale circulation model. We also used the mean sea level, heat and salt fluxes prescribed at the open boundaries (from the large scale model), wind stress, freshwater and heat fluxes at the sea surface (from the French Meteorological Office archive). Realistic freshwater discharge of the ensemble of rivers on the French and English coasts was also included.

3.3 Regional model validation

To assess the performance of the model, sea surface elevation, surface current velocities, horizontal velocity and salinity profiles predicted by the model were compared with observations for two particular periods of time. The model was run for two 35-day long periods, in May 2003 and June 2009. For each simulation, after the initial ramp up over one tidal cycle, the model is run over nine additional cycles (spin-up). Thirty day more simulations are then performed for analysis of tidal and wind driven circulation. For analysis of the coupled effect of tides and buoyancy input, the spin-up period was limited to 30 days. We discuss below the results of two 30-day simulations used for model-data comparison.

As an example, we show in Fig. 2 the model predicted tidal elevation in BLH. The simulated SSH agrees well with observations, duplicates the spring to neap tidal variation and also very small diurnal inequality of tide. We used the normalized root mean square to calculate the relative error (ϵ) of SSH simulation in BLH. ,

$$\epsilon(\mathbf{x}) = \sqrt{\frac{\sum (\mathbf{x}_{\text{obs}} - \mathbf{x}_{\text{model}})^2}{\sum (\mathbf{x}_{\text{obs}})^2}}, \quad (1)$$

This error was found to be $\approx 5\%$. Estimation of ϵ for other ports used in model validation (9 ports on the French coast and 11 ports on the UK coast, (see Fig. 1 for location) provided very similar and homogeneous results (Table 1).

Time series of simulated surface elevation were analysed and tidal constants were extracted through least-squares harmonic analysis (Foreman, 1977). A comparison of the model-derived and experimental (derived from tidal gauge data) amplitudes for principal tidal constituents in Boulogne is given in Fig. 3. The agreement is very good for all semi-diurnal and quarter-diurnal tidal waves which in total account for 75% of SSH variability. Higher discrepancy is found for diurnal constituents with a general tendency of the model to overestimate the data by about 50%. However, the amplitude of semi-diurnal constituents varies from 1 to 5 cm and their contribution to SSH variability does not exceed 2%.

Table 2 summarizes the results of harmonic analysis for all ports used for model validation. We focus on the major semi-diurnal (M2, S2) and quarter-diurnal (M4, MS4) constituents which contribution to tidal motions is the most significant. The data values for comparison were extracted from the International Hydrographic data Bank (IHB). The results show that the contribution of the principal M2 constituent to tidal motions is reproduced with high precision. The mean error in amplitude for French and UK ports is below 4% and 11% respectively. The error for phase is negligible (<2%). Slightly higher discrepancy was obtained for S2 constituent (Table 2). On average, tidal dynamics is much better reproduced along the French coast than along the opposite UK coast for all constituents. As the study focuses on high

resolution modelling of circulation along the Opal coast of France, we did not search for further calibration of the model and considered the overall precision for amplitude and phase of the major tidal constituents as acceptable. High accuracy of M2 amplitude and phase at ports closest to the model limits gives evidence that boundary conditions were really well prescribed.

Tidal flow dynamics can be effectively quantified by estimating the parameters of synthesized tidal current ellipses. We applied the principal component analysis (PCA) technique (Emery and Thomson, 1997) to 25-hour time series of simulated surface current velocities at every model grid point. The procedure allowed us to retrieve the horizontal structure of the tidal motion and to characterize the temporal evolution of tidal current magnitude during the period of simulations. We compared the parameters of tidal current ellipses derived from the model with those retrieved from surface current measurements by VHF radars in the Strait of Dover (Sentchev and Yaremchuk, 2007). The results are represented in Fig. 4. Qualitative analysis of the shape, inclination and size of ellipses for a selected date (5 May, 2003) shows a good agreement with observations within the radar coverage zone. The magnitude and orientation of the dominant current are well represented by the model. The relative error for current velocity magnitude (semi-major axis) does not exceed 5%. Some higher discrepancy is found near the Cape Gris Nez and over the sandbank in the middle of the Dover strait, where the model overestimates the currents by approximately 20 cm/s. Fig. 4b shows fortnight variation of tidal currents in one particular location (radar measurement point shown by red dot in Fig. 4a). Again, the surface current magnitude is well reproduced by the model ($\epsilon < 5\%$), whereas some problems relative to the shape (ellipticity) of current ellipses are revealed. This discrepancy might be explained by inaccuracy in modeling cross-shore velocity during the weak tidal flow (current reversal) but also by errors in surface velocity measurements by VHF radar.

To explore the model capability to reproduce surface circulation in the Dover strait in more detail, we also analyzed tidal current ellipse polarization (results not shown). Application of a rotary analysis in combination with a PCA to the surface velocity time series measured by the radars in the strait revealed that the tidal current vectors exhibit opposite rotation across the line roughly following the 30-m isobath (Sentchev *et al.*, 2007). This suggests that tidally induced surface currents are convergent (divergent) approximately 10 km off the Opal coast in the certain periods of the tidal cycle. Convergence occurs on ebb, during the falling tide and divergence on flood, during the rising tide. The change in sign of rotation of the surface velocity vectors indicates a transition from a vertically homogeneous (near-shore) to weakly stratified (further offshore) structure of the water column. The stratification, induced by a fresh water input along the northern coast of France in winter and in spring, decouples the dynamics of surface low-salinity waters from the bottom frictional effects allowing clockwise (cw) rotation of the current vector whereas the rotation is anti-clockwise (acw) in the homogeneous waters closest to the shore. Such a situation is common for regions of fresh water influence (ROFI) and it was studied in detail by many authors (Simpson *et al.*, 1996; Visser *et al.*, 1994).

The modelled velocities (simulation performed with freshwater input recorded in spring 2003) also indicate the acw polarization of current ellipses in the vicinity of Cape Gris Nez and cw polarization offshore. However, the separation line does not attain the 30 m depth contour, it is found to be located roughly at 3 - 5 Km offshore. These results indicate some deficiency of the model to reproduce correctly the effect of bottom friction and stratification on tidal dynamics. Nevertheless, we would like to emphasize that this effect is difficult to catch within extended area with complicated bathymetry, highly energetic tidal forcing in conjunction with strong wind forcing, variable in time and space.

In June 2009, we performed current velocity measurements with a bottom-mounted 1.2-MHz upward-looking ADCP “Workhorse” moored at the seabed in the Dover strait over twelve tidal cycles (see Fig. 1 for ADCP location).

The detailed description of the experiment can be found in (Korotenko *et al.*, 2012). We compared the velocities recorded by ADCP with modeled velocities for the same period. Realistic wind forcing, buoyancy input (very low at this period of the year) were used in the model run, in addition to the tidal forcing. The results are shown in Fig. 5. The figure reveals that the modeled and observed velocities are in phase, the polarization, the fortnight variation (from mean spring to neap tide), and diurnal inequality of current velocity are accurately reproduced. The agreement with observations is better for S-N velocity component: on average, the model overestimates the measured velocities by less than 5%. The discrepancy is slightly bigger for W-E component, with the modeled velocity underestimated by 10% on average. The results show more rectilinear shape of tidal current ellipses (lower ellipticity) reproduced by the model in ADCP location and lower (<0.25 m/s) cross-shore velocity. A combination of both sea level and velocity comparisons demonstrates the legitimacy of the open boundary conditions (principally, tidal forcing and, to lower extent, wind stress and buoyancy input) used in the model runs. They also ensure the appropriate representation of the domain, bathymetry, and friction parameterization in MARS-3D model.

3.4 Local circulation model and studied cases

The regional hydrodynamic model has been used to force a high resolution "local" model (Fig. 1 right panel) with a complete set of boundary conditions: SSH, currents, fluxes on three model open boundaries, wind stress, heat fluxes on the sea surface, and fresh water input provided by the Liane river. The computational domain (Fig. 1) extends from 12 km south of the BLH up to Cape Gris Nez in the North, and 14 Km offshore in the West (roughly out to the 30 m isobath). The domain is reproduced on a rectangular grid oriented in South-North and East-West directions. There are 120 (along-shore) x 100 (cross-shore) grid points with horizontal resolution of 140 meters in each direction, and 20 unevenly spaced sigma levels. The model employs a technique for treatment variable grid configuration in the vicinity of the coastline during a tidal cycle thus taking into account drying beach phenomenon.

Numerical experiments were designed to investigate (a) the circulation and (b) the effect of different forcing (tide, wind, fresh water input) on displacements, dispersal and residence time of passive tracers in the BLH. Particular attention has been given to study hydrodynamic impacts of harbour design (coastal management investigation) on circulation and tracer dispersal. The regional model runs, 30-days long (June 2009) were used to generate a variety of boundary conditions for high resolution simulations. Additional simulations, covering short periods in March and June 2012, have been performed to investigate some specific features of circulation in the BLH.

Four sets of simulations have been performed, using different boundary conditions. In the first case, we used only tidal forcing covering three characteristic periods of a tidal cycle (spring, neap and mean tide). In the second case, we included fresh water input to BLH supplied by the Liane river. Two values of river discharge were considered: 2 m³/s (mean summer discharge) and 10 m³/s (high discharge when tidal gates are open). The third case included a combined effect of tide and wind forcing: (a) by constant wind corresponding to two dominant wind regimes (south-western and north-eastern winds of 6 m/s. We have also investigated a situation when the wind speed was set to 12m/s. Finally, some aspects of coastal management are assessed, such as the effect of seawall modification/removal on local hydrodynamics and the residence time of tracers.

3.5 Lagrangian tracking approach

Lagrangian particle tracking techniques are particularly suitable for more intuitive simulations of bio-geo-physical processes that Lagrangian schemes provide. They are especially useful in a small area (like BLH) with sharp gradients of tracer concentrations. Also they exhibit minimal numerical diffusion because the particle positions are exactly known. In the Lagrangian model, a large number of particles 'carry' the information associated with a notional packet of water, tracer or sediment. The most common information carried by a particle is the volume and mass which both can be used to determine concentration.

To study dispersion processes in the BLH, we used a Lagrangian tool, Ichthyop, described in (Lett *et al.*, 2008). In all simulations, thousand particles, evenly spread over four model grids in the surface layer 1 m thick, have been released at the Liane River output (see Fig. 11 for patch location). Using current velocities generated by the MARS-3D model, particles are firstly advected by currents in three-dimensional space. Next, dispersion is modelled as a random walk with position increments proportional to horizontal and vertical eddy diffusivity. At each time step (6 min) an amount of particles is determined in each model cell providing us with information about the tracer concentration in the water column. Thus the concentrations presented in two-dimensions (in a plan) might reveal an increase due to particle accumulation in the water column.

A number of releases have been done at different moments of a tidal cycle: release on ebb (LW-1h) and on flood (HW-1h) during spring, mean and neap tide (LW/HW stand for low and high water). In order to assess the residence time of particles inside the BLH, we have defined the domain (rectangular area in Fig. 7-c) and also two key parameters, "T90" and "T50", which represent the time required to move out of the domain 90 % and 50% of particles initially released.

4. Discussion of the results

4.1 Tidal circulation in BLH and along the Opal coast

Tidal waves, propagating off the Opal coast of France, create oscillatory currents roughly oriented along the coast. The strongest current with low ellipticity (<0.05) and velocity magnitude (semi-major axis) up to 2 m/s is found in the middle of the model domain between the offshore sandbank and the Cape Gris Nez, during the spring tide. For the mean tide conditions tidal ellipse orientation, shape and size are similar to those shown in Fig. 4. The velocity amplitude varies from 0.6 to 1.5 m/s over the model domain outside the 10 m isobath. Simulations revealed significant asymmetry of the sea surface height and current caused by the contribution of higher order (quarter-diurnal) tidal harmonics: M4, MS4, MN4. The period of falling tide exceeds that of rising tide by approximately 2 hours with stronger currents occurring on flood, weaker on ebb, and high values of current acceleration typically observed during rising tide. Moreover, the tidal current lags the sea level by approximately 2.5 hours. Therefore, the surface current reversal occurred 2.5 hours and 3 hours before the arriving of the high water (HW) or low water (LW), respectively, in BLH.

Tidal circulation inside the BLH is much weaker, with maximum current velocity of the order of 0.5 m/s at mean tide flow. An anti-cyclonic eddy is formed in the harbour at rising tide (Fig. 6b). Driven by the strong northward tidal flow in the vicinity of the harbour, it appears at HW-2h and disappears at HW+2h. This is a typical example of a lid-driven cavity flow (e.g. Gildor *et al.*, 2010; Takeoka and Muraio, 1993), frequently used for testing numerical codes in fluid mechanics.

At falling tide, from HW+2 to LW, the currents have globally seaward direction (Fig. 6d) with the lowest

velocity observed at LW. At this moment, low depth in the harbour and large space of dried beach strongly affect ebb flow through frictional effects. We have not detected an acw rotating eddy en ebb. Thus, within the harbour, the velocity evolution during a tidal cycle shows a pronounced asymmetry, i.e. eddy rotating currents on flood and seaward currents on ebb.

In order to verify the results of numerical simulations, two short-time (1.5h long) current measurement surveys have been organized inside the BLH, covering two characteristic moments of tidal current evolution: flood flow (from HW-1h to HW+0.5h) and ebb flow (from LW-2.5h to LW-1h). Current velocities within the water column (starting 1 m below the sea surface) were measured by an ADCP mounted at a surface floating plate-form, tracked by a zodiac. Recorded velocities were corrected for boat displacement (using bottom-tracking and GPS coordinates available at 5 sec resolution), 1 min averaged, and then spatially interpolated. We used a kriging technique with the following expression for spatial covariance function c as a function of distance r : $c(r) = 0.1 \times \exp(-r/1.5) \times \cos(\pi r/1.5)$. This provides the best fit of spatial velocity covariance values estimated at 100 m radial resolution. Fig. 6a presents a synoptic view of the surface circulation in BLH (1 – 2 m depth layer) at HW. The anticyclonic topographic eddy, located in the middle of the harbour, is fully developed. It has nearly symmetric shape with higher velocity values (up to 0.7 m/s) observed on the western edge, at the entry of the harbour, and close to zero velocity in the centre. The agreement with the surface velocity pattern simulated by the model for the same date (2012.03.25 15h (HW-0.5h)) is very good (Fig. 6b). Quantitative comparison reveals that velocities are slightly underestimated by the model in the southern part of the harbour (lower edge of the eddy), probably due to improper representation of the harbour bathymetry and flow generated bottom friction.

On ebb, the circulation pattern looks quite different, with the globally seaward surface flow making a broad turn in the harbour. We have not detected an eddy like current, nevertheless, the positive vorticity of the surface current pattern have been revealed. Horizontal and vertical viscosity effect opposing to the Coriolis force is clearly insufficient to form an eddy during ebb. An important consequence of the seaward circulation pattern in the BLH is current convergence observed along the open boundary. The current mapping partially shaped the energetic tidal jet developed further offshore, after the (offshore) current reversal occurring 3h before the LW in Boulogne. Simulated current pattern show similar features: westward velocities in the harbour, and southward velocities at western limit with comparable velocity magnitude (Fig. 6d). Overall relative error for velocity magnitude inside the harbour is of the order of 30% and 40% for flood and ebb flow respectively. Some bigger discrepancy in current direction can be recognized for ebb.

4.2 Transport pattern and particle residence time (PRT) under tidal and wind forcing

The difference in circulation patterns and the existence of current convergence on ebb, both have a strong influence on transport pattern and dispersal in the BLH. Fig. 7 shows aerial images corresponding to flood flow at two particular moments and the modelled surface current maps for the same time. At HW-1h, the moment of strong offshore northward currents (Fig. 7c), the suspended matters seem to be trapped by the eddy and put in motion around its centre (Fig. 7a). Three hours later (HW+2h), at the moment of slightly weaker currents matching the end of the cw rotating eddy (Fig. 7d), the suspended matters benefit from the current direction in the harbour and the current strength outside the harbour to leave the harbour in a narrow band through the western open boundary (Fig. 7b). This reveals to be an efficient mechanism governing the transport of materials out of the harbour.

Particle tracking experiments, performed with the only one – tidal forcing, revealed that the moment of release

(ebb or flood) is of primary importance and strongly affects the residence time of particles in the BLH. Fig. 8 shows the time evolution of the number of particles remain in the harbour after the release on flood (HW-1h) and on ebb (LW-1). For all three releases occurring on flood, the T90 does not exceed 20 h for the mean and spring tide and reaches 40 h for ebb tide, when tidal current amplitude in the BLH is weaker. In contrast, the corresponding residence time is multiplied by the factor of 7 and more if the release occurs on ebb. The maximum residence time is reached for the neap tide flow (Fig. 8 and Table 3).

For the release on ebb (LW-1), when the southward currents outside the harbour are fully developed, the current velocity magnitude inside the harbour is low (Fig. 6d). The time remaining before the current reversal (LW+3h) is insufficient to evacuate particles from the harbour. After the current reversal, tidal currents are oriented shoreward which induces a shoreward drift of particles. Such a blocking affect and low hydrodynamics in the southern part of the harbour result in significant increase of the residence time of particles.

The particle tracking experiments also revealed that the tidal range might also affect the residence time of particles. More energy is involved in tidal motion (current velocities increase with the increasing tidal range) the faster will be flushing of particles and reciprocally. The ratio T90 ebb / T90 flood was found to vary from 4 to 8 with tidal range and had the largest value, close to 8, for spring tide. Two curves (flood spring and flood mean tide) intersection is due to tidal range and consequently velocity magnitude evolution during the fortnight tidal cycle.

According to statistical analysis of the wind record in Boulogne (Ch. 2.2), two dominant wind regimes have been identified: SW and NE moderate winds. We used these wind regimes in conjunction with constant buoyancy input and variable tidal forcing in subsequent Lagrangian tracking experiments. The results revealed that opposite wind directions have opposite effects on PRT for releases occurring on flood and on ebb. After a release on flood (spring tide), SW wind acts against the current, induces shoreward drift of particles, increases spreading (Fig. 9 a,b) and thus increases the PRT within the harbour (T90=42h in Tab. 3). The trapping effect of the SW wind depends on the tidal energy involved, lower are tidal currents, stronger is the trapping effect of SW wind and reciprocally. The maximum trapping of particles corresponds to moderate SW wind (6m/s) under neap tide conditions for a release on flood (Tab. 3). NE wind produces the opposite effect and reduces the PRT to 7h (Tab. 3). Fig. 9d shows that, after 20h tracking period, only 3 particles of 1000 remain in the harbour. This evidences a strong flushing effect of NE wind, when it is combined with flood flow during the release, and more broadly illustrates a complex response of circulation and dispersal of tracers on a combined external forcing.

Spatial distribution, residence time and dispersal of particles appear completely different for release on ebb (Fig. 10a,b). SW wind contributes to fast flushing and alters tracer dynamics governing by tidal circulation. When the anti-cyclonic eddy vanishes, tidal currents pointing the south induce a southward drift of particles. At that time, SW wind weakens the southward drift by pushing the particles toward the North-East which allows avoiding the southern low hydrodynamic area (Fig. 10a). Most of the particles remain in the centre of the harbour (Fig. 10b) and benefit from the flushing effect of eddy-rotating current which will take place on the next flood. Fig. 12 shows a very fast flushing of particles occurring after two tidal cycles (T90=25, Tab. 3). NE wind produces quite opposite effect on particle dispersion (Fig. 10c,d). After a release on ebb, tidal and wind induced currents advect particles southward and keep them for several tidal periods in the southern part of the harbour. Shear dispersion contributes to particle spreading. Its intensity is sufficient and the resulted PRT occurs to be lower than that corresponding to tidal forcing (128h, Tab. 3). To summarise, during flood, the T90 resulting from a combine effect of tide and SW wind is always superior to the T90 resulting from a NE wind and tide action. During ebb, the T90 resulting from a SW wind action is always inferior to

the T90 resulting from a NE wind action.

In order to assess the effect of the wind speed on circulation, transport and dispersion a set of simulations has been performed with SW and NE winds of 12m/s. Fig. 12 displays the evolution of the number of particles within the BLH under different wind regimes for a spring tide. When the wind speed rises up, globally we observe the similar effect of wind direction on dispersal of particles. It is worth to note that for a strong (12m/s) SW wind blowing during a release on flood, some amount of particles can leave the domain by the north seawall opening. This slightly decreases T90 value to 40h compared to a 42h obtained for moderate SW wind. If for release on flood, the difference in T90 for a 6m/s and a 12m/s wind is very small, it might increase by a factor of two for release on ebb. Similar increase of the PRT (from 8h to 18h) occurred for neap tide conditions, NW wind and a release on flood (Tab. 3).

Additional simulations have been performed with high value of fresh water input, set to 10 m³/s. The Liane river flow is managed with a system of gates. The average freshwater input is about 2 m³/s but can vary from nearly zero to 16 m³/s when gates are opened. Tab. 3 shows that a noticeable decrease of the PRT occurs for a release on ebb during both spring and neap tide conditions. The decrease is less important for a release on flood. The effect of continuous high fresh water input appears to be similar to the influence of strong SW wind (Tab. 3).

Finally, we assessed the impact of modifications in harbour design on circulation and dispersion processes which might help in understanding how to improve the water quality in the BLH. Three simulations have been performed with: (a) the northern seawall removed, (b) the northern seawall connected to the shore, and (c) opening the harbour in the southern part (Fig. 13).

Fig. 13 summarises the overall effect of these modifications on residual circulation. We compare resulting currents (velocity averaged over 10 tidal cycles), with residual currents corresponding to the actual harbour configuration (Fig. 13a). The main feature of the residual current pattern is the existence of anti-cyclonic eddy inside the harbour and, to smaller extent, a second eddy at the harbour entry. Connecting or removing the northern seawall might weaken or intensify residual currents (Fig. 13 c,d).

Simulations performed without northern seawall revealed that the eddy-rotating currents are shifted westward, the anti-cyclonic eddy is enlarged, and the magnitude of currents in the harbour is higher. The absence of seawall allows faster evacuation and larger dispersion of particles released on flood. Both modifications in harbour design have very little impact on residence time of particles released during spring tide conditions (Tab. 3) and the rate of flushing (Fig. 14). On the contrary, during neap tides, the seawall connection might significantly affect the PRT and reduce it by 30% (Tab. 3).

When a south opening was introduced in harbour configuration, we found a strong modification of tidal circulation in the BLH. The anti-cyclonic eddy is weakly developed, its flushing effect decreases, and the PRT increases for release on flood. For release on ebb, the situation seems to be different. Tidal currents spread particles in the harbour more easily, the blocking effect along the western boundary of the harbour is weak and the resulted PRT is low (Tab. 3). Moreover, we found that, when tidal energy involved is weak, particles are not ejected from the harbour far enough during ebb and can come back through the southern opening during the next flood. This phenomenon offers an interesting possibility of harbour design modification such as a “mechanical one-way tidal door”. This might allow the southward water flow during ebb, when the door is opened by tidal current, and to cancel the flow by closing the door after the current reversal. This might reduce the PRT in the BLH by half.

5. Conclusions

We have developed an accurate model representation of circulation in the EEC by considering realistic tidal, wind forcing, fluxes and freshwater buoyancy input in the regional hydrodynamic model MARS-3D. Simulations have been performed for two particular periods: May 2003 and June 2009, corresponding to extensive field experiments conducted in this part of the Channel. The model solutions were found to be highly consistent with the observed tidal currents, sea surface elevation in twenty ports and. The regional model has been used to force a high resolution "local" model covering a nearshore zone (extending 14 km offshore) along the Opal coast of France at 140 m horizontal resolution. The model runs in conjunction with Lagrangian particle tracking have been used to study circulation and dispersion processes in Boulogne harbour, which is of particular interest in the scope of water quality services and possible changes in the harbour design. Emphasis is put on identifying the circulation pattern and determining the dispersion properties of the flow under complex forcing regime.

The BLH is a semi-enclosed basin of low depth with extensive dry beaches exposed at LW. Circulation in the harbour is by far dominated by tide. Simulations revealed an important difference in circulation pattern on ebb and on flood flow. Besides, strong wind regime can alter tidal dynamics and might affect the transport and dispersal of materials.

An anti-cyclonic eddy is generated in the harbour at rising tide. Driven by the strong northward tidal flow in the vicinity of the harbour, it appears at HW-2h, disappears at HW+2h, and lasts 4 h (flood and ebb phase of tidal flow within the domain lasts 7 h and 5 h respectively). This is a typical example of a lid-driven cavity flow which is continuously used in computational methods community since early 70's for testing numerical codes (e.g. Bozeman *et al.*, 1973; Erturk *et al.*, 2007). Despite a vast literature on driven cavity flow, low attention has been given, until recently, to cavity flow in geophysical fluid dynamics, where the Coriolis force is of primary importance. Gildor *et al.* (2010) have observed and also simulated an eddy-like acw rotating shear-driven flow in the northern part of the Red sea (Gulf of Eilat).

The cw rotating eddy, reproduced by the MARS model in the BLH at rising tide, was also observed during high resolution current mapping, in March 2012. High current velocity values, up to 0.7 m/s, were observed on the western edge of the eddy, at the entry of the harbour, and slightly lower values on its northern edge. The cw rotating currents strongly affect the tracer dynamics in the BLH. Tracers, released on flood at the outlet, move with the powerful currents northward. Two hours after HW in Boulogne, at the moment of slightly weaker currents matching the end of the eddy, the tracers benefit from the seaward current direction and the northward current strength outside the harbour to leave the harbour through the western open boundary. This reveals to be a highly efficient mechanism governing the transport of materials out of the harbour, and we consider it as the first major finding of our study.

During ebb, when the southward currents outside the harbour are fully developed, the cyclonic eddy is not generated, the current velocity magnitude inside the harbour is low and the tracer excursion length is small. The time remaining before the current reversal is insufficient to evacuate tracers from the harbour. After the current reversal, tidal currents are oriented southward which induces a southward drift of particle. Such a blocking effect and low hydrodynamics in the southern part of the harbour, result in significant increase of PRT. The difference in PRT released on flood and on ebb might attain the factor of 8, depending on the phase of the fortnightly tidal cycle. The importance of the tidal phase during the release for tracer dynamics has been highlighted in many studies (e.g. Brown *et al.*, 2000;

Foreman and Thomson, 1997; Signell and Geyer, 1990). In the case of the BLH, under variable tidal forcing, the moment of the release is the key parameter which controls the flushing time of tracers. This is the second finding.

The effect of wind on particle dispersion was found to be particularly strong. South-westerly winds tend to inverse the relationship between residence time and tidal current phase. Under a strong SW wind, for particle released on flood, T90 can reach 6 days against 1.5 days under the tidal forcing alone. Besides, for ebb releases, SW decreases PRT, by reducing the tidal drift. Besides, a cumulative effect of the ebb southward drift and a NE wind induces a significant increase in PRT.

As can be expected, the increase of the freshwater input from 2 to 10 m³/s decreases significantly PRT in the harbour. The complex interaction between external forcing and moment of release should be taken into account for prediction of evolution and evacuation of the potential pathogen material supplied by the Liane River waters. We have also assessed the effect of some modifications in harbour design, such as removing the northern seawall, connecting it to land, or dig a “gate” in the southern seawall, on water dynamics and dispersal. Simulations revealed that, the northern seawall removal doesn't affect much PRT for tracers released on flood (already low in the actual configuration), but increases dramatically PRT for the release on ebb. The seawall is an efficient shelter protecting the harbour against southward flow. Connecting the seawall to the land doesn't seem to change much the T90 on flood but reduces it significantly for ebb of neap tides by limiting the southward drift magnitude within the harbour. To avoid the strong sedimentation observed in-situ in the southern part of the harbour, opening a gate in the southern seawall appears to be another interesting perspective. On ebb for any tidal range, it divides by the factor of two the residence time of tracers in BLH compared to the actual configuration. On flood, it increases PRT for two reasons: it affects the internal circulation, characterised by a loss of the eddy' efficiency to flush particle out, and secondly, allows particles which are not ejected far enough during neap tides to come back inside the harbour through the southern pathway.

The study brings into light some interesting perspectives in the sense of water quality improvement in BLH by taking into account the key parameters controlling a complex circulation in the harbor. Using high resolution modelling, innovative coastal management investigations can be imagine, such as a tidal gate in the southern part of the harbour, in order to reduce particle residence time by opening a pathway during ebb, and closing it on flood after the current reversal. This might have a positive effect on the water quality and sedimentation inside the BLH as it increases the flushing of particles out of the harbour. We hope that our modelling results will prove useful to other disciplines and provide a foundation for developing further investigations in the field of marine coastal environment.

Acknowledgements

The authors acknowledge funding support by the French Water Agency (l'Agence de l'eau), the region Nord-Pas de-Calais, the University of Littoral cote d' Opale and the technical support provided by IFREMER. The authors gratefully thanks all people who took part in study by providing data or time , and particularly, Alain Lefevbre, Phillipe Verley and Konstantin Korotenko.

References

- Bailly du bois P, Dumas F., 2005. Fast hydrodynamic model for medium and long-term dispersion in seawater in the English Channel and southern North Sea, qualitative and quantitative validation by radionuclide tracers. *Ocean Mod.*, 9, 169-210.
- Bailly du Bois P., Dumas Franck, Solier L., Voiseux C., 2012. In-situ database toolbox for short-term dispersion model validation in macro-tidal seas, application for 2D-model. *Continental Shelf Research*, 36, 63-82.
- Bozeman, G., and Dalton, C., 1973: Numerical Study of viscous flow in a cavity. *J. of Computational Physics*, 12, 348-363.
- Brown, C.A., G.A. Jackson, and D.A. Brooks, 2000: Particle transport through a narrow tidal inlet due to tidal forcing and implications for larval transport. *J. Geophys. Res.*, 105(C10), 24141-24156.
- Comerma, E., Espino, M., Sánchez-Arcilla, A., González, M., 2002. Forecasting oil pollution in harbour engineering. In: 29th International Conference on Coastal Engineering. American Society of Civil Engineers (ASCE), pp. 1242–1253.
- Emery, W.J., Thomson, R.E., 1997. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon, New York, 634pp.
- Erturk E., Dursun, B.: 2007: Numerical Solutions of 2-D Steady Incompressible Flow in a Driven Skewed Cavity. *J. of Applied Mathematics and Mechanics*, 87, 377-392
- Foreman, M.G.G., 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction. Pacific Marine Science Report 77-10, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Sidney, BC, 97pp.
- Foreman, M.G.G. and R.E. Thomson. 1997. Three-dimensional model simulations of tides and buoyancy currents along the west coast of Vancouver Island. *J. of Phys. Oceanography*. 27(7), 1300-1325
- Gildor, H., Fredj, E., Kostinski, A., 2010: The Gulf of Eilat/Aqaba: a natural driven cavity? *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 104, 301-308.
- Hartnett, M., Nash, S., 2004. Modelling nutrient and chlorophyll_a dynamics in an Irish brackish water body. *Environ. Model. Softw.* 19, 47–56.
- Kerr, C.L., Blumberg, A.F., 1979. An analysis of a local second-moment conserving quasi-Lagrangian scheme for solving the advection equation. *Journal of Computational Physics* 32, 1–9.
- Korotenko K, Sentchev A, Schmitt F, 2012: Effect of variable winds on current structure and Reynolds stresses in a tidal flow: Analysis of experimental data in the eastern English Channel. *Ocean Science* vol 8:1025-1040.
- Lazure P., Dumas F., 2007. An external-internal model coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources* 31: 233-250.
- Lee, H.-J., Chao, S.Y., Fan, K.-L., Kuo, T.-Y., 1999. Tide-Induced Eddies and Upwelling in a semi-enclosed Basin: Nan Wan. *Est. Coast. Shelf Sci.* 49, 775–787.
- Lett, C., Verley, P., Mullon, C., Parada, C., Brochier, T., Penven, P., Blanke, B., (2008) A Lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics. *Environ Modell Softw* 23: 1210-1214.
- Leroy, R., Simon, B., 2003. Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le golfe de Gascogne. SHOM, Rapport d'étude n°2/03. Luettich, R.A., Hensch, J.L., Fulcher, C.W., Werner, F.E., Blanton, B.O., Churchill, J.H., 1999.

- Mellor, G. L. and Yamada, T.: 1982, 'Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems', *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 851–875.
- Montaño-Ley, Y., Peraza-Vizcarra, R., Páez-Osuna, F., 2007. The tidal hydrodynamics modeling of the Topolobampo coastal lagoon system and the implications for pollutant dispersion. *Environ. Pollut.* 147, 282–290.
- Orbi A., Salomon J.C., 1988. Tidal dynamics in the vicinity of the Channel Islands. *Oceanologica Acta*, 11, 55-64.
- Salomon, J.C., Guegueniat, P., Orbi, A. and Baron, Y., 1988. A lagrangian model for long term tidally induced transport and mixing. Verification by artificial radionuclide concentrations. In: J.C. Guary, P. Guegueniat and R.J. Pentreath (Eds), *Radionuclides. A Tool for Oceanography*. Elsevier, Amsterdam, pp. 384-394.
- Salomon J.C., Breton M., 1993. An atlas of long-term currents in the Channel. *Oceanol. Acta.*, 16, 5-6, 439-448.
- Sánchez-Arcilla, A., Cáceres, I., González, D., Sierra, J.P., Escutia, R., 2002. Water renovation in harbour domains. The role of wave and wind conditions. 29th International Conference on Coastal Engineering. American Society of Civil Engineers (ASCE), pp. 1267–1278.
- Sentchev A., Korotenko K., 2004. Stratification and tidal current effects on larval transport in the eastern English Channel: Observations and 3D modelling. *Environmental Fluid Mechanics*, 4, 305-331.
- Sentchev A, Korotenko K, 2005. Dispersion processes and transport pattern in the ROFI system of the eastern English Channel derived from a particle-tracking model. *Cont Shelf Res.* 25, 2294–2308.
- Sentchev, A., Yaremchuk, M., 2007. VHF radar observations of surface currents off the northern Opal Coast in the eastern English Channel. *Cont Shelf Research* 27: 2449-2464.
- Signell, R.P. and W.R. Geyer, 1990: Numerical simulation of tidal dispersion around a coastal headland. In: *Residual currents and long term transport in estuaries and bays*, Coastal Estuarine Stud., 38, 210-222, Springer-Verlag, N.Y
- Simpson, JH, Brown, J, Matthews, J, Allen, G: Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification *Estuaries*, 13 (1990), pp. 125–132
- Simpson J.H., Crawford, W. R., Rippeth, T. P., Campbell, A. R., Cheok, J. V. S., 1996. The vertical structure of turbulent dissipation in shelf seas, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1579–1590.
- Takeoka H., Hajime., 1993. Tidal Currents Influenced by Topographic Eddies in Uchiumi Bay. *J. Phys. Ocean.* 49, 491-501.
- Visser, A.W, Souza, A.J, Hessner, K, Simpson, J.H: The effect of stratification on tidal current profiles in a region of fresh water influence *Oceanol. Acta*, 17 (1994), pp. 369–381
- Zhou, J.F., Li, J.C., 2005. Modelling Storm-induced current circulation and sediment transport in a schematic harbour. *J. Waterw. Port Coast. Ocean Eng.* 131, 25–32.

Figure Captions:

Figure 1. Left panel: Domain of the numerical model (eastern English Channel) and the bathymetry (colour shading). Tidal gauge locations for twenty ports used for model validation are shown by black circles. The name of all French ports and only few English ports is given. Also shown are geographic location and name of the rivers contributing to the freshwater buoyancy input to the domain. The VHF radar measurement zone is represented by hatched area. Right panel: Domain of high resolution modelling (off the Opal coast) with bottom topography (colour shading) and the location of Boulogne harbour (BLH). ADCP location is shown by black circle. The Liane River provides fresh water input to the BLH.

Figure 2. Sea surface height from tidal gauge record in Boulogne (red) and modelling (bleu) for the eight day period in 2003. The difference in sea level (green) yields the relative error of 5.4% for the period shown.

Figure 3. Amplitude of the major tidal constituents derived from harmonic analysis of the modelled sea surface elevation and tidal gauge record in Boulogne-sur-Mer.

Figure 4. (a) Tidal current ellipses derived from VHF radar measurements of surface currents (blue) and from numerical model (black) on May 15, 2003. ADCP location is shown by black dot. (b) Time evolution of ellipses in one particular model grid point indicated by red dot in (a): current ellipses derived from the model (red) and from radar measurements (black). Relative error in magnitude of tidal currents (semi-major axis of ellipses) for one month period (May 2003) in this grid point is 8.8%.

Figure 5. Time-depth variability of cross-shore current velocity from the model and ADCP measurements (two upper panels) and along-shore velocity (two lower panels) during one week period in June 2009. Grey curve represents the upper limit of ADCP measurements. The ADCP location is shown in Fig. 1 by black dot.

Figure 6. Surface circulation pattern in the BLH on flood: from current mapping by ADCP (a) and modelling (b). Surface circulation on ebb from ADCP (c) and modelling (d). Velocities recorded by ADCP were 1 min averaged and spatially interpolated using a kriging technique. Grey circles in (a) and (c) show location of along track ADCP measurement points (after averaging).

Figure 7. Aerial images of the sea surface showing an anti-cyclonic eddy in BLH during the flood at HW-1h (a) and at HW +2h (b). Surface currents from numerical model for the same tidal phase: HW-1h (c) and HW+2h (d). Red square defines the area used in Lagrangian tracking experiments.

Figure 8. Evolution of the number of particles released at different moments of tidal cycle (from spring flood flow to neap ebb flow) at the Liane River mouth (blue circle in Fig. 11) as a function of time. Only tidal forcing was used for Lagrangian tracking of particles within the domain shown by red square in Fig. 7.

Figure 9. Spatial distribution of particles released on flood of a spring tide at the Liane River mouth after 8h (left) and 20h (right) of tracking. Tidal and wind forcing were used in Lagrangian tracking experiments: south-westerly wind of 6 m/s (a, b), and north-easterly wind (c, d). Estimated value of T90 and the amount of particles remaining inside the domain after 8h and 20h are given for each case.

Figure 10. Same as in Fig. 9 but for a release on ebb of a spring tide.

Figure 11. Trajectories of displacement of the centre of mass of particles tracked for 30h in the harbour under complex forcing regime (tide, wind and fresh water input) for release on flood (a) and on ebb (b) during a spring tide. Estimated value of T90 is given for each forcing regime. Dots on trajectories show the location of the centre of mass every hour. Blue circle indicates the location and the shape of the ensemble of 1000 particle at release. The depth of release is 1 meter .

Figure 12. Evolution of the number of particles inside the domain as a function of time for release on flood and ebb flow under complex forcing regime. NE and SW stand for north-easterly and south-westerly wind of 6 m/s and 12 m/s respectively.

Figure 13. Residual surface currents (velocity averaged for 10 tidal cycles) for actual configuration of the BLH (a) and three virtual configurations: south opening (b), northern seawall connected to the shore on East (c), northern seawall removed (d).

Figure 14. Evolution of the number of particles inside the domain as a function of time for different harbour design and release on flood and ebb of a spring tide.

Tables

PORTS	relative error (ε)
CALAIS	2.3%
WISSANT	3,50%
BOULOGNE	5,40%
LE TOUQUET	6,20%
BERCK	4,60%
CAYEUX	6,10%
LE TREPORT	5,60%
DIEPPE	2,40%
LE HAVRE	6,60%
average FR ports	5,05%
BRIGHTON	2,40%
HASTINGS	9,60%
DOVER	5,20%
average GB ports	5,73%

Table 1. Relative error of simulated sea surface height compared to tidal gauge data at 20 ports located on French and English coast. Individual error estimates are given only for French ports.

AMPLITUDE	M2 (%)	S2 (%)	M4 (%)	MS4(%)	PHASE	M2 (%)	S2 (%)	M4 (%)	MS4 (%)
CALAIS	6,15	5,07	13,45	17,49	CALAIS	2,26	7,86	2,76	2,92
WISSANT	3,35	8,60	22,08	23,83	WISSANT	0,41	14,54	4,82	0,98
BOULOGNE	6,22	4,71	4,77	1,29	BOULOGNE	0,03	15,83	3,86	4,73
LE TOUQUET	3,92	0,92	6,09	0,40	LE TOUQUET	1,85	15,18	3,74	5,13
BERCK	0,81	1,19	3,55	2,07	BERCK	2,22	1,96	4,39	3,37
CAYEUX	1,07	4,62	1,59	4,95	CAYEUX	3,37	0,21	5,55	3,67
LE TREPORT	4,18	3,91	0,23	4,38	LE TREPORT	3,24	0,87	5,33	4,24
DIEPPE	3,53	3,62	7,47	22,35	DIEPPE	1,93	0,36	5,91	2,95
LE HAVRE	3,21	6,55	15,34	31,47	LE HAVRE	1,65	2,02	2,75	7,38
<i>average FR ports</i>	<i>3,60</i>	<i>4,35</i>	<i>8,29</i>	<i>12,02</i>	<i>average FR ports</i>	<i>1,88</i>	<i>6,54</i>	<i>4,34</i>	<i>3,93</i>
SELSEY	5,07	28,99	11,32	30,37	SELSEY	0,35	1,61	0,43	43,83
BOGNOR	16,78	15,35	28,00	47,13	BOGNOR	1,90	3,23	6,14	17,35
LITTLE HAMPTON	9,27	2,11	35,22	9,57	LITTLE HAMPTON	2,27	3,43	1,70	6,46
SHORE HAMPTON	1,15	12,52	39,61	22,86	SHORE HAMPTON	2,71	4,23	6,12	9,54
BRIGHTON	8,20	16,38	7,87	25,00	BRIGHTON	2,83	2,82	2,65	16,26
NEW HEAVEN	11,39	17,52	13,78	29,47	NEW HEAVEN	3,18	3,63	4,16	12,15
EASTBOURNE	12,80	20,63	4,78	36,76	EASTBOURNE	3,46	1,81	3,88	5,01
HASTINGS	16,61	24,12	2,01	24,00	HASTINGS	1,98	4,03	6,05	66,03
RYE HARBOR	21,39	12,19	14,32	15,98	RYE HARBOR	1,92	0,40	19,02	7,58
FOLKSTONE	7,28	25,57	23,84	41,54	FOLKSTONE	1,39	2,81	6,00	66,67
DOVER	10,20	32,51	96,39	35,00	DOVER	2,13	1,92	6,76	41,16
<i>average GB ports</i>	<i>10,92</i>	<i>18,90</i>	<i>25,19</i>	<i>28,88</i>	<i>average GB ports</i>	<i>2,19</i>	<i>2,72</i>	<i>5,72</i>	<i>26,55</i>

Table 2 :Relative errors of MARS3D model for amplitude and phase of the major semi-diurnal and quarter-diurnal tidal constituents compared to tidal gauge data.

<i>spring tide -flood-</i>	T50	T90	<i>spring tide -ebb-</i>	T50	T90
TIDE ONLY	6h	17h	TIDE ONLY	48h	128h
TIDE+NE6	6h	7h	TIDE+NE6	25h	97h
TIDE+NE12	4h	6h	TIDE+NE12	39h	162h
TIDE+SW6	18h	48h	TIDE+SW6	22h	25h
TIDE+SW12	12h	40h	TIDE+SW12	18h	35h
TIDE+ fw.input (2m3/s)	6h	19h	TIDE+ fw.input (2m3/s)	38h	125h
TIDE+ fw.input (10m3/s)	6h	15h	TIDE+ fw.input (10m3/s)	10h	34h
« seawall removed »	7h	15h	« seawall removed »	53h	136h
« seawall sticked »	8h	20h	« seawall sticked »	14h	125h
«seawall opened »	9h	32h	«seawall opened »	22h	60h
<i>neap tide -flood-</i>	T50	T90	<i>neap tide -ebb-</i>	T50	T90
TIDE ONLY	18H	42H	TIDE ONLY	108h	+180h
TIDE+NE6	6h	8h	TIDE+NE6	38h	115h
TIDE+NE12	6h	18h	TIDE+NE12	38h	178h
TIDE+SW6	21h	116h	TIDE+SW6	27h	115h
TIDE+SW12	25h	72h	TIDE+SW12	19h	48h
TIDE+ fw.input (2m3/s)	8h	34h	TIDE+ fw.input (2m3/s)	15h	140h
TIDE+ fw.input (10m3/s)	8h	28h	TIDE+ fw.input (10m3/s)	12h	34h
« seawall removed »	6h	30h	« seawall removed »	110h	+180h
« seawall sticked »	8h	18h	« seawall sticked »	13h	47h
«seawall opened »	16h	45h	«seawall opened »	25h	90h

Table 3. Estimated values of T90 and T50 for different combinations of forcings and changes in harbour design. Estimations have been made for release on flood and on ebb of spring and neap tide flow.

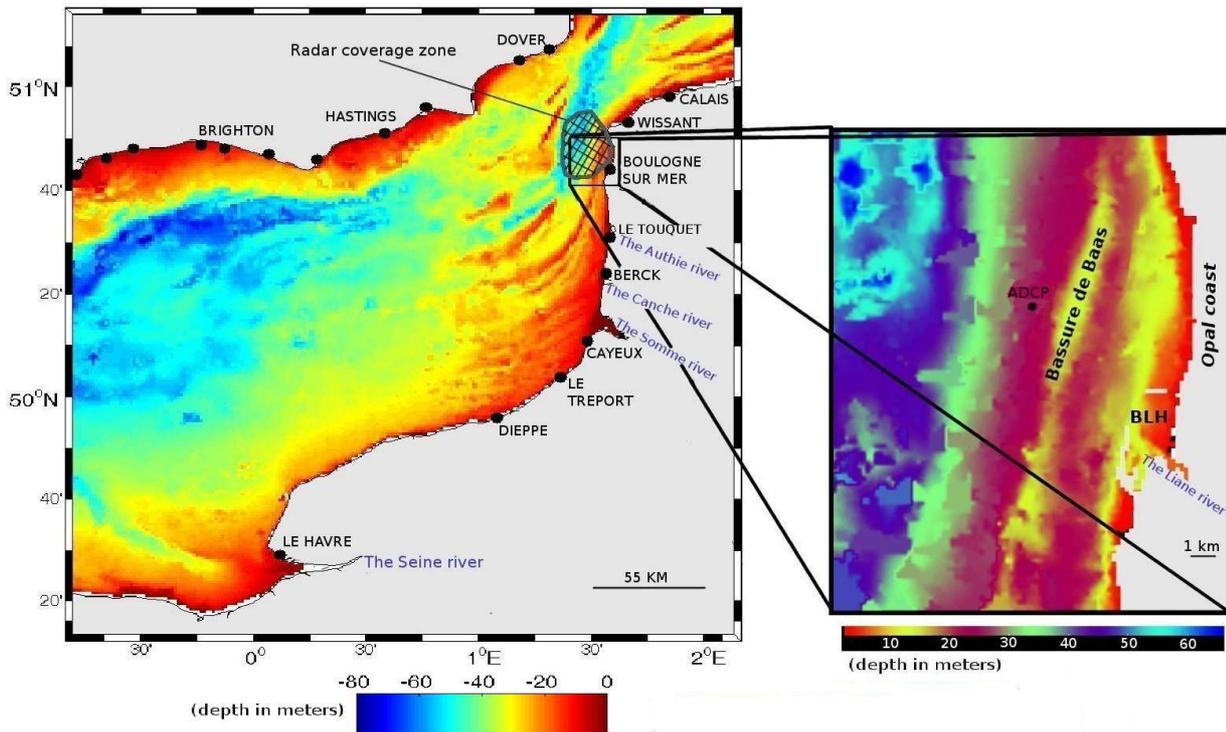


Figure 1

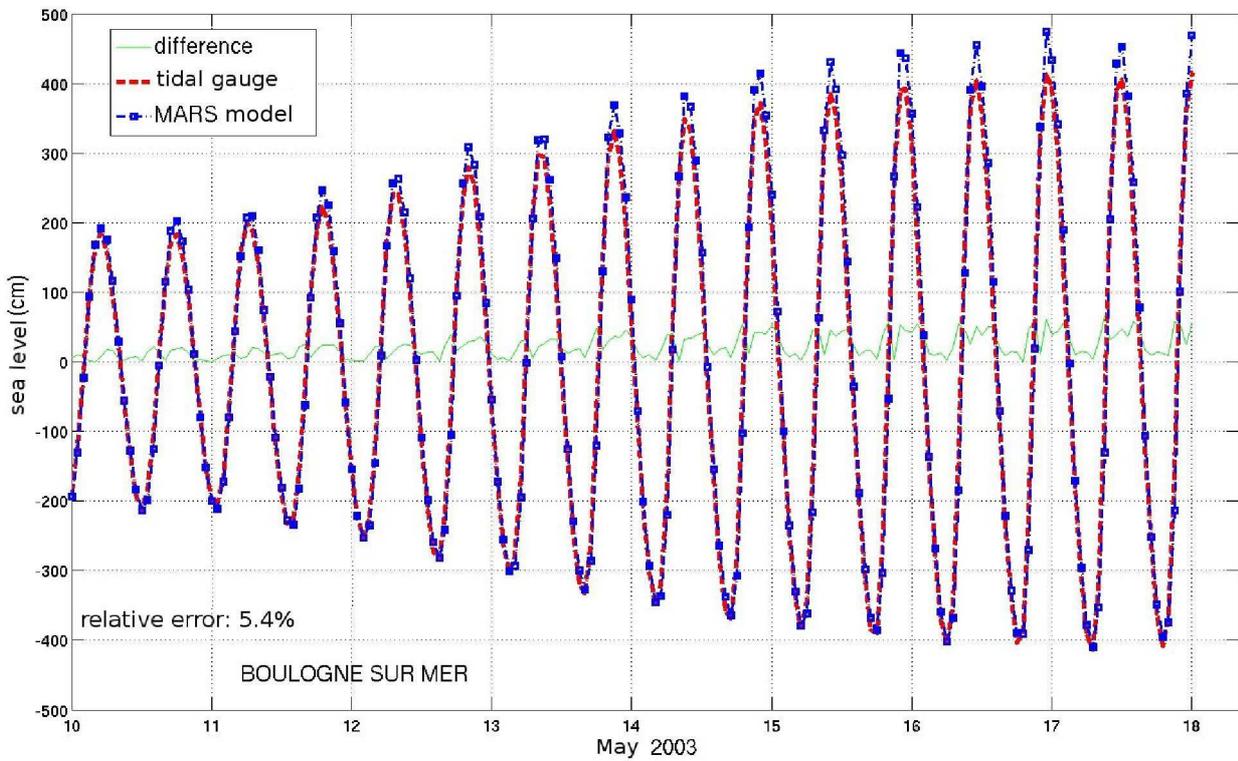


Figure 2

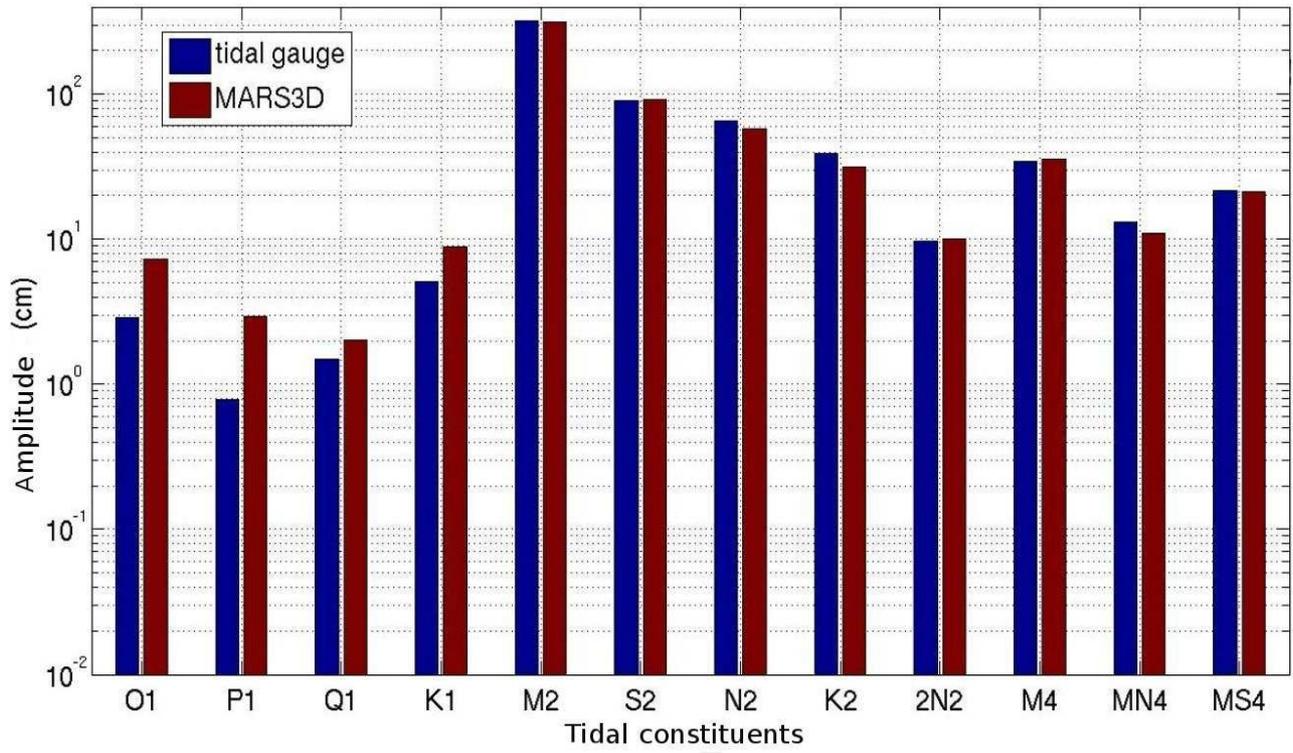


Figure 3

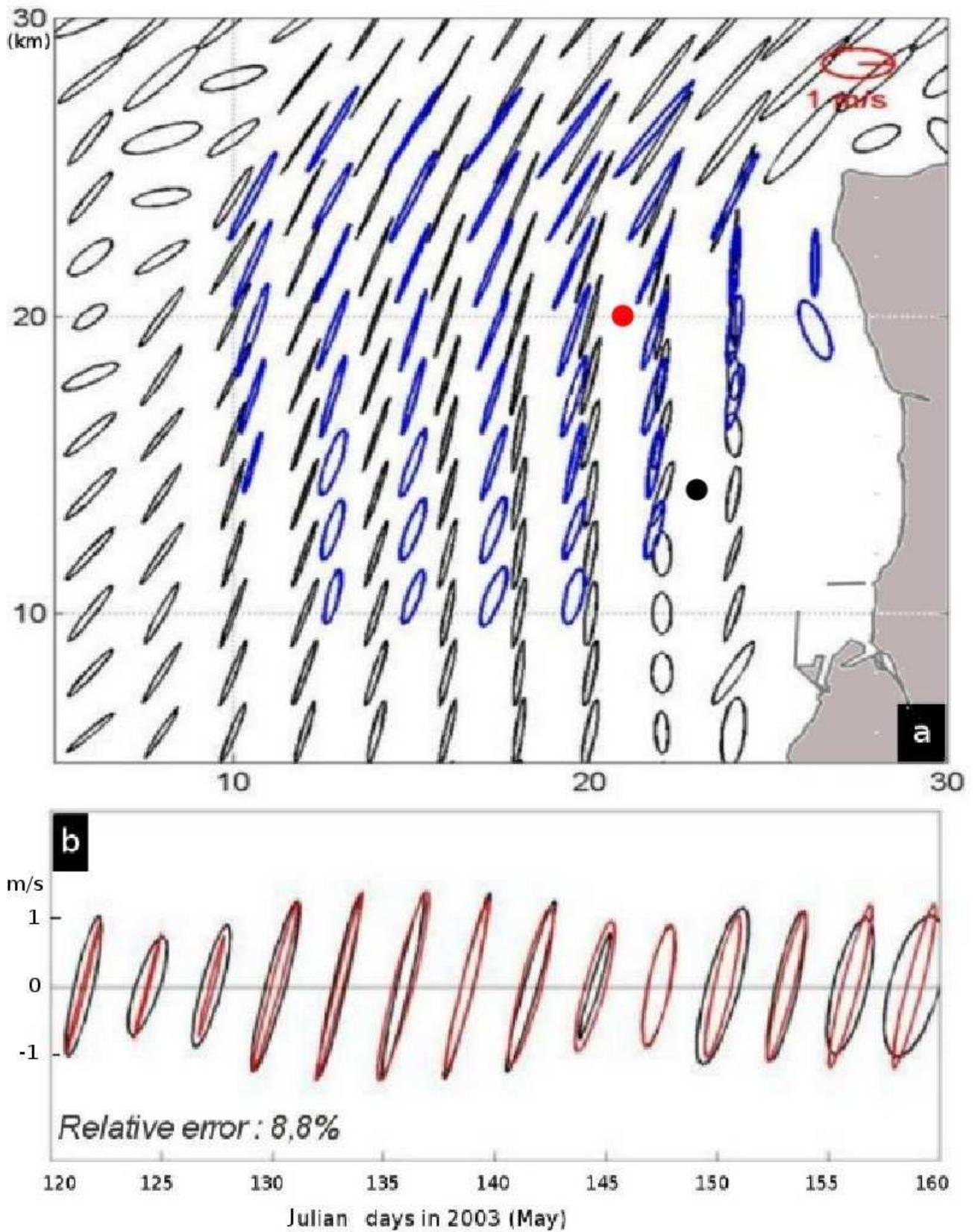


Figure 4,a,b

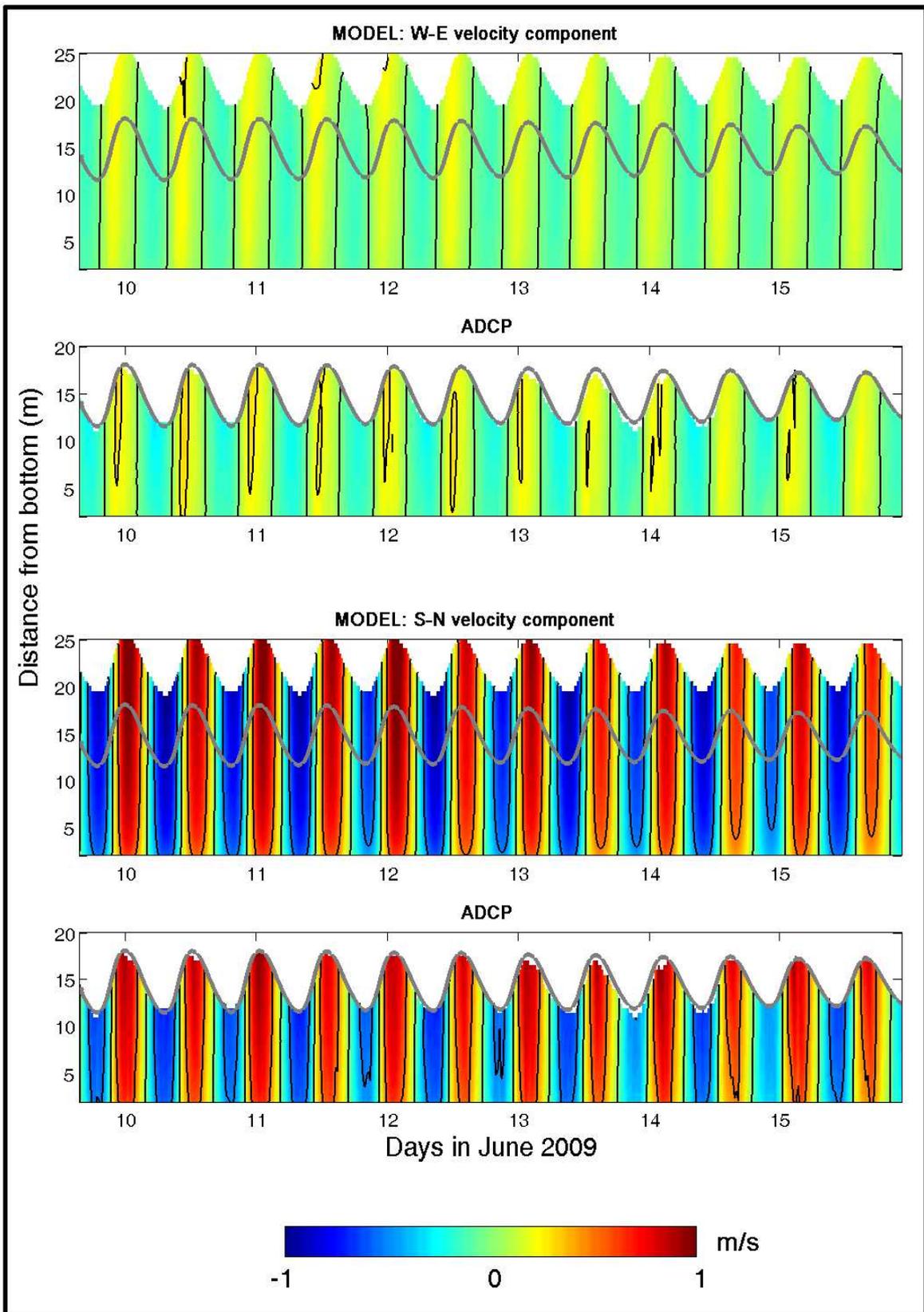


Figure 5

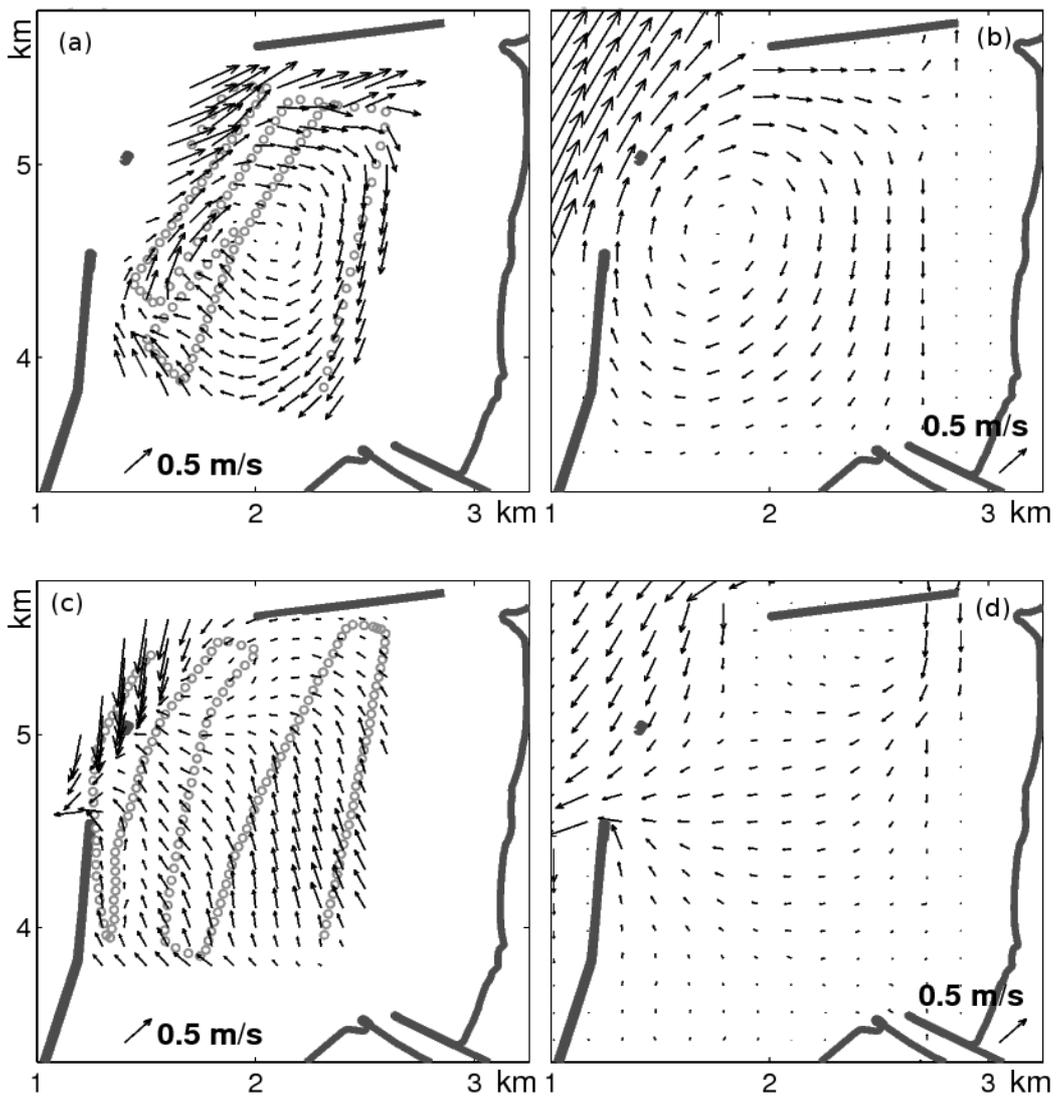


Figure 6-a,b,c,d

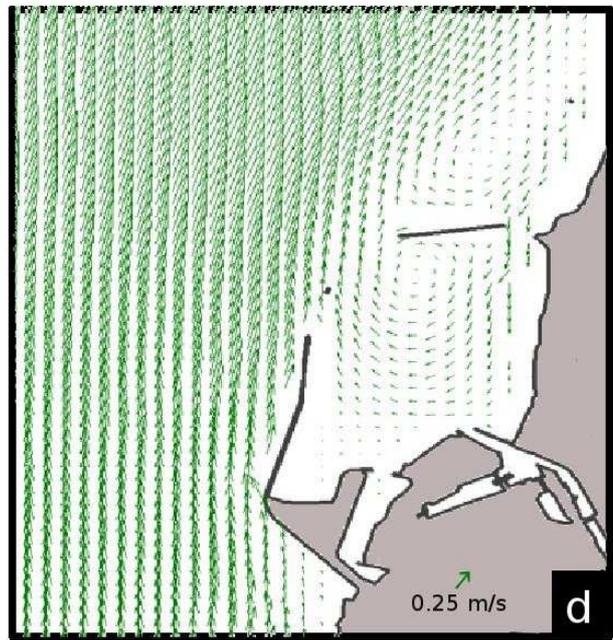


Figure 7-a,b,c,d

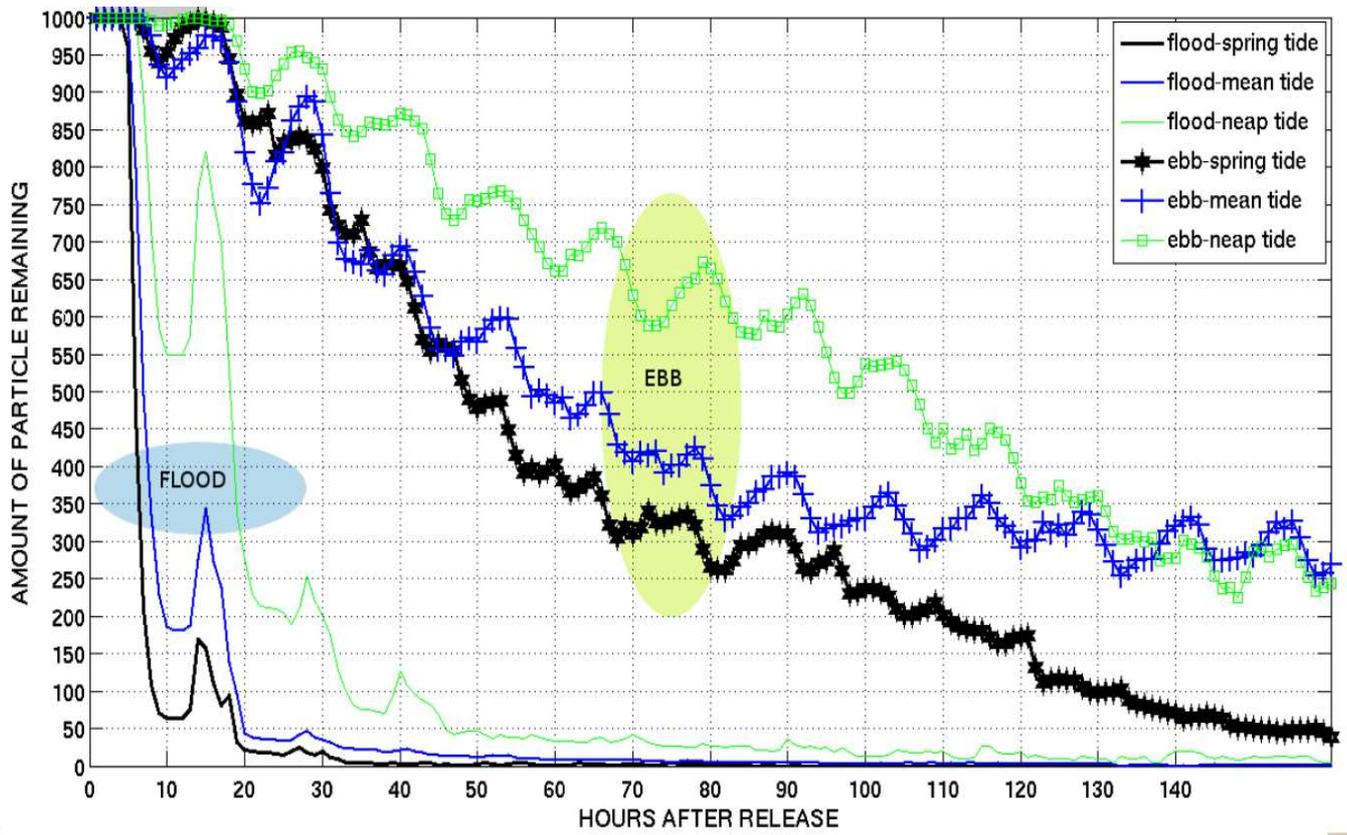


Figure 8

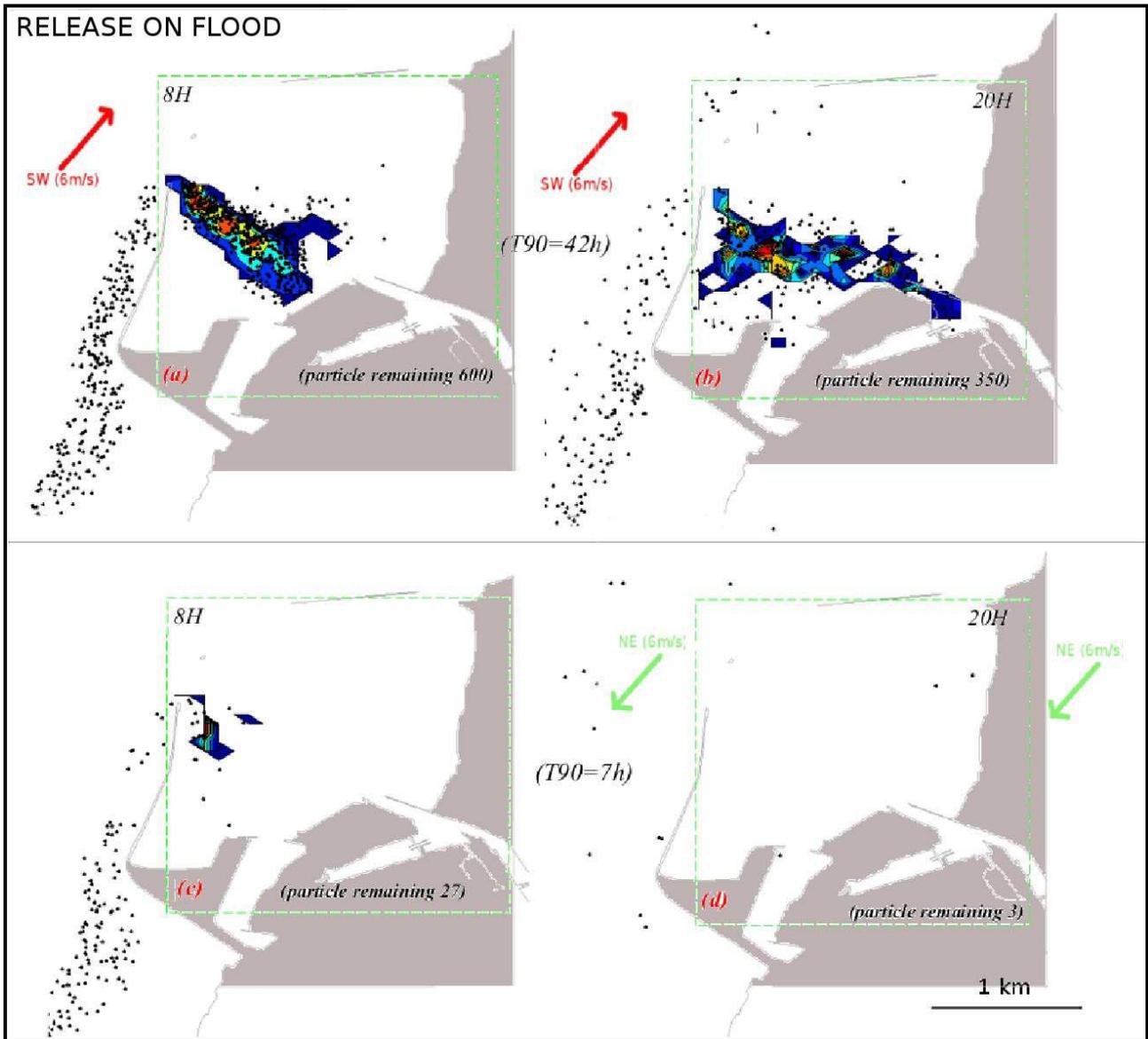


Figure 9

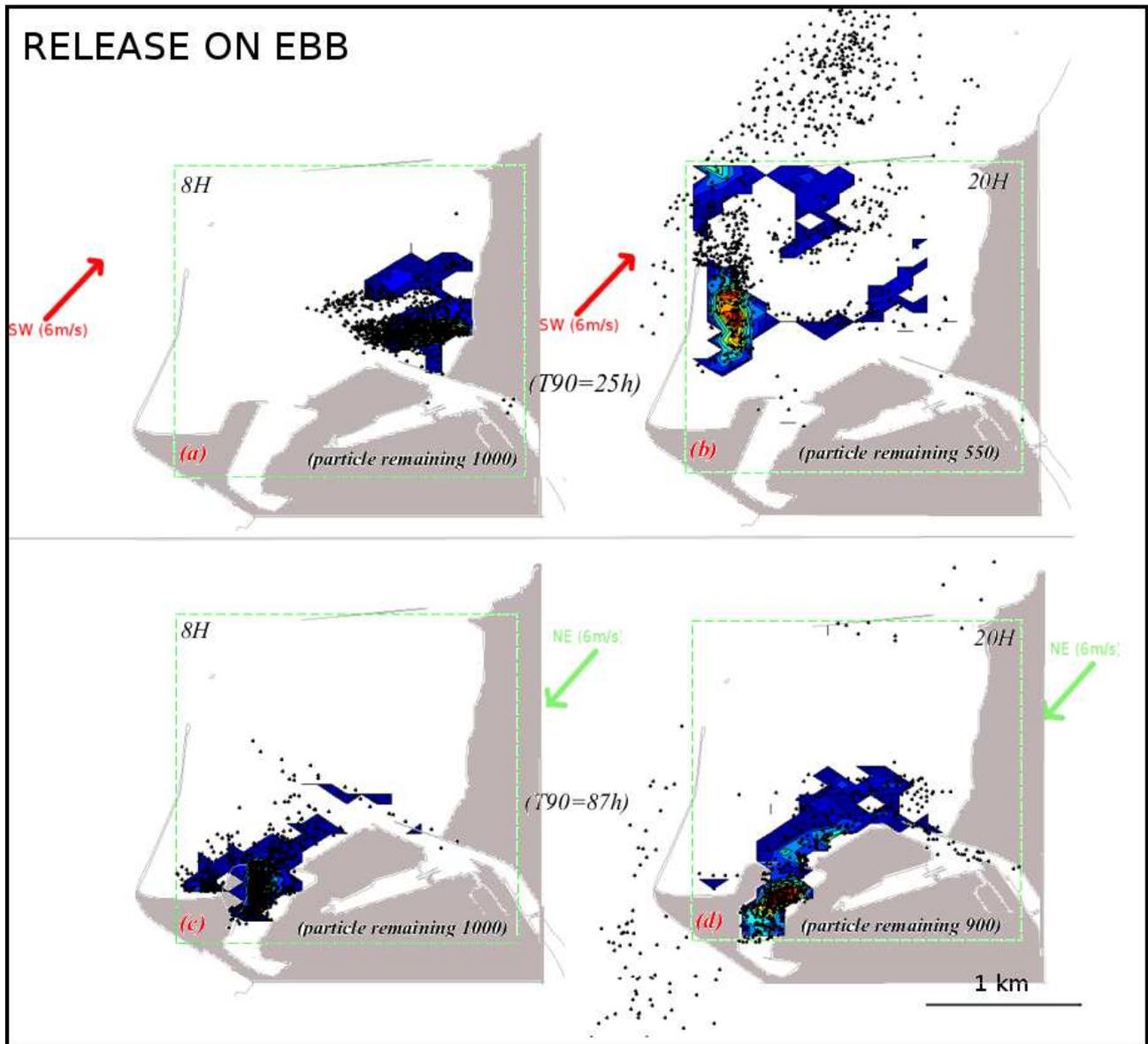


Figure 10

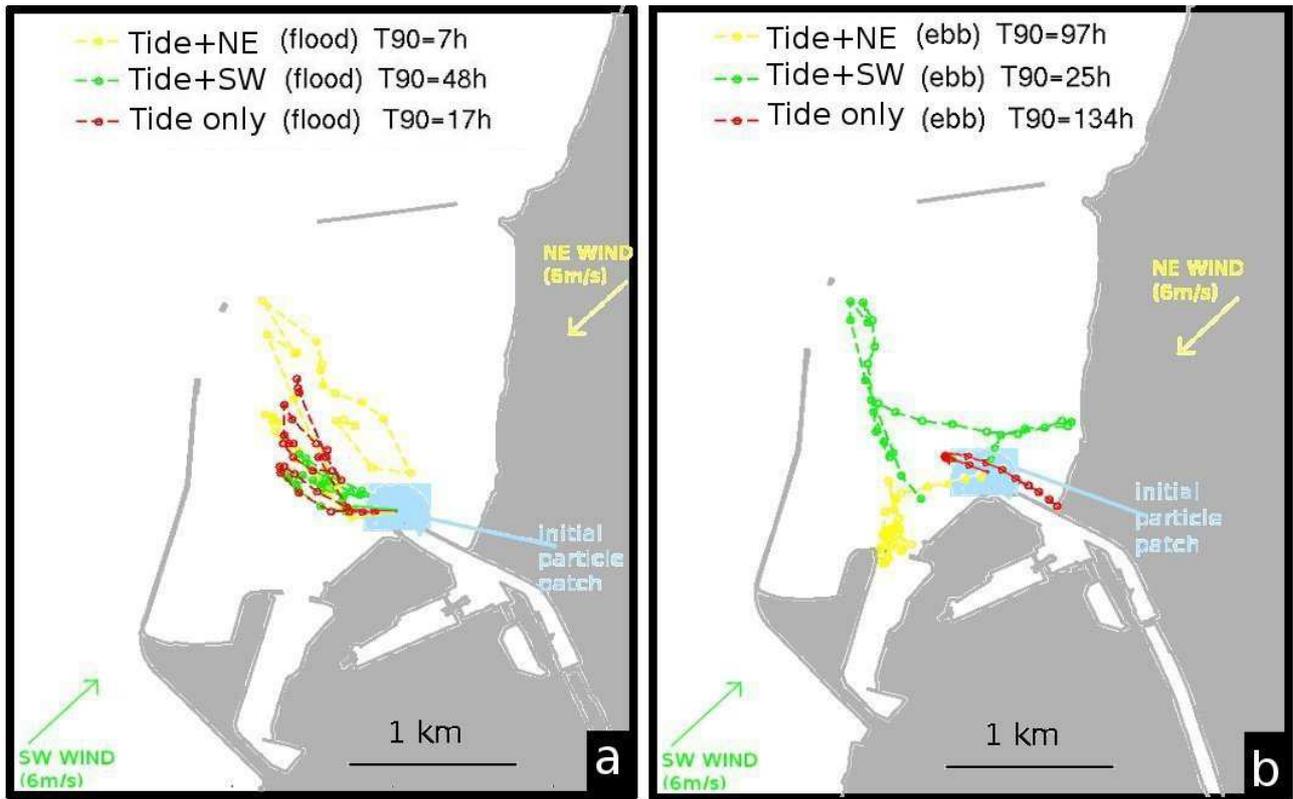


Figure 11-a,b

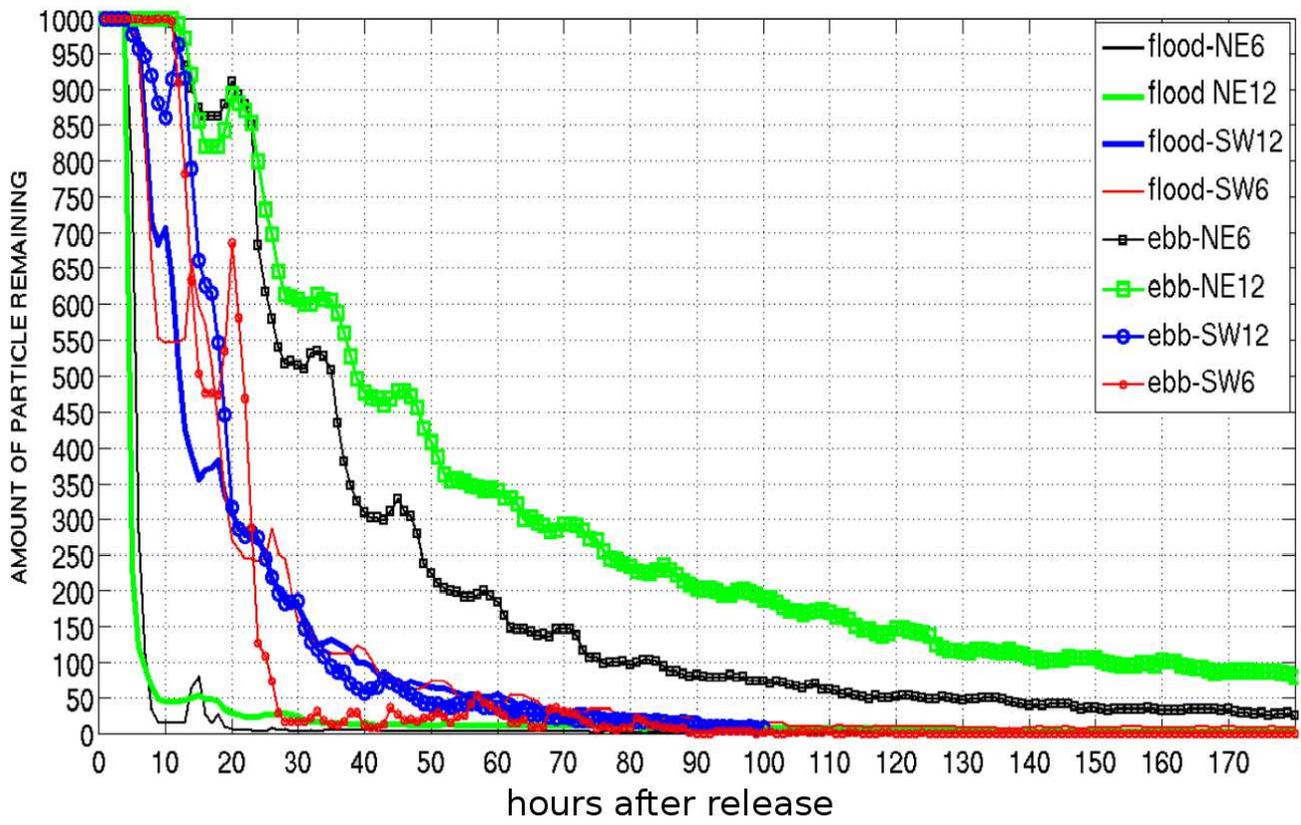


Figure 12

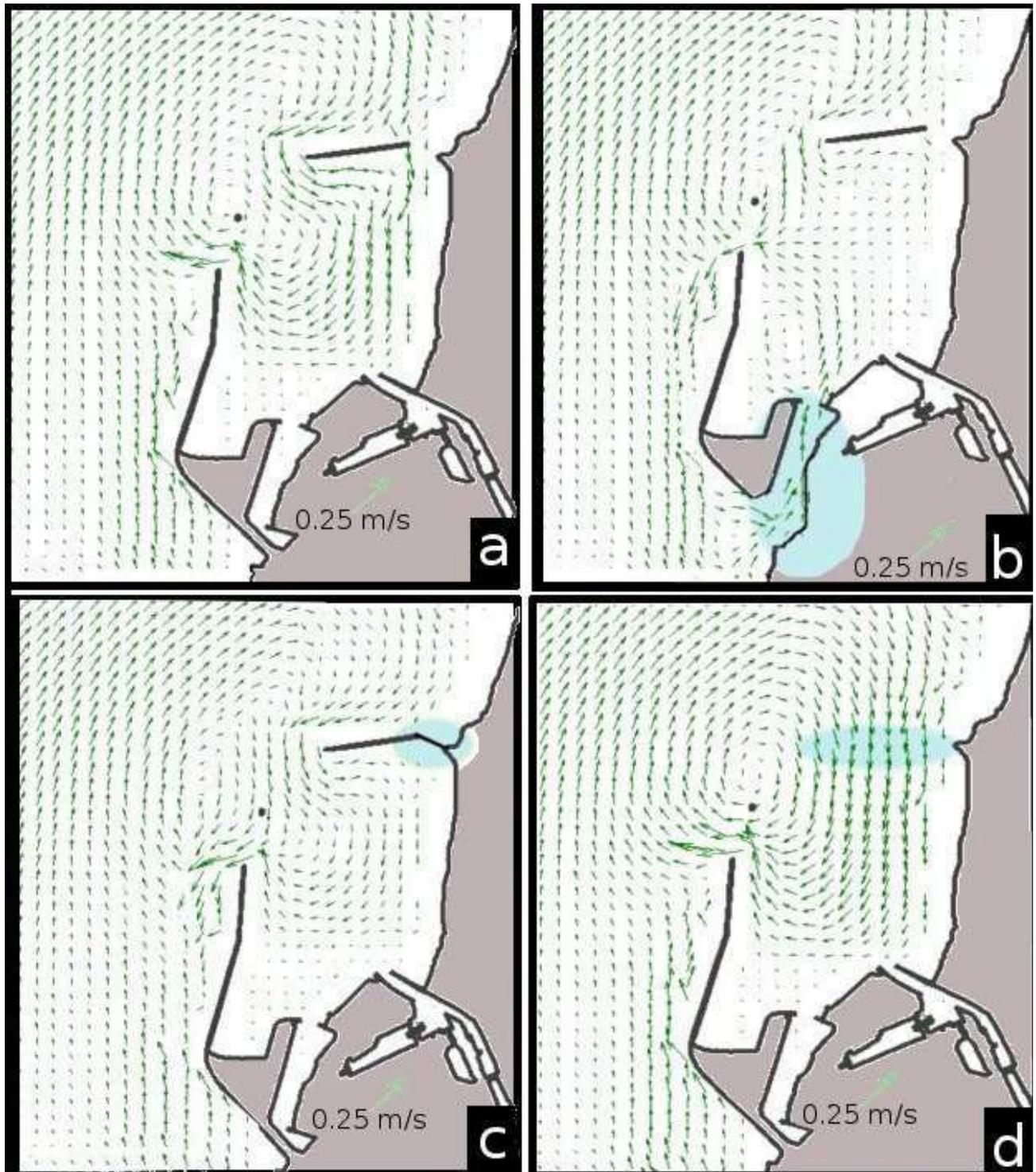


Figure 13

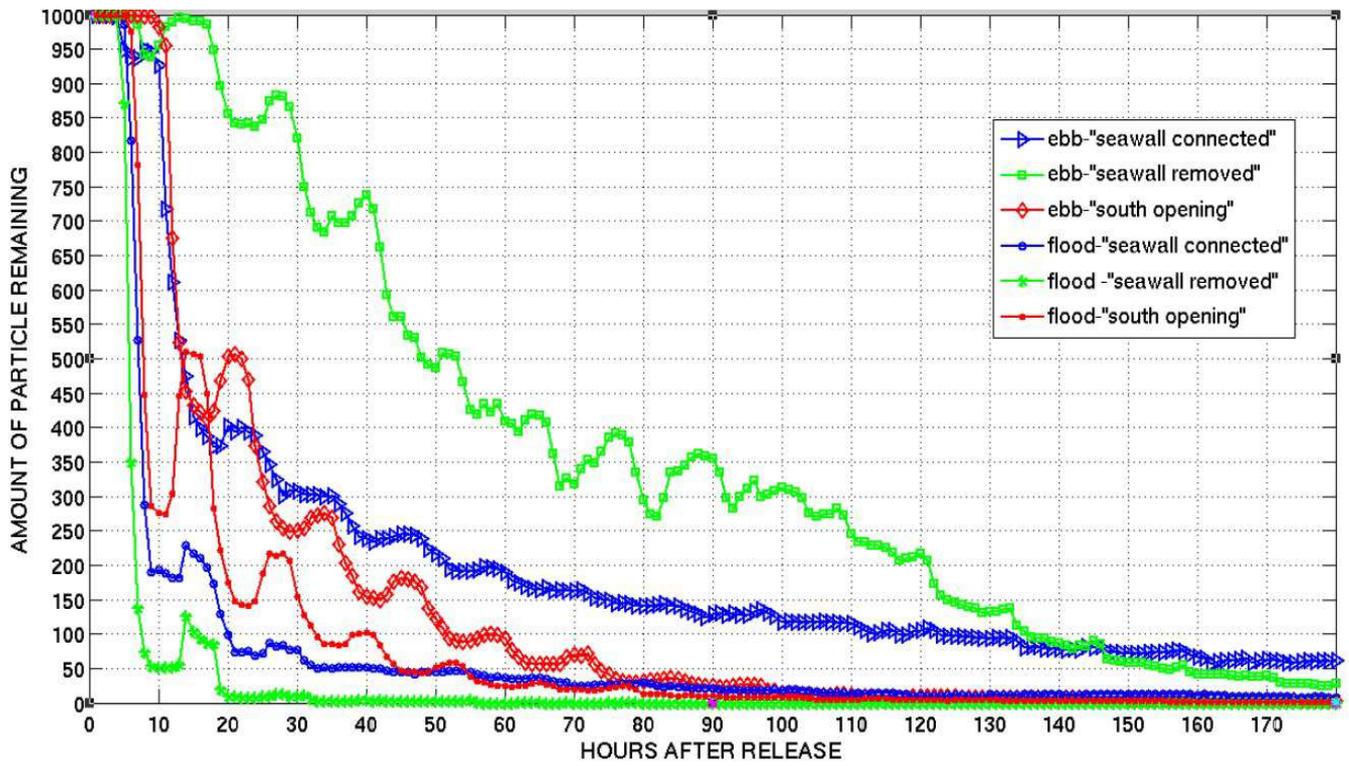


Figure 14

P2- Caractérisation de la dispersion du matériel en suspension dans un écoulement côtier soumis à un régime macrotidal et aux forçages météorologiques.

Application en Manche Orientale.

Jouanneau Nicolas, Sentchev Alexei

Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences – UMR CNRS 8187, Université du Littoral Côte d'Opale, 32, avenue Foch, 62930 Wimereux, France.

nicolas.jouanneau@univ-littoral.fr

Résumé

Caractériser le devenir des rejets fluviaux est aujourd'hui une démarche primordiale.

Cette étude a pour but de démontrer la pertinence d'une simulation numérique, MARS 3D, pour mettre en évidence l'effet de différents forçages sur le transport particulaire et appréhender plus précisément les problèmes de contamination bactérienne à l'échelle régionale.

Mot clés: modélisation MARS3D, courant résiduel, suivi Lagrangien

Characterisation of the dispersion of suspended material in a coastal flow under a macrotidal regime and meteorological forcing. Application in the eastern English Channel.

Abstract

Characterizing fluvial releases is nowadays an important matter.

This study is aiming to demonstrate the accuracy of a numerical simulation, MARS3D, to underline different forcing effects on particles transport and to apprehend more significantly bacterial spreading problems at a regional scale.

Keywords: MARS3D modelling, Lagrangian tracking, residual current

Introduction

La Manche, mer épicontinentale peu profonde (< 65 m), est un carrefour géographique et économique important de l'Europe du Nord-Ouest. Les apports annuels d'eau douce en Manche sont de l'ordre de 25 km³ pour un bassin versant de 137 000 km², représentés par les 4 fleuves principaux de la région : la Seine, la Somme, la Canche et l'Authie (Fig.1).

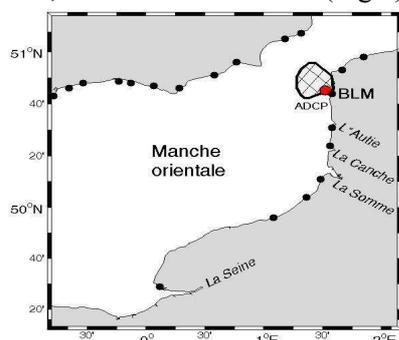


Fig. 1 La zone d'étude - Manche Orientale, avec le point de mesures ADCP (en rouge), les marégraphes (en noir) et la zone de mesures radar VHF (en hachuré).

Sous l'influence de la force de Coriolis, les apports fluviaux sont confinés le long des côtes. Les gradients de salinité ainsi créés sont à l'origine d'un courant côtier (en direction de la Mer du Nord) appelé « fleuve côtier » (Brylinski *et al.*, 1991). En raison de l'hydrodynamisme dû essentiellement à la marée, mais aussi aux vents, et en relation avec la faible profondeur de cette mer côtière, il y a une homogénéisation de la colonne d'eau selon les saisons. Les régimes complexes de mélange en zones côtières sont le résultat de processus physiques variés. L'importance du mélange et du transport horizontal dans ce type d'écoulement a été étudié par de nombreux auteurs combinant modélisation hydrodynamique et suivi particulaire. Le caractère hydrodynamique de la région a été déterminé comme étant très dispersif par endroit (Riddeninkhof et Zimmerman, 1990), et accumulatif à d'autres endroits. L'importance des courants résiduels pour caractériser la dispersion a été mise en évidence par Zimmerman, (1986) qui a montré que ces courants pouvaient considérablement affecter la longueur

d'excursion tidale et pouvaient générer des déplacements de particules passives chaotiques. Connaître l'hydrodynamisme de la Manche, en particulier le transport et la dispersion particulaire, est d'un intérêt général, que ce soit pour la pêche, la qualité de l'eau, les flux sédimentaires, ou la biologie marine. Le sujet a toujours suscité de nombreuses investigations de terrain (Lafitte *et al.*, 2000) et/ou de recherches numériques (Salomon *et al.*, 1995 ; Prandle *et al.*, 1986 ; Lefèvre *et al.*, 2003 ; Bailly du Bois and Dumas, 2005).

Les modèles hydrodynamiques permettent de simuler la dispersion de substances solubles avec des emprises et des résolutions spatiales variables. Couplés avec un modèle Lagrangien de transport, ils sont communément utilisés en océanographie côtière pour étudier les mécanismes régissant le transport d'organismes marins (Brown *et al.*, 2000 ; Jenkins *et al.*, 2000, Luettich *et al.*, 1999 ; Sentchev et Korotenko, 2004).

La méthode Lagrangienne barycentrique, mise au point par Salomon *et al.*, (1988), et appliquée en Manche, a permis de calculer sur de longues échelles de temps (plusieurs mois) le déplacement et la dilution de substances chimiques dans l'eau de mer. D'autres modèles ont été utilisés plus récemment pour étudier le transport des matières radioactives en Manche (Bailly du Bois et Dumas, 2005) ou le transport larvaire (Sentchev et Korotenko, 2007). Un des intérêts majeurs de tels modèles est d'autoriser des comparaisons directes entre les concentrations du matériel en suspension dans l'eau obtenues par simulation avec des résultats de mesures *in-situ*. Il est important de préciser des paramètres de calage d'un modèle hydrodynamique et de bonnes conditions aux limites (forçages) de manière à pouvoir reproduire le plus fidèlement possible la circulation dans le bassin. Pour être validés, les modélisateurs ont besoin des données de terrain ayant une étendue et une précision comparable à celles donné par le modèle.

En utilisant un ensemble de mesures physiques disponibles en Manche orientale, l'objectif de notre travail est de démontrer la pertinence de modélisation hydrodynamique dans le bassin et d'appliquer le modèle MARS-3D à l'étude de transport et de dispersion des traceurs passifs et, dans un second temps, du matériel pathogène tel que la bactérie *E. coli*.

Méthode

Dans notre étude, nous avons utilisé le modèle hydrodynamique MARS (Lazure, P., Dumas, F., 2007) en configuration régionale (Fig. 1), avec une résolution horizontale régulière de 1 km et 20 niveaux σ repartis sur la verticale de façon à permettre une résolution plus fine au voisinage du fond et de la surface. Aux frontières ouvertes du domaine (Fig. 1), le modèle utilise (a) les conditions limites (CL) en dénivellation pour la marée, générées à partir d'une archive des constantes harmoniques du SHOM (Leroy *et al.*, 2003), (b) les flux de chaleur et de salinité issus d'une autre configuration à plus grande emprise (modèle MANGA et ARPEGE Ifremer-Météofrance). En surface, le forçage comprend le vent ré-analysé, les flux de chaleur et d'eau douce issus des archives de Météofrance. Les débits de fleuves (constants ou variables dans le temps) sont introduits dans le modèle régional ainsi que le niveau moyen, spatialement variable.

La validation du modèle MARS 3D pour la région de Manche orientale a été réalisée sur la base de données marégraphiques du SHOM et de la banque de données de la International Hydrographic Bank (I.H.B) disponible dans 20 ports (Fig. 1), de bouées ARGOS, de mesures radar VHF (campagne ERMANO, 2003) et de mesures ADCP (2009/2010) au large de Boulogne/Mer. Le traitement des sorties du modèle, (analyse temporelle, analyse harmonique des séries de l'élévation de la surface libre) a montré une très bonne concordance avec les mesures (pourcentage d'erreur <6%). A titre d'exemple, nous présentons sur la figure 2 la variation de la surface de la mer au port de Boulogne/Mer reconstruite à partir des données marégraphiques du SHOM et simulée par le modèle.

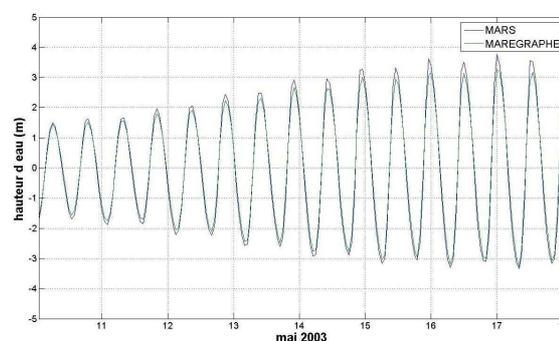


Fig. 2 Elévation du niveau de la mer enregistrée par les marégraphes à Boulogne sur mer (en vert) et simulée par le modèle (en bleu) du 10 au 20 mai 2003.

La confrontation des mesures courantométriques de surface réalisées dans le Pas de Calais en mai 2003 (Sentchev et Yaremchuk, 2007) avec les vitesses issues du modèle pour cette même période montre une similitude (Fig. 3) aussi bien pour la direction que pour la force de courants. L'écart type pour l'amplitude de courant est de l'ordre de 0.3 m/s pour la journée du 15 mai 2003. Nous avons réalisé d'autres types de validation, en utilisant des données lagrangiennes (bouées dérivantes), mesures de température et salinité, profils de vitesse de courant en un point (ADCP, Fig. 1), tous ont montré des résultats très encourageants.

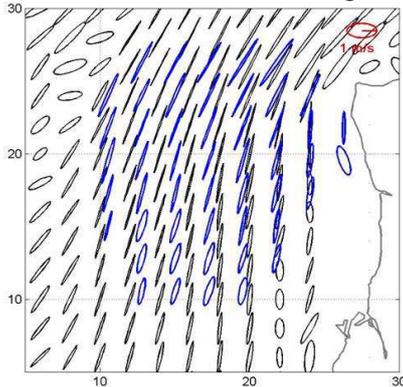


Fig. 3 Ellipses des courants de surface calculées par MARS3D (en noir) et mesurées par les radars (en bleu) pendant un cycle de marée, le 15 mai 2003.

La deuxième étape de notre travail consistait à réaliser des simulations du transport et de dispersions de traceurs passifs dans un champ de vitesses généré par le modèle en utilisant l'approche de suivi de particules Lagrangiennes. L'utilisation d'un module de transport Lagrangien Ichthyop (Lett, *et al.*, 2008) couplé avec le modèle hydrodynamique nous a permis d'atteindre cet objectif.

Une série de simulations a été réalisée pour la période de mai 2003, en utilisant des forçages différents du modèle. Nous nous focalisons seulement sur cinq configurations les plus intéressantes de notre point de vue. Elles comprennent (voir Fig.4) :

- 1 – uniquement le forçage par la marée (en bleu).
- 2 – forçage réaliste avec la marée, les apports fluviaux variables et le vent variable durant le mois de mai 2003, configuration dite "de référence" (en rouge).
- 3 – 500 m³/s pour l'ensemble de quatre fleuves principaux, et sans vent (en noir).

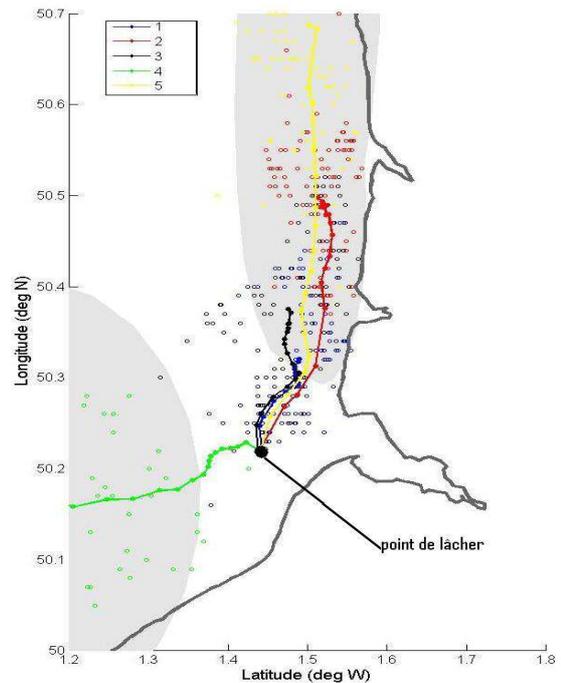


Fig. 4 Trajectoires de déplacement du barycentre d'un nuage de points pour les 5 configurations étudiées du 1 au 10 mai 2003. Le point de lâcher est situé en face de la Somme, Les points sur les trajectoires représentent la position du barycentre après chaque cycle de marée. Les ellipses représentent la dispersion effective en fin de suivi.

4 - marée et fort débit de fleuves (1500 m³/s) mais avec un vent de Nord-est, constant, de 6 m/s (en vert).

5 - marée et fort débit de fleuves (1500 m³/s) mais avec un vent de Sud-Ouest, constant, de 6 m/s (en jaune).

Une analyse des courants, de la circulation résiduelle du transport et de la dispersion de particules Lagrangiennes (particules passives) a été effectuée pour chacune des configurations (Fig. 4). Le lâché des particules a été fait en surface, face à l'estuaire de la Somme dans un rayon de 500m (Fig. 4).

Résultats

En comparant les résultats de différentes configurations, on constate que certains paramètres influencent fortement l'hydrodynamisme de la zone d'étude. Le vent (sa force et direction) est un paramètre très important pour la dérive du matériel localisé dans la couche de surface. Outre le transport qu'il induit, en fonction de sa direction par rapport à la côte, il peut générer un upwelling ou downwelling et produire ainsi une redistribution

de particules sur la verticale. Comme les vitesses de courant en surface et au voisinage de fond ne sont pas les mêmes, cela aurait des répercussions sur le transport lui-même et sur la dispersion des particules par l'effet de cisaillement de vitesse de courant. Nous avons quantifié le transport de particules par la position du centre de masse (barycentre) d'un nuage de particules relevée au bout de chaque cycle de marée. Les trajectoires de déplacement du barycentre pour de différentes configurations, 1 à 5, sont représentées sur la figure 4, ainsi que les paramètres synthétiques de dispersion au bout de 10 jours de suivi. Ces paramètres synthétiques, l'axe majeur, mineur et l'orientation des axes de dispersion, ont été calculés à partir des valeurs propres de la matrice de covariances des coordonnées de particules (Emery et Thomson, 1997). La longueur des demi-axes des ellipses (Fig.4) est égale à trois fois l'écart-type de distribution des particules par rapport au barycentre. Nous avons observé une grande différence dans la dispersion de particules en fonction du régime du vent : dispersion isotrope pour le vent de NE et très anisotrope (le long de la côte) pour le vent de SO (Fig.4).

L'intensité du débit des fleuves agit sur la dynamique côtière au travers la stratification des eaux plus au large ou l'homogénéisation de la colonne d'eau en zone peu profonde. De ce fait, on observe un régime hydrodynamique différent à la côte et au large (Sentchev et Korotenko, 2005). Cette différence se traduit par l'intensité du transport plus importante vers le nord et une dispersion accrue le long de la cote (Fig.4).

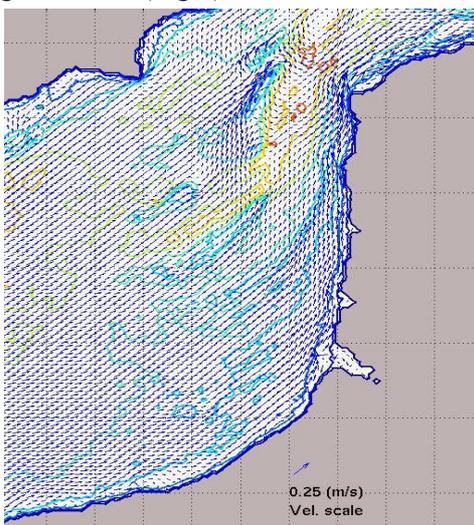


Fig. 5 Circulation résiduelle de surface pendant 10 jours dans la configuration dite « référence » (météorologie et débits fluviaux réels).

Pour appréhender d'avantage la circulation d'eau en région côtière le long de la côte Picarde et de la côte d'Opale il est important de considérer l'effet couplé de la marée (circulation barotrope) et des apports fluviaux (circulation barocline) sur l'hydrodynamisme (Simpson, 2007).

La turbulence engendrée par la marée favorise le mélange de la colonne d'eau alors que les apports d'eau douce ont tendance à stratifier la colonne d'eau et générer ainsi un courant côtier plus intense. Il convient donc de faire une distinction entre la dynamique des eaux du large et des eaux côtières soumises à des apports fluviaux.

La figure 5 montre l'intensification des courants résiduels dans une zone côtière, 10-15 km de large, soumise à l'effet de rejets d'eau douce. Les mesures radar de courants de surface effectuées en Pas de Calais (Sentchev et Yaremchuk, 2006) confirment nos résultats.

Nos simulations de suivi de particules indiquent une dérive vers le nord plus rapide en période de vive-eau que de morte-eau ce qui permet de confirmer que le marnage a un effet non négligeable sur l'intensité de la dérive (Fig. 4).

4 - Perspectives : La contamination fécale en zone côtière : caractérisation pour la modélisation

L'appariation de micro-organismes pathogènes dans l'eau de mer et /ou les coquillages, est directement liée aux rejets, anthropiques ou d'origine animale, d'eaux usées en zone côtière

(Metcalf, 1982). En raison du nombre de maladies touchant la population humaine ou animale, on peut penser que des pathogènes sont présents dans les eaux récréationnelles ou les coquillages. De plus, la présence d'entéro-virus humain (norovirus, astrovirus, rotavirus, hépatite A et de bactéries pathogènes (*Salmonella*, *Listeria monocytogènes*, *E coli*, *V. Cholera*, a été observée en zones côtières depuis longtemps (Colwell, 1978).

La présence de bactéries pathogènes dans l'environnement marin est le résultat de l'interaction de processus physiques, chimiques et bio-chimiques. Cependant, la plupart des micro-organismes ont un temps de vie limité lorsqu'ils sont en dehors de leur hôte mais les virus sont résistants et certaines bactéries ont élaboré des stratégies pour survivre, parfois des mois, dans un environnement hostile.

Pour réduire la pollution fécale, il faudrait apporter des réponses aux questions suivantes:

- D'où viennent les micro-organismes fécaux ?
- Comment peuvent-ils arriver en zone côtière et quelles sont les zones de transit et dépôt ?

Comment et combien de temps peuvent ils survivre dans l'eau salée ?

- Comment peut-on évaluer le risque de contamination vers l'homme?

Pour appréhender de façon numérique les problèmes de contamination microbienne, il convient de mettre en place un module bactériologique, intégrant, en plus des résultats hydrodynamiques (transport et dispersion), une fonction de décroissance bactérienne, comme par exemple, celle dérivée de la loi de Chick :

$$C_t = C_o \exp(K_{20} t \theta^{(T-20)})$$

Avec, C_o : la concentration de bactérie à $t=0$,

C_t : la concentration au temps t , K_{20} : le taux de mortalité à 20°C, en j^{-1} (la valeur de K_{20} dépend de l'intensité lumineuse reçu par la bactérie),

t : le temps d'exposition au soleil en jour,

θ : un facteur d'ajustement pour la température, habituellement égale à 1.07 (Thomann, *et al.*, 1987), et T : la température en degrés Celsius.

Il est important de préciser que les facteurs physiques de dilution réduisent la contamination microbienne environ 100 fois plus vite que la mortalité.

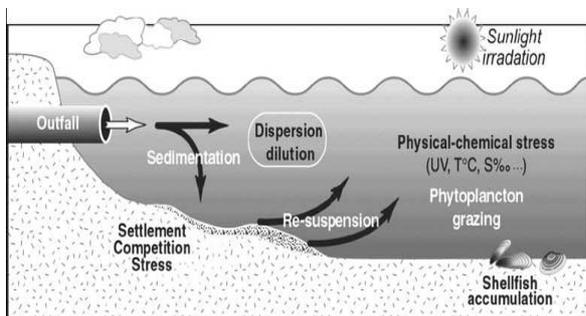


Fig. 6 Les forçages influençant le comportement microbien, Pompepu *et al.*, 2006)

Différents scénarios de contamination bactérienne seront simulés sous l'influence de différents forçages météorologiques et à différentes échelles de temps et d'espace.

Ainsi, notre travail permettra de dresser des cartes de zones potentiellement à risques suivant l'origine d'un événement météorologique combiné à l'hydrodynamisme du moment.

Conclusion

La représentation hydrodynamique de la zone, calculée par MARS 3D, est réaliste (erreur relative <6%), et la prise en compte de l'aspect tridimensionnel de la circulation est nécessaire.

L'utilisation de MARS3D, confirme l'existence d'un courant côtier, généré par l'interaction entre la marée et les apports d'eau douce, modulé selon un cycle de marée semi mensuel.

La haute résolution de MARS 3D apporte de nouvelles perspectives pour étudier de façon précise la variabilité de la circulation régionale en Manche, et analyser le transport et la dispersion de matériel en suspension.

Compte tenu de ses performances, le modèle MARS 3D semble être un outil approprié pour appréhender les problèmes de pollution microbienne en zone côtière, aux échelles de temps et d'espace qui nous intéressent.

Remerciements à l'Agence de l'Eau Artois- Picardie de financer mes recherches et à L'IFREMER pour son assistance technique.

Références bibliographiques:

- Bailly du Bois, P., Dumas, F., 2005. Fast hydrodynamic model for medium- and long-term dispersion in seawater in the English Channel and southern North Sea, qualitative and quantitative validation by radionuclide tracers. *Ocean Modelling* 9 (2), 169–210.
- Brylinksi, J.-M., Lagadeuc, Y., 1990. L'interface des eaux côtières / eaux du large dans le Pas de Calais: une zone frontale. *Comptes rendus de l'académie des sciences de Paris*, 535-540.
- Brown, C.A., Jackson, G.A., Brooks, D.A., 2000. Particle transport through a narrow tidal inlet due to tidal forcing and implications for larval transport. *Journal of Geophysical Research* 105 (C10), 24141-24156.
- Cesmat L., Fiandrino A., Derolez V., Serais O., Boudong C., Raymond M., Delichère S., Fang Z.-X. Escherichia coli Maximum Allowable Daily Loads (MADL): an environmental management tool for improving the microbiological quality of the lagoon water *Poster OMEGA Thau project*.
- Colwell, R.R., 1978. Bacteria and viruses, indicators of environmental changes occurring in estuaries. *Environ Int* 1, 223
- Emery, W.J., Thomson, R.E., 1997. Data Analysis

- Methods in physical oceanography. *Pergamon*, NY, 634p.
- Grant, S.B., Kim, J.H., Jones, B.H., Jenkins, S.A., Wasyl, J., Cudaback, C., Surf zone entrainment, along shore transport and human health implications of pollution from tidal outlets. *J. Geophys. Res.*, [Oceans], 2005, 110 (C10025), 1-20.
- Jenkins, G.P., Black, K.P., Hamer, P.A., 2000. Determination of spawning areas and larval advection pathways for King George whiting in South-eastern Australia using otolith microstructure and hydrodynamic modelling. *Marine Ecology Progress Series* 199, 231-242.
- Joordens, J.C., Souza, A.J., Riviera, J., Martinez, J., Smith, N., 2000. Remote radar measurement of shelfs currents off Largo, Florida, USA. *Estuarine, Coastal and shelf Science* 51, 301-325.
- Lafitte, R., Shimwell, S., Grochowski, N., Dupont, J.-P., Nash, L., Salomon, J.-C., Cabioch, L., Collins, M., Gao, S., 2000. Suspended particulate matter fluxes through Strait of Dover, English Channel: observations and modelling. *Oceanologica Acta* 23 (6), 687-700
- Lazure P., Dumas F., 2007. An external-internal model coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources* 31, 233-250.
- Lett, C., Verley, P., Mullon, C., Parada, C., Brochier, T., Penven, P., Blanke, B., (2008) A Lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics. *Environ Modell Softw* 23:1210-1214
- Lefebvre, A., Ellien, ., Davoult, D., Thiebault, E., Salomon, J.C., 2003. Pelagic dispersal of the brittle-star *Ophiotrix fragilis* larvae in a megatidal area (English Channel, France) examined using an advection/diffusion model. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57 (3), 421-433.
- Leroy, R., Simon, B., 2003. Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le golf de Gascogne. *SHOM*, rapport d'étude n° 002/03.
- Luetlich, R.A., Hench, J.L., Fulcher, C.W., Werner, F.E., Blanton, B.O., Churchill, J.H., 1999. Barotropic tidal and wind-driven larval transport in the vicinity of a barrier island inlet. *Fisheries and Oceanography* 8 (suppl. 2) 190-209.
- Metcalf, T.G., 1982. Virus in shellfish-growing waters. *Environ Int* 7, 21-27.
- Prandle, D., Ballard, G., Flatt, D., Harrison, A.J., Johnes, S.E., Knight, P.J., Losh, S., MacManus, J., Player, R., Tappin, A., 1996. Combining modelling and monitoring to determine fluxes in water, dissolved and particulate metals through the Dover strait. *Continental Shelf Research* 14, 531-545.
- Riddenrinkhof and Zimmerman, J.T.F., 1990. Mixing processes in a numerical model for the channel and Southern North Sea. Part B: transit time and transfer function from Cap de la Hague. *Journal of Marine Systems* 6 (5-6), 515-527.
- Salomon, J.C., Breton, M., Guegueniat, P., 1995. A 2D long term advection-dispersion model for the Channel and southern North Sea. Part B: transit time and transfer function from Cap de la Hague. *Journal of Marine Systems* 6 (5-6), 515-527).
- Sentchev A, Korotenko K, (2005) Dispersion processes and transport pattern in the ROFI system of the eastern English Channel derived from a particle-tracking model. *Cont Shelf Res* 25:2294–2308.
- Sentchev, A., Yaremchuk, M., 2007. VHF radar observations of surface currents off the northern Opal Coast in the eastern English Channel *Cont Shelf Research* 27 (2007), 2449-2464.
- Simpson, J.H., 1997. Physical processes in the ROFI regime. *Journal of Marine Systems* 12, 3-15.
- Thomann, R. V., Mueller, J. A., Principles of surface Water Quality and Control; *Harper Collins*: New York, 1987.
- Zimmerman, J.T.F., 1986. The tidal Whirlpool: a review of horizontal dispersion by tidal and residual currents. *Netherlands Journal of Sea Research* 20, 133-154.