



**HAL**  
open science

# Dynamique des matières en suspension minérales des eaux de surface de la Manche observée par satellite et modélisée numériquement

Aurélie Rivier

► **To cite this version:**

Aurélie Rivier. Dynamique des matières en suspension minérales des eaux de surface de la Manche observée par satellite et modélisée numériquement. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2013. Français. NNT : 2013BRES0056 . tel-01016236

**HAL Id: tel-01016236**

**<https://theses.hal.science/tel-01016236>**

Submitted on 29 Jun 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.

# UBO

université de bretagne  
occidentale



**THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE**

*sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne*

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE**

*Mention : Océanographie Physique*

**École Doctorale des Sciences de la Mer**

présentée par

**Aurélie Rivier**

Préparée au sein du laboratoire  
DYNECO/PELAGOS à l'IFREMER  
et du LGCE au CETMEF

## Dynamique des matières en suspension minérales des eaux de surface de la Manche observée par satellite et modélisée numériquement



**Thèse soutenue le 4 juillet 2013**

devant le jury composé de :

**David BOWERS**

Professeur, Université de Bangor / *Rapporteur*

**Alain COLIN DE VERDIERE**

Professeur, Université de Bretagne Occidentale / *Président*

**Francis GOHIN**

Chercheur, IFREMER / *Co-encadrant de thèse*

**Nicolas GUILLOU**

Ingénieur de recherche, CETMEF / *Co-encadrant de thèse*

**Christel PINAZO**

Maître de conférences, Aix-Marseille Université / *Rapporteur*

**Richard SANTER**

Professeur, Université du Littoral Côte d'Opale / *Examineur*

Invité

**Georges CHAPALAIN**

Directeur de recherche, CETMEF / *Directeur de thèse*



# Remerciements

Ce travail n'aurait pas été possible sans la participation de nombreuses personnes que je souhaite remercier.

Je remercie Monsieur le Président-Directeur Général de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), Monsieur le Directeur du Centre IFREMER de Bretagne et Monsieur le Directeur du Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales (CETMEF) pour le financement de ce travail et l'accueil au sein de leurs organismes.

Je tiens à remercier mes encadrants Georges Chapalain, directeur de thèse, Francis Gohin et Nicolas Guillou, co-directeurs. Je remercie Georges Chapalain d'avoir accepté de diriger cette thèse et pour les conseils qu'il m'a prodigués tout au long de ces 3 années. Je remercie Francis Gohin, qui m'a présenté ce sujet de thèse et m'a donné envie de découvrir l'imagerie satellite, pour son encadrement, sa confiance et son optimisme. Je remercie Nicolas Guillou pour sa disponibilité lors du suivi de cette thèse et son aide pour la modélisation. Nos rendez-vous du vendredi ont été très constructifs.

Je remercie Madame Christel Pinazo et Monsieur David Bowers, qui ont accepté de rapporter ce travail, pour leurs commentaires constructifs qui ont permis d'améliorer ce manuscrit. Je remercie également Messieurs Richard Santer et Alain Colin de Verdière d'avoir accepté de faire partie du jury.

Je remercie Philippe Bryère et Caroline Pétus qui m'ont aidée dans la partie concernant le traitement des données satellite.

Je remercie Messieurs Sylvain Ouillon, Fabrice Ardhuin et Bruno Zakardjian

---

pour leurs conseils lors de mon comité de thèse.

Je remercie les programmes CHARM III et FLUMSED qui ont financé mes missions et m'ont permis de participer à des campagnes de mesures et à des conférences internationales où j'ai pu présenter mes travaux. Je remercie également les programmes PREVIMER et IOWAGA d'avoir fourni les données nécessaires à la modélisation (houles, vents) ainsi que le SONEL, le REFMAR et le BODC pour la mise à disposition de données marégraphiques. Ce travail n'aurait pas été possible sans le calculateur CAPARMOR.

Je souhaiterais également remercier les personnes qui m'ont permis de découvrir l'expérimentation sur le terrain. C'est pourquoi je remercie les responsables et participants des campagnes PHYTOPAM II et III (Camille Napoléon, Liliane Fiant, Pascal Claquin, Juliette Fauchot, Virginie Raimbault) et APERHOS (Romain Le Gendre, Frank Maheux, Benjamin Simon, Emilie Rabiller, Mathilde Schapira, Sylvaine Françoise, Olivier Pierre-Duplessix). Je remercie également Erwann Le Gall et Michel Lunven de l'IFREMER, Eric Duvieilbourg du LEMAR et Antoine Douchin du CETMEF qui ont préparé le matériel de mesures.

Merci à Camille Napoléon d'avoir partagé les mesures des campagnes qu'elle a effectuées en Manche tout au long de sa thèse à l'Université de Caen.

Je remercie l'ensemble des membres de l'équipe PELAGOS de l'IFREMER que j'ai côtoyé durant ces 3 années, que ce soit les permanents, les doctorants, les contractuels et les stagiaires, pour leur grande disponibilité, leur bonne humeur et leurs encouragements. Un remerciement particulier pour Marc avec qui j'ai partagé mon bureau.

Je remercie les membres du LGCE du CETMEF. J'ai partagé le bureau avec plusieurs d'entre eux. Merci pour leur aide et leur soutien.

Je remercie Fabrice et Yvonne pour leur relecture attentive de ce manuscrit.

J'adresse mes remerciements aux éditeurs Elsevier et Springer, au SHOM et à Madame Marguerite Breton pour leur autorisation de reproduire certains docu-

ments dans ce manuscrit.

Enfin, je souhaite remercier mon entourage. Je remercie JB, qui m'a accompagnée pendant ces 3 années de thèse, et mes amies, présentes pour beaucoup depuis longtemps. Je tiens à exprimer ma reconnaissance à ma famille pour leur présence à mes côtés et leur soutien indéfectible. Cette thèse n'aurait pas été possible sans la confiance qu'ils m'ont toujours donnée. Merci à ma mère, mon père, Benoît, Damien, Manon, Fabrice et Klervi. Merci également à eux de s'être occupés de l'organisation de mon pot de thèse. Pour finir, merci à mon neveu Kaourantin et à ma filleule Erell de m'avoir apporté du bonheur au cours de cette thèse.



# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Observation satellite de la dynamique des MES non-algales en surface</b>	<b>17</b>
2.1	Introduction . . . . .	18
2.2	Matériels . . . . .	19
2.2.1	Images MODIS et MERIS . . . . .	19
2.2.2	Images interpolées MODIS/MERIS . . . . .	24
2.2.3	Climatologies mensuelles de MES non-algales et de Chl-a . .	24
2.2.4	Paramètres physiques . . . . .	26
2.2.4.1	Marée . . . . .	26
2.2.4.2	Vagues . . . . .	26
2.3	Méthode . . . . .	30
2.3.1	Analyse statistique par corrélogramme des images satellite .	30
2.3.2	Modèles statistiques d'estimation de MES . . . . .	31
2.3.2.1	Modèle fonction de la marée et de la MES moyenne	31
2.3.2.2	Modèle fonction de la marée et des vagues . . . . .	31
2.3.2.3	Modèle fonction de la marée, des vagues et d'un indicateur saisonnier . . . . .	32
2.4	Résultats . . . . .	33
2.4.1	Correlogrammes . . . . .	33
2.4.2	Application des modèles statistiques . . . . .	33
2.5	Discussions . . . . .	42
2.5.1	Influence de la marée, des vagues et de l'indicateur saisonnier	42
2.5.2	Estimation des MES à une échelle régionale . . . . .	43
2.5.3	Limites de l'approche . . . . .	45
2.6	Conclusions . . . . .	51



<b>3</b>	<b>Modélisation numérique hydrosédimentaire tridimensionnelle</b>	<b>53</b>
3.1	Introduction . . . . .	54
3.2	Description du modèle . . . . .	59
3.2.1	Hypothèses générales . . . . .	59
3.2.2	Modélisation de la circulation . . . . .	61
3.2.2.1	Equations moyennes . . . . .	61
3.2.2.2	Mélange vertical . . . . .	62
3.2.2.3	Mélange horizontal . . . . .	63
3.2.2.4	Conditions aux limites verticales . . . . .	63
3.2.2.5	Conditions aux limites latérales . . . . .	66
3.2.2.6	Résolution numérique . . . . .	67
3.2.3	Modélisation du transport sédimentaire en suspension . . . . .	69
3.2.3.1	Equations d'advection-diffusion 3D . . . . .	69
3.2.3.2	Conditions aux limites verticales . . . . .	70
3.2.3.3	Discrétisation du lit sédimentaire et évolution . . . . .	74
3.2.3.4	Conditions aux limites latérales . . . . .	78
3.2.3.5	Influences saisonnières . . . . .	78
3.2.3.6	Résolution numérique . . . . .	83
3.2.4	Conditions de simulation . . . . .	85
3.2.4.1	Emprises et discrétisations . . . . .	85
3.2.4.2	Lit sédimentaire . . . . .	85
3.2.4.3	Forçages . . . . .	87
3.2.4.4	Influences saisonnières . . . . .	93
3.2.4.5	Conditions initiales . . . . .	93
3.2.4.6	Période de simulation . . . . .	93
3.2.4.7	Configurations testées . . . . .	93
3.3	Applications du modèle . . . . .	95
3.3.1	Résultats de la configuration de base . . . . .	95
3.3.1.1	Hydrodynamique . . . . .	95
3.3.1.2	Matière en suspension . . . . .	99
3.3.1.3	Conclusions . . . . .	107
3.3.2	Sensibilité aux conditions limites en MES . . . . .	108
3.3.2.1	Comparaisons spatiales pour différentes conditions hydrodynamiques . . . . .	108
3.3.2.2	Comparaison temporelle de l'écart . . . . .	112

3.3.2.3	Comparaisons spatiales de l'écart par saison . . . . .	113
3.3.2.4	Limites . . . . .	117
3.3.2.5	Conclusions . . . . .	119
3.3.3	Prise en compte des influences saisonnières . . . . .	120
3.3.3.1	Comparaisons des configurations V3 et V5 . . . . .	120
3.3.3.2	Confrontation du modèle V5 aux données satellite .	127
3.3.3.3	Confrontation du modèle V5 aux mesures SRN . .	130
3.3.3.4	Limites de l'approche . . . . .	130
3.3.3.5	Conclusions . . . . .	135
3.4	Exploitation du modèle et interprétations . . . . .	136
3.4.1	Influences respectives du courant et de la houle . . . . .	136
3.4.1.1	Étude des contraintes maximales sur le fond . . . . .	136
3.4.1.2	Répartition spatiale de la MES en fonction des for- çages de marée et de houle . . . . .	137
3.4.1.3	Réponse en MES à différentes directions de houles	142
3.4.2	Composition de la MES de surface . . . . .	151
3.4.3	Dynamique temporelle de la MES en Manche . . . . .	155
3.4.3.1	Variabilité à l'échelle d'une journée . . . . .	155
3.4.3.2	Variabilité à l'échelle du cycle morte-eau/vive-eau .	158
3.4.3.3	Variabilité autour d'un épisode de houle . . . . .	162
3.4.4	Dynamique de la MES près de l'île de Wight . . . . .	164
3.4.4.1	Condition de marée dominante . . . . .	164
3.4.4.2	Condition de houle dominante . . . . .	165
3.4.4.3	Action combinée de la marée et de la houle . . . . .	168
3.4.4.4	Conclusions . . . . .	170
3.5	Conclusions . . . . .	172
 <b>4 Conclusions</b>		 <b>175</b>
 <b>Bibliographie</b>		 <b>181</b>
 <b>Table des figures</b>		 <b>198</b>
 <b>Liste des tableaux</b>		 <b>207</b>



# Résumé

L'étude des matières en suspension (MES) minérales est essentielle pour comprendre le fonctionnement des écosystèmes en Manche : les MES influencent la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau, paramètre clé pour la production biologique, et sont susceptibles de transporter des polluants et nutriments. Lors de ce travail, la dynamique des MES minérales de surface en Manche est étudiée à l'aide de deux méthodes complémentaires : l'observation par satellite et la modélisation numérique tridimensionnelle.

Dans un premier temps, les images satellite MODIS et MERIS, traitées par l'algorithme semi-analytique développé par l'IFREMER et représentant les MES non-algales de surface, sont analysées afin d'élaborer trois modèles statistiques permettant d'estimer la MES de surface en fonction de variables basiques telles que le coefficient de marée, la hauteur significative des vagues et la concentration moyenne en chlorophylle-a. Dans un deuxième temps, le modèle hydrosédimentaire multiclasse tridimensionnel ROMS (Regional Ocean Modeling System) est implémenté en Manche. Il prend en considération le forçage par la marée aux frontières ouvertes, la contrainte exercée par le vent à la surface de la mer, l'interaction houle-courant en couche limite de fond et l'hétérogénéité spatiale réaliste du lit sédimentaire. Les résultats du modèle statistique le plus sophistiqué sont également utilisés pour forcer la concentration en MES aux frontières ouvertes du domaine de calcul. Des tests de sensibilité sur les conditions limites montrent l'importance de considérer de manière réaliste les sédiments entrant en Manche par les frontières ouvertes lors de la modélisation numérique. L'influence de la biologie sur les MES minérales est testée en utilisant une formulation de la vitesse de chute et de la contrainte critique d'érosion variant saisonnièrement.

Grâce à ces deux outils associés, les influences respectives de la marée, de la

houle et de la biologie sur les MES minérales sont mises en avant et localisées en Manche. Le modèle numérique prédit que les MES de surface sont composées principalement de silts (>70%). Les silts en suspension en surface proviennent majoritairement du lit sédimentaire près des côtes en Manche orientale et des frontières ouvertes du domaine de calcul à l'ouest de la presqu'île du Cotentin et au large en Manche centrale et orientale. Les variations des MES de surface sont ensuite étudiées aux échelles des cycles de marée semi-diurnes, vive-eau/morte-eau et autour d'un épisode de houles. Enfin, l'évolution de la concentration de sédiments dans la zone de forte turbidité autour de l'île de Wight peut être analysée suivant les conditions hydrodynamiques afin d'évaluer les rôles respectifs des processus locaux d'érosion/dépot et d'advection dans la génération de ces turbidités remarquables.

### **Mots-clés**

Matière en suspension, télédétection, satellite, modélisation, Manche, sédiments, turbidité, marée, houle

# Abstract

Study of mineral suspended particulate matter (SPM) is essential to understand ecosystem dynamics. SPM influences light penetration which is closely related to primary production and carries pollutants and nutrients within the water masses. This work aims to study near-surface mineral SPM dynamics in the English Channel using two complementary methods : remote-sensing by satellites and numerical modelling.

Firstly, MODIS and MERIS satellite images processed by the IFREMER semi-analytical algorithm and describing non-algal SPM, are analysed to build three statistical models which are able to estimate near-surface SPM using simple variables, e.g., tidal coefficient, significant wave height and mean chlorophyll-a concentration. Secondly, the three-dimensional hydrosedimentary model ROMS (Regional Ocean Modeling System) is applied in the English Channel. It considers tidal forcing along open boundaries, wind stress at the sea-surface, wave-current interactions in the bottom boundary layer and realistic heterogeneous bottom sediments. Results of the more sophisticated statistical model is also used to impose SPM concentrations at open boundaries. Sensitivity tests on SPM boundary conditions show the importance of prescribing realistic sediment concentrations to improve the model predictions. Biological influences on mineral SPM are also tested using settling velocity and critical shear stress for erosion which vary with seasons.

Both statistical and numerical models highlight and locate respective influences of tide, waves and biology on mineral SPM. Numerical predictions indicate that near-surface SPM is mainly composed of silts (>70%). Near-surface suspended silts come largely from seabed resuspension alongshore in the Eastern Channel and from the open boundaries of our limited-area coastal model at the West of Cotentin Peninsula and offshore. Near-surface SPM variations are investigated at

semi-diurnal, neap-spring tidal cycle time scales and during a wave event. Finally, dynamics of sediments in the turbidity maximum zone around the Isle of Wight is examined depending on hydrodynamical conditions in order to distinguish the role played by advection and local erosion/settling processes in this area.

### **Keywords**

Suspended particulate matter, satellite, remote-sensing, modelling, English Channel, sediments, turbidity, tide, wave

# Chapitre 1

## Introduction

### Contexte général

Les matières en suspension (MES) présentes dans la colonne d'eau, qu'elles soient minérales ou organiques, ont un fort impact sur le fonctionnement des écosystèmes côtiers. Les MES minérales influencent la pénétration de la lumière, déterminante pour la production primaire et l'activité biologique (Davies-Colley et Smith, 2001). Elles peuvent également absorber certains polluants et éléments nutritifs dissous qu'elles convoient et qu'elles sont ensuite capables de relarguer (Aldridge et al., 2003; Bergamasco et al., 2003; Niemistö et al., 2009). Les mouvements sédimentaires contrôlent l'évolution de la nature et de la morphologie des fonds marins et des côtes. Ainsi, une meilleure connaissance de la distribution spatio-temporelle des MES permettra d'améliorer la compréhension de la dynamique des écosystèmes.

Les MES particulières (par définition d'un diamètre supérieur à  $45 \mu\text{m}$ ) minérales présentes en zones côtières résultent principalement des apports fluviaux, de l'érosion côtière et de la production biologique (*e.g.* calcite). La présente étude s'intéresse à la dynamique de ces MES en termes d'advection et de dispersion dans la masse d'eau, et de mise en suspension et de dépôt sur les fonds de la plate-forme continentale de la Manche, mer épicontinentale canalisée au nord par les côtes anglaises et au sud par les côtes françaises. La profondeur n'y excède la centaine de mètres qu'au niveau de la fosse centrale et en entrée de Manche occidentale (Figure 1.1). Globalement, le bassin occidental est plus profond que le bassin oriental. La Manche se caractérise par des zones de forts marnages, dépassant 10 m dans le



Golfe Normand-Breton, et de puissants courants de marée (Figure 1.2), maximaux en Manche centrale, entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight (Salomon et Breton, 1993). Des recirculations à proximité des caps et des îles constituent aussi des zones de dispersion et de rétention à l'origine de structures de MES visibles de l'espace (Menesguen et Gohin, 2006). La circulation résiduelle due à la marée, étudiée par Salomon et Breton (1993), conduit à un transit des masses d'eau venues de l'Atlantique vers la Mer du Nord (Figure 1.3). Le vent, principalement de secteur sud-ouest en Manche, participe également à ce déplacement des masses d'eau. Le temps de transit entre le méridien passant par Roscoff et le détroit du Pas de Calais est estimé à 15 mois par Salomon et al. (1993). En plus de la marée et des vents, la Manche est soumise aux houles venant principalement d'ouest (Météo-France, 1991), ainsi qu'aux vagues locales qui participent à la mise en suspension des sédiments de fond. La gamme de ces derniers est étendue puisqu'elle va des sables fins vaseux en fond de baie et aux abords des estuaires aux cailloutis en Manche centrale (Cabioch et al., 1977; Vaslet et al., 1979; Larssonneur et al., 1982) où règnent de forts courants de marée (Figure 1.4).

La Manche est une zone d'une grande richesse biologique, tant en quantité qu'en qualité. De nombreuses espèces de poissons, crustacés et mollusques y sont présentes. La Manche abrite par exemple d'importantes zones d'alimentation, de ponte et de nourricerie et est une voie de migration pour les poissons, oiseaux et mammifères marins. Cependant la Manche est fortement anthropisée, notamment par le transport maritime, les activités de pêche et de conchyliculture, le tourisme, l'extraction de granulats, les captages et rejets d'installations industrielles (*e.g.*, centrales nucléaires), les rejets urbains et les futurs parcs de dispositifs de récupération d'énergies marines renouvelables (EMR) et présente de forts enjeux économiques. De ce fait, les intérêts sociaux-économiques et écologiques sont conflictuels et nécessitent une connaissance approfondie du milieu afin de gérer de manière optimale les écosystèmes. Pour cela, des projets de surveillance de la qualité des eaux et de l'intégrité des ressources sont mis en place. Au niveau européen, la Directive Cadre Eau (DCE) et la Directive Cadre Stratégie pour le Milieu Marin (DCSMM) étudient les risques d'eutrophications des eaux. La DCE se concentre sur les masses d'eau côtières et son objectif est d'atteindre d'ici 2015 un bon état écologique des masses d'eau. La DCSMM est élargie à l'ensemble des sous-régions marines et s'intéresse également à la turbidité de l'eau, à la chaîne trophique et à la

biodiversité. Elle vise à prendre les mesures nécessaires pour réaliser ou maintenir un bon état écologique du milieu marin d'ici l'horizon 2020. Le programme de recherche européen CHARM III (CHannel integrated Approach for marine Ressource Management, 2009-2012) est un exemple d'étude intégrée et pluridisciplinaire de la Manche, comme le furent les programmes européens MAST avec FLUXMANCHE I (1990-1993) et II (1994-1996).

## Diverses méthodes d'investigation

Il existe trois grandes méthodes d'investigation de la dynamique des MES : la mesure *in situ*, la mesure par télédétection (aéroportée et satellite) et la modélisation numérique.

*La mesure in situ* est soit directe, soit indirecte. La mesure directe consiste à prélever un volume d'eau, à le filtrer, à sécher et peser le résidu du filtre pour accéder à la concentration volumétrique de MES. La calcination du résidu permet en outre de déterminer les fractions minérales et organiques. Les mesures indirectes, optiques ou acoustiques, requièrent une calibration soit *in situ* sur la base de mesures directes, soit en laboratoire. Cette étape est souvent difficile car la réponse des capteurs est multifacteur (nature, forme et distribution de taille des particules en suspension, teneur et nature des matières organiques dissoutes colorées). Une fois la calibration effectuée, elles sont aisées et rapides et peuvent être multipliées pour appréhender la variabilité. Ces mesures ne permettent pas d'extraire les fractions minérales et organiques.

Les principales mesures *in situ* disponibles en Manche sont acquises lors de campagnes de mesures impliquant des navires scientifiques, par des réseaux de stations côtières pérennes et enfin par l'utilisation de navires d'opportunité (ferries).

Les campagnes scientifiques ont apporté les premiers éléments de connaissances sur la répartition des MES de surface en Manche. La majorité d'entre-elles, qui dure de quelques jours à quelques semaines, concerne des zones restreintes, situées à proximité des côtes. Citons par exemple les campagnes effectuées le long du littoral de la côte d'Opale ESPRIS'97 au large d'Hardelot (Chapalain et al., 1999), MEMPHYS'98 et MEMPHYS'99 au large de Merlimont (Chapalain et Thais, 2000), DIVERFLUX au large de Wimereux (dans Guillou, 2007), la campagne SED-

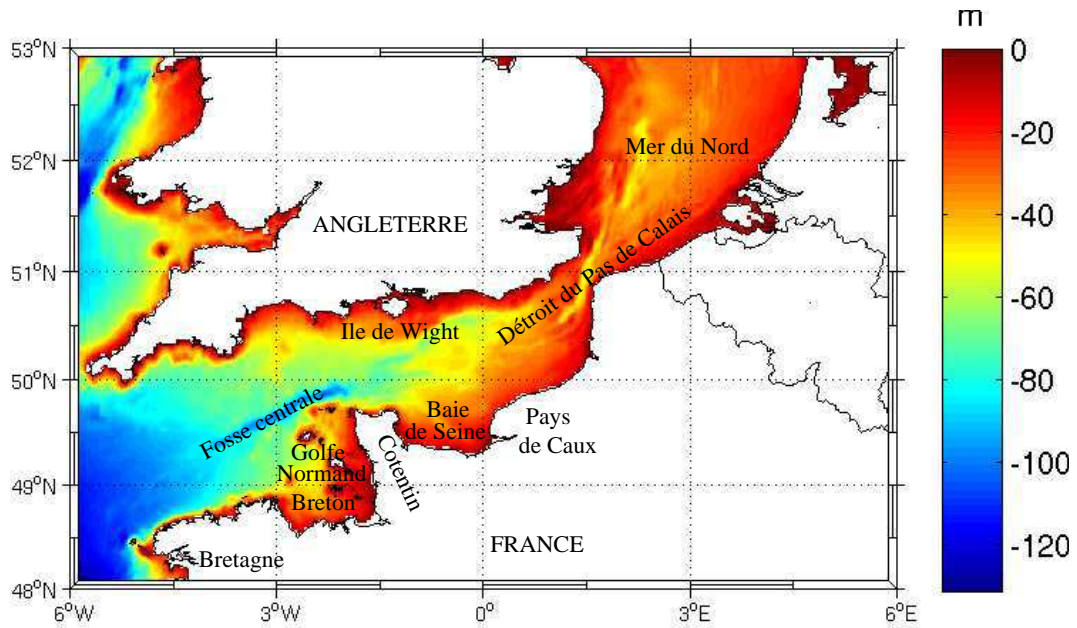


Figure 1.1 — Bathymétrie (m) de la Manche et ses abords.

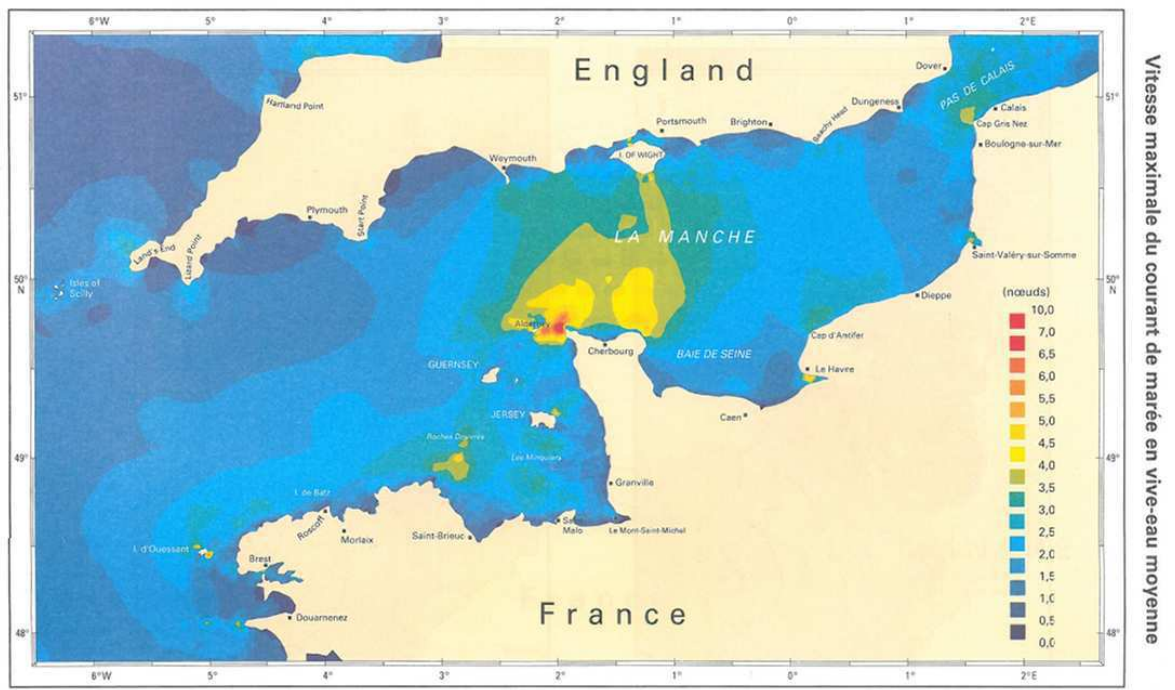


Figure 1.2 — Vitesse maximale du courant de marée moyenné sur la verticale (exprimé en noeuds) en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) simulé par le SHOM (d'après SHOM, 2000). 1 noeud=0,51 m.s<sup>-1</sup>. Extrait de l'atlas de courant de marée 56\_ 4UJA du SHOM. Autorisation n°420/2013. Reproduction des prédictions de marées du SHOM non vérifiée par le SHOM et réalisée sous la seule responsabilité de l'éditeur.

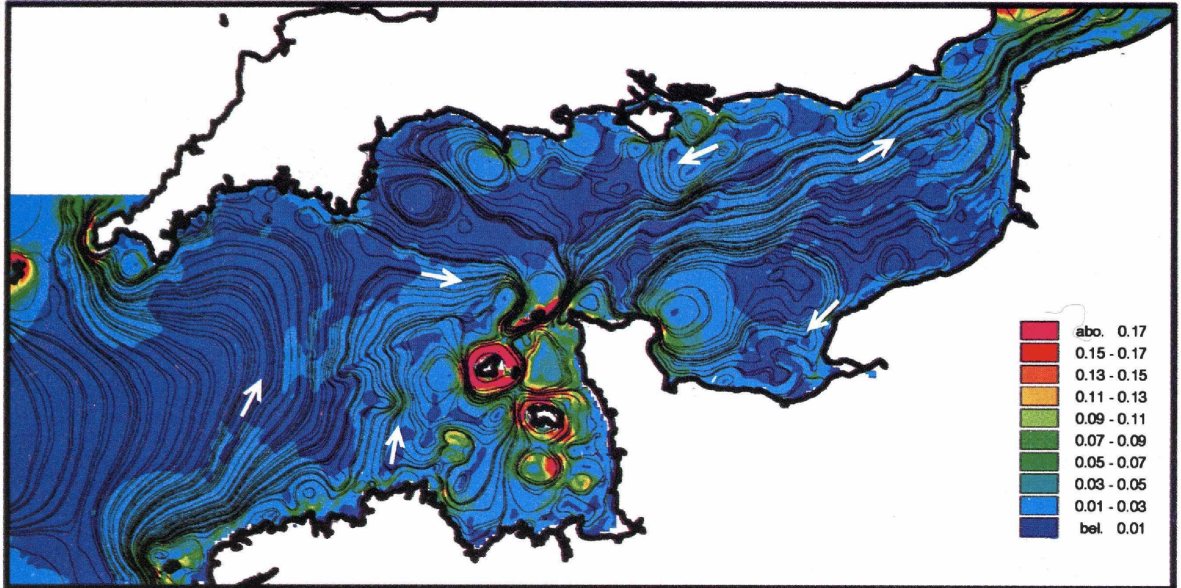


Figure 1.3 — Trajectoires et intensités des courants ( $\text{m.s}^{-1}$ ) résiduels lagrangiens pour une marée de vive-eau, sans vent (Salomon et Breton, 1993). Les flèches indiquent le sens de ces courants.

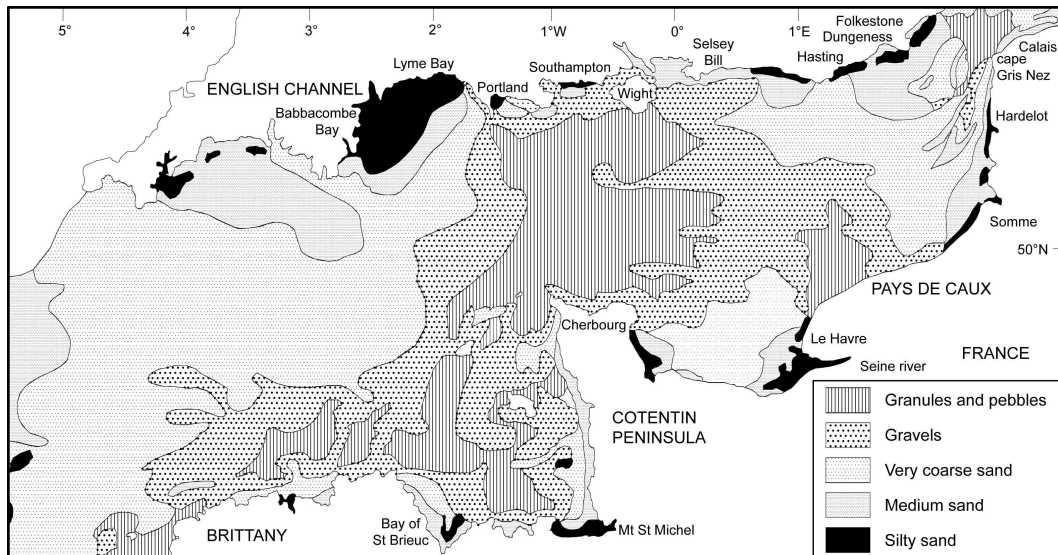


Figure 1.4 — Répartition spatiale des sédiments superficiels en Manche (Guillou et Chapalain, 2010, d'après Larsonneur et al., 1982 dans Salomon, 1991 ; avec la permission d'Elsevier).

HETE dans le golfe Normand-Breton (Blanpain, 2009; Blanpain et al., 2009) et les campagnes en Baie de Seine (GIP Seine-Aval). Lubac et Loisel (2007) ont réalisé durant le printemps et l'été 2004 des mesures de MES et de paramètres optiques des eaux littorales entre les embouchures de la Seine et de l'Escaut.

Eisma et Kalf (1979, 1987) ont mesuré de manière directe la concentration de MES, en surface et au fond, en Mer du Nord et en Manche orientale en situations hivernales et estivales de 1978 à 1980. Les cartes de MES produites mettent en évidence un gradient négatif de la côte vers le large, ainsi qu'une variabilité saisonnière, avec des concentrations plus élevées en hiver qu'en été, et une variabilité inter-annuelle avec des concentrations plus fortes en janvier 1980 qu'en janvier 1978.

Dans le cadre des programmes FLUXMANCHE I et II, des mesures directes de la concentration de MES sur la verticale ont été entreprises à grande échelle, et donc aussi au large, en diverses stations à travers le détroit du Pas de Calais (FLUXMANCHE I), le long du transect Presqu'île du Cotentin et île de Wight (FLUXMANCHE II) et disséminées en Manche centrale et Manche orientale (*e.g.*, Lafite et al., 1992; Velegarakis et al., 1996; Ismaïli et al., 1999; Velegarakis et al., 1999). La figure 1.5 montre la concentration de MES des eaux de surface interpolée en septembre 1994. Le gradient négatif de concentration côte-large y est confirmé. Les concentrations les plus fortes sont relevées aux abords de l'île de Wight et le long du Pays de Caux. Des mesures de MES effectuées à une fréquence mensuelle à bimestrielle le long du transect Cotentin-Wight (Figure 1.6) permettent d'étudier leur évolution spatio-temporelle. Des concentrations plus élevées de MES sont retrouvées le long des côtes avec des valeurs plus fortes du côté anglais. Le cycle saisonnier se caractérise par des concentrations maximales en hiver et minimales en été. Les différences entre les concentrations mesurées en septembre 1994 et 1995 confirment l'existence d'une variabilité interannuelle. Des analyses complémentaires de la distribution de tailles des particules sédimentaires à l'aide d'un Multisizer Coulter Counter ont été réalisées et ont montré que les MES sont plus grossières au large et de diamètres plus importants côté français que côté anglais (Velegarakis et al., 1999). Les particules de diamètre d'environ 10  $\mu\text{m}$  sont prépondérantes près des côtes anglaises, principalement en hiver, alors qu'aux autres points la distribution granulométrique est plate.

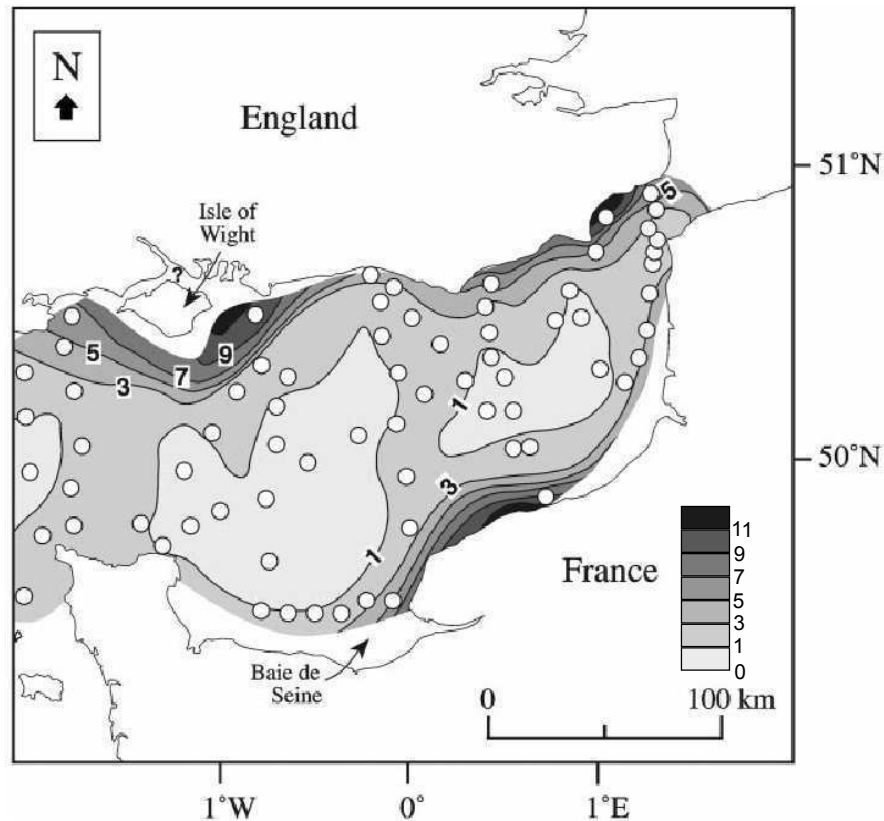
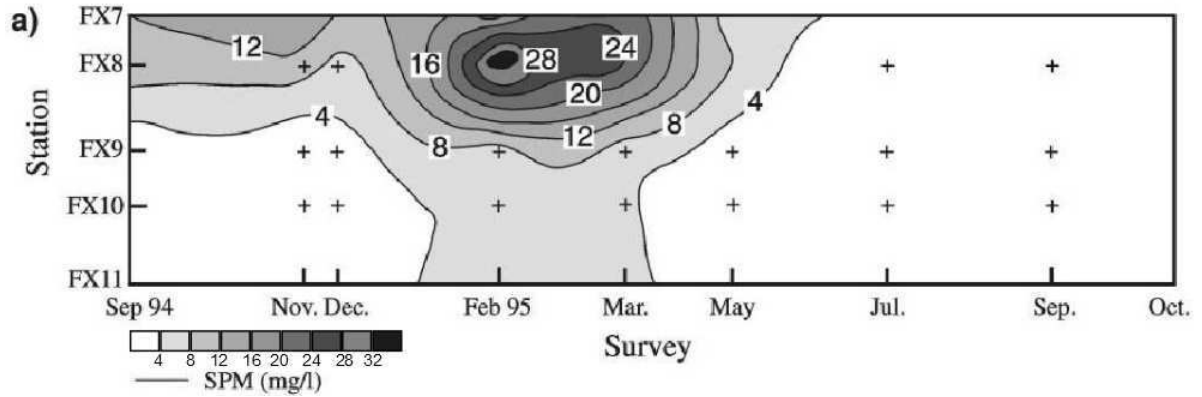


Figure 1.5 — Champ de concentration en MES (en  $\text{mg.l}^{-1}$ ) des eaux de surface interpolé à partir des mesures effectuées début septembre 1994 aux stations FLUX-MANCHE II (localisées par o)(d'après Velegrakis et al., 1999, avec la permission d'Elsevier).

Les principaux réseaux français de stations de mesures côtières pérennes en Manche sont le Réseau de Surveillance du Phytoplancton et des Phycotoxines (REPHY), mise en place par l'IFREMER, et le Service d'Observation en Milieu Littoral (SOMLIT) du CNRS/INSU. Le REPHY inclut le SRN (Suivi Régional des Nutriments) et le RHLN (Réseau Hydrologique du Littoral Normand), financés respectivement par l'Agence de l'eau Artois-Picardie et l'Agence de l'eau Seine-Normandie. Les deux réseaux acquièrent des mesures directes manuelles de MES et/ou indirectes automatisées de turbidité. La concentration en MES totale est mesurée aux stations SOMLIT et les stations REPHY fournissent généralement la turbidité, mises à part les stations du SRN où les concentrations en MES minérales et organiques sont également mesurées. Le tableau 1.1 synthétise les caractéristiques des stations côtières mesurant la concentration en MES. Ainsi, ces



b)

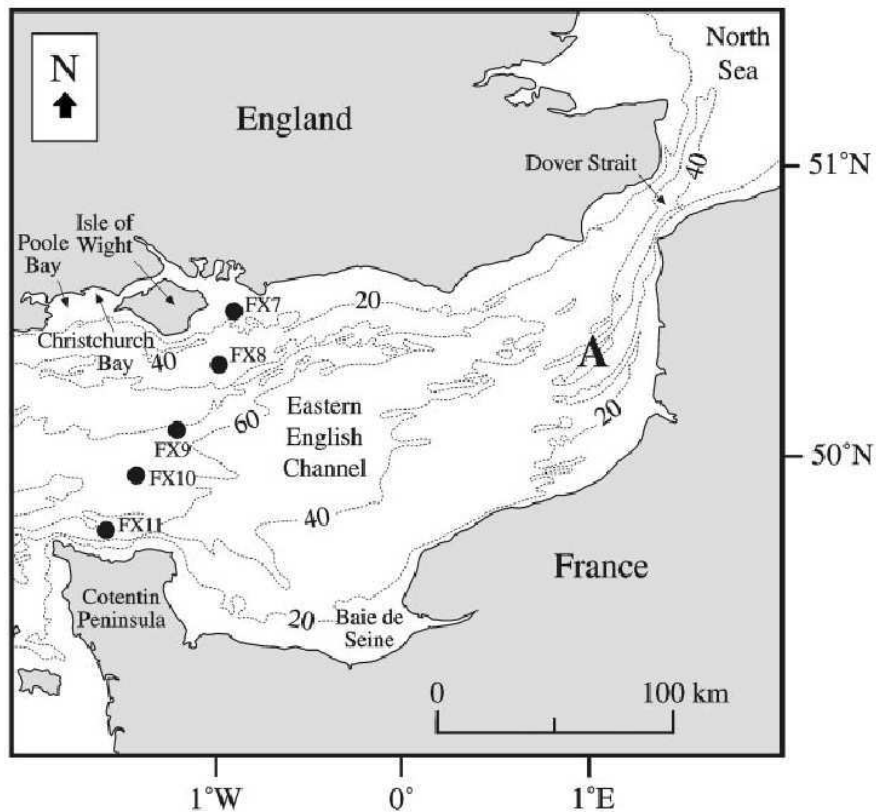


Figure 1.6 — (a) Evolution spatio-temporelle de la concentration en MES ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) des eaux de surface interpolée à partir des mesures effectuées aux stations FLUX-MANCHE II le long du transect entre l'île de Wight et la presqu'île du Cotentin localisées en (b) (d'après Velegrakis et al., 1999, avec la permission d'Elsevier). Les isolignes représentent la concentration en MES ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) sur la figure (a) et la bathymétrie (m) sur la figure (b).

deux réseaux permettent le suivi régulier de l'évolution temporelle des MES en différents points sur de longues périodes. Situées le long du littoral, les stations sont cependant susceptibles d'être influencées par des rejets locaux (*e.g.*, station de Luc-sur-Mer). Les réseaux précédents sont complétés par des bouées Marel, qui, entre autres paramètres physico-chimiques, mesurent également la turbidité. Deux d'entre elles sont par exemple mouillées en Baie de Seine et à proximité de Boulogne, avec aussi des artefacts inhérents à la proximité du littoral.

Point	Position ( $\phi$ , G)	Début des me- sures	Mesures effec- tuées liées aux MES	Fréquence d'échantillon- nage	Réseau
Dunkerque Point 1	51°04'30N 2°20'20E	01/1992	MES totales,  MES organiques,  turbidité	2 fois/mois de  mars à juin,  1 fois/mois  sinon	SRN/REPHY
Dunkerque Point 3	51°06'70N 2°17'20E				
Dunkerque Point 4	51°09'20N 2°15'10E				
Boulogne Point 1	50°43'90N 1°33'E				
Boulogne Point 2	50°43'90N 1°30'90E				
Boulogne Point 3	50°45'02N 1°27'15E				
Baie de Somme ATSO	50°14'0N 1°28'50E				
Baie de Somme Mer 1	50°13'60N 1°27'20E				
Baie de Somme Mer 2	50°13'15N 1°26'75E				
Wimereux Point C	50°40'75N 1°31'17 E	11/1995	MES totales	15 jours	SOMLIT
Wimereux Point L	50°40'75N 1°24'60 E				
Luc sur Mer	49°19'8 N 0°20'48 W	01/2007			
Roscoff Astan	48°46'40N 3°56'15 W	01/2000			
Roscoff Estacade	48°43'56N 3°58'58 W	01/1985			

Tableau 1.1 — Caractéristiques des stations côtières où les MES sont mesurées en Manche.

Les mesures à bord des navires d'opportunités (ferries) ont récemment connu un essor. Par exemple, divers paramètres physicochimiques (température, salinité, concentration en azote, phosphate et silicate inorganique dissous, concentration en



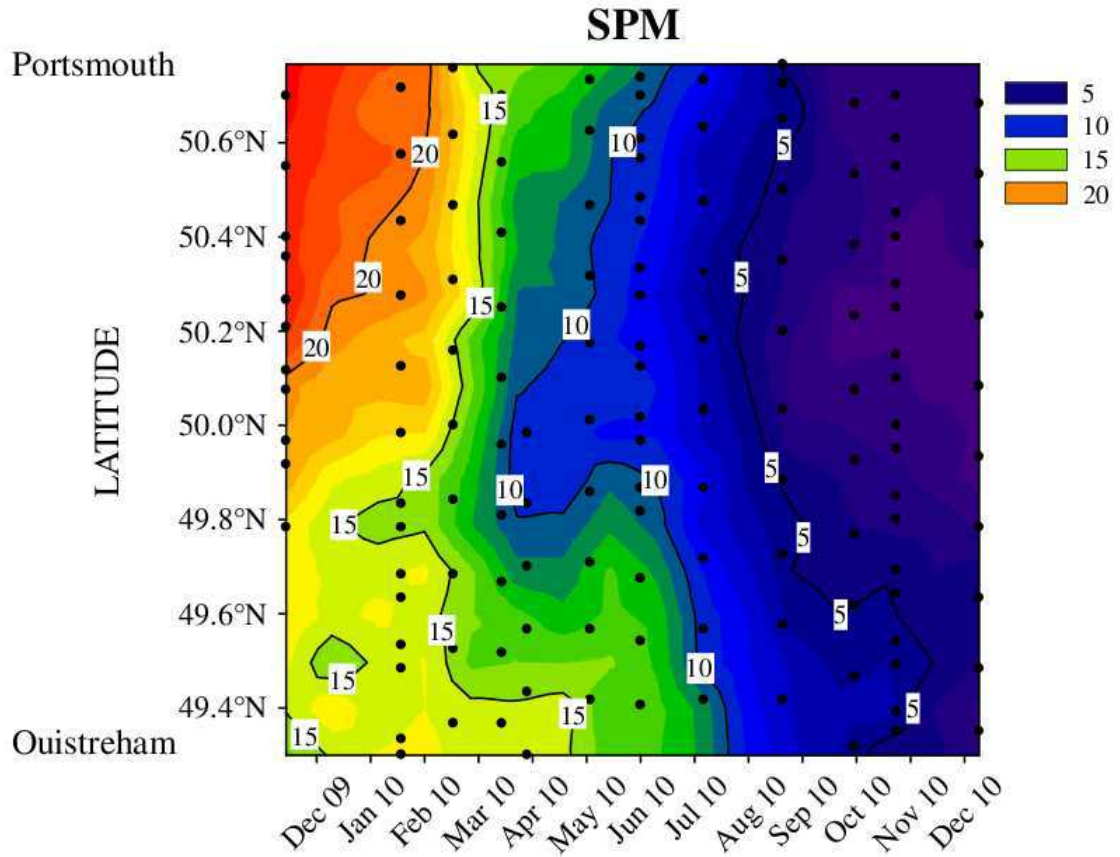
MES et turbidité), photosynthétiques (*e.g.*, capacité photosynthétique maximale, efficacité d'utilisation de la lumière maximale) et la biomasse du phytoplancton ont été mesurés mensuellement en 2009 et 2010 à bord des ferries Normandie et Armorique de la Brittany Ferries dans le cadre de la thèse de doctorat de l'université de Caen de Camille Napoléon (Napoléon, 2012). Les résultats obtenus le long du transect Porthmouth-Ouistreham de novembre 2009 à décembre 2010 sont représentés sur la figure 1.7. En accord avec le constat évoqué précédemment, les concentrations mesurées sont plus élevées près des côtes qu'au large. Cependant, aucune tendance saisonnière claire n'est observée, contrairement aux mesures présentées par Velegrakis et al. (1999). Les teneurs en MES sont supérieures côté anglais de novembre à janvier et supérieures côté français de mars à mai. Il est à noter que les échantillonnages ont été réalisés pour des conditions de marée variées.

De plus en plus, les mesures sont automatisées afin de ne plus nécessiter la présence à bord de scientifiques. Depuis 2010, la station biologique de Roscoff, en partenariat avec IFREMER, a installé un dispositif Ferrybox mesurant en continu la température, la salinité, la fluorescence, la turbidité, l'oxygène et la concentration en matières organiques dissoutes colorées des eaux de surfaces à bord des ferries Pont Aven et Armorique déservant, avec une fréquence quotidienne à hebdomadaire, les lignes Plymouth-Roscoff, Plymouth-Santander, Portsmouth-Santander, et Cork-Roscoff, et occasionnellement la ligne Portsmouth-Saint-Malo. Ce type d'installation fournit ainsi un riche jeu de données à la fréquence des traversées des ferries. Ces mesures de turbidité donnent accès à la concentration en MES moyennant une calibration à bord.

L'ensemble de ces mesures *in situ*, recueillies sur des navires scientifiques, d'opportunité et dans le cadre de réseaux côtiers, a permis de révéler de manière "disparate" les grands traits de la variabilité spatiale et temporelle des MES en Manche.

L'imagerie satellite permet d'avoir des valeurs synoptiques corrélées aux MES sur la zone d'étude avec une fréquence quotidienne. Cependant ces informations concernent uniquement les MES de surface, tout comme les mesures effectuées à bord de ferries. La présence de nuages, particulièrement fréquents en Manche, provoque en outre des interruptions dans les séquences d'images. Par exemple, pour le capteur MODIS, les données sont disponibles dans les zones les moins nuageuses uniquement 30% du temps entre 2003 et 2006 (Figure 1.8).

a)



b)

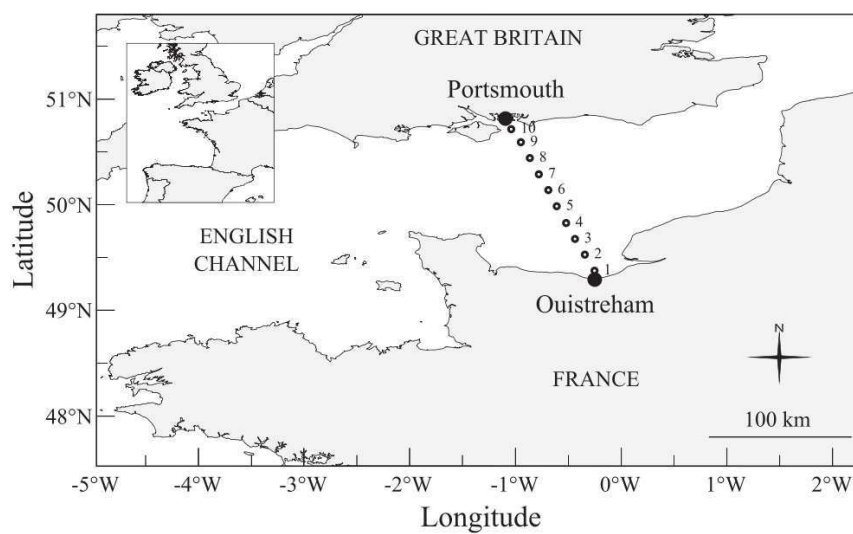


Figure 1.7 — (a) Evolution spatio-temporelle de la concentration en MES ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) des eaux de surface interpolée à partir des mesures effectuées à diverses stations sur la ligne de ferry Portsmouth-Ouistreham localisées en (b) (d'après Napoléon et al., 2012, avec la permission d'Elsevier).

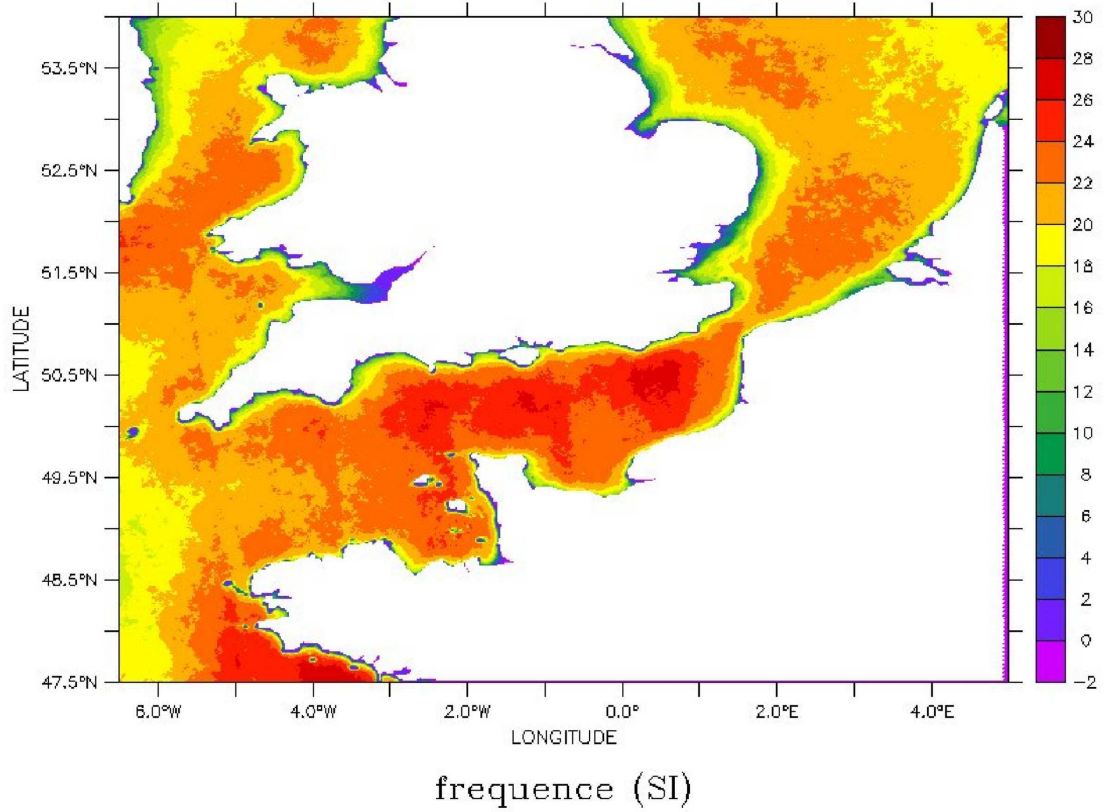


Figure 1.8 — Fréquence des données claires de MODIS entre 2003 et 2009.

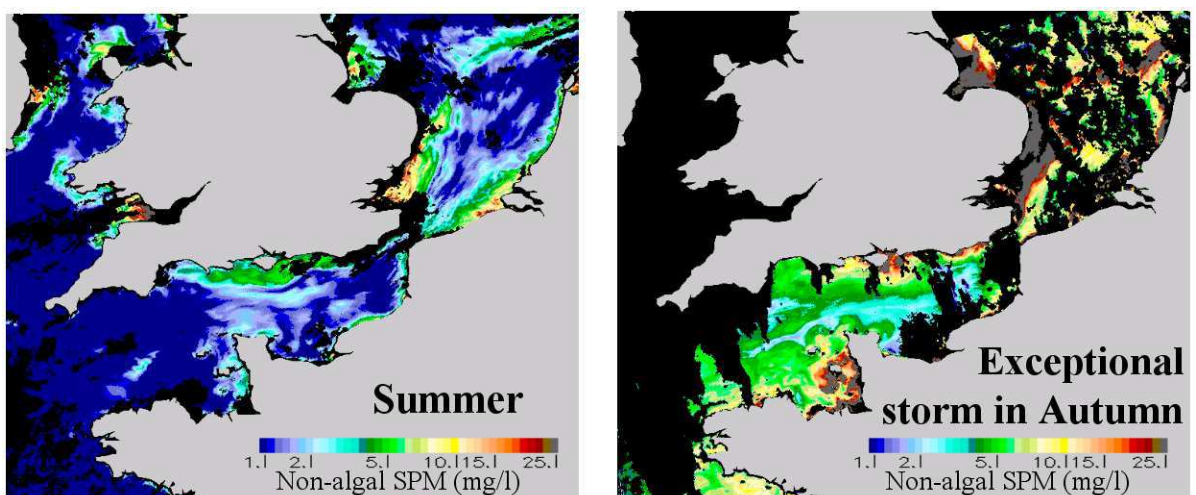


Figure 1.9 — Exemple d’images de MES non-algues satellite obtenues avec l’algorithme développé par Gohin (2011) sur les données MODIS le 18/07/2007 (situation estivale calme) et le 11/12/2007 (après une tempête exceptionnelle).

Malgré les limitations des méthodes spatiales en milieu côtier, plusieurs algorithmes d'évaluation des MES non-algales ont été élaborés et évalués sur la Manche et la mer du Nord ces dernières années (Gohin et al., 2005; Nechad et al., 2010; Gohin, 2011). Grâce à ces travaux, les produits satellite sont aujourd'hui relativement fiables et des programmes opérationnels comme MyOcean mettent à disposition des bases de données journalières des MES sur la zone d'étude, fournissant la répartition spatiale de la MES de surface pour diverses conditions hydrodynamiques (Figure 1.9). A l'aide des données observées de l'espace, la variabilité spatiale et saisonnière des eaux de surface de la Mer du Nord, voisine de la Manche, a été étudiée par Eleveld et al. (2008) et Pietrzak et al. (2011). Dans le cadre du projet CHARM II (Carpentier et al., 2009) et pour la Directive Cadre de la Stratégie du Milieu Marin (DCSMM) (Gohin et al., 2010), des atlas de la concentration en MES non-algales basés sur des climatologies mensuelles ont été réalisés sur le plateau continentale de la Manche, de la Mer du Nord et du Golfe de Gascogne à partir de l'algorithme développé par Gohin (2011). Ils fournissent de précieux renseignements sur l'évolution saisonnière de la répartition spatiale des MES de surface sur notre zone d'étude. D'autres travaux récents mettent en évidence le lien entre les conditions océanographiques, météorologiques et climatiques et les MES de surface. Shi et al. (2011) relie le cycle lunaire aux MES dans la Mer de Bohai, la Mer Jaune et l'est de la Mer de Chine. Dans l'environnement de la Manche et de la Mer du Nord, Fettweis et al. (2012) s'intéressent quant à eux à l'influence des conditions climatiques.

*La modélisation numérique hydro-sédimentaire*, qui correspond à une démarche phénoménologique, consiste à résoudre les équations de la physique complétées de formulations empiriques et semi-empiriques, principalement en ce qui concerne le transport sédimentaire. Elle simule dans des conditions données (géométrie et bathymétrie du bassin, caractéristiques du substrat, divers forçages...) les évolutions spatio-temporelles couplées de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire. L'approche est soit bi-dimensionnelle horizontale (2DH), à savoir intégrée sur la verticale, soit tri-dimensionnelle (3D). Les contraintes numériques imposent des pas de discrétisation temporelle de l'ordre de quelques secondes à quelques minutes. Dans l'espace, les pas vont de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres dans le plan horizontal et de quelques dizaines de cm à quelques mètres sur la verticale. De toute évidence, la modélisation produit infiniment plus de "don-

nées" qu'aucun système d'observation. Cependant ces données simulées doivent être confrontées à un minimum de mesures de terrain pour que le modèle soit validé. Les démarches de modélisation et d'observation sont donc complémentaires. La modélisation, correctement validée, offre un cadre précieux pour la compréhension et l'évaluation des rôles respectifs des principaux phénomènes susceptibles de contrôler la dynamique des MES de surface, à savoir l'érosion, l'advection, la dispersion et le dépôt des particules sédimentaires. Accessoirement, elle peut contribuer dans la pratique à combler les lacunes des données satellite en (i) produisant des cartes de MES lorsque le ciel est nuageux (Sipelgas et al., 2006), et (ii) fournissant des distributions verticales dans la colonne d'eau (Pleskachevsky et al., 2005). Dans notre étude, le modèle est développé et utilisé dans une optique de recherche, à différencier d'un objectif opérationnel. Plusieurs modélisations hydro-sédimentaires focalisées sur la Manche ont déjà été réalisées. A titre d'exemple, citons parmi les plus avancées d'entre-elles les modélisations multiclassées 2DH de Cugier (2000) et Blanpain (2009), et 3D de Guillou (2007) et Guillou et Chapalain (2010).

Puls et al. (1994) recommandent d'associer les démarches de modélisation, mesure *in situ* et observation satellite pour analyser de manière optimale le transport de MES en Mer du Nord. Suivie par Pleskachevsky et al. (2005), cette recommandation a permis de comprendre les processus d'échanges verticaux de la MES permettant de reproduire le panache de la Mer du Nord qui s'étend depuis les falaises de Suffolk, le long des côtes hollandaises et allemandes en direction du Danemark. Fettweis et al. (2007) ont associé les trois démarches pour calculer le flux de MES à long terme dans le sud de la Mer du Nord. Enfin, Dobrynin (2009) a étudié dans sa thèse la dynamique des MES dans cette zone à l'aide d'un modèle numérique et d'observations satellite. L'utilisation de cette triple approche a également été faite sur d'autres zones côtières telles que le lagon de Nouvelle Calédonie (Ouillon et al., 2004), la baie de Pakri en Estonie (Sipelgas et al., 2006) et le panache de l'Ebre en Méditerranée occidentale (Durand et al., 2002). Sur le plateau nord-ouest européen, incluant la Manche, Souza et al. (2007) et Sykes et Barciela (2012) ont étudié la MES à l'aide d'un modèle dont les résultats ont été comparés à des images satellite traitées par l'algorithme Ifremer (Gohin et al., 2005; Gohin, 2011).

## Objectifs de la thèse et démarche suivie

Dans le cadre de cette thèse, la dynamique des MES au voisinage de la surface est étudiée selon une double approche d'imagerie satellite et de modélisation hydro-sédimentaire tridimensionnelle multi-classe. Les mesures *in situ* interviennent uniquement dans la mise en place amont de l'algorithme d'estimation semi-analytique de la MES par satellite développé à l'IFREMER (Gohin et al., 2005; Gohin, 2011).

La première partie de l'étude est centrée sur l'analyse d'images satellite acquises quotidiennement entre 2007 et 2009 par les satellites américain MODIS et européen MERIS. Dans le même esprit que les travaux réalisés sur des mesures *in situ* par Pejrup (1986), Weeks et al. (1993), Krivtsov et al. (2009) et plus récemment sur des images satellite par Shi et al. (2011) et Fettweis et al. (2012), ces données sont analysées statistiquement afin de faire ressortir les rôles respectifs des facteurs océanographiques et météorologiques sur les MES de surface. Ce travail s'intéresse à l'influence de la marée, de la houle et d'un facteur saisonnier sur la dynamique de la MES de surface. Une cartographie de leurs zones d'actions est recherchée. Différents modèles statistiques simples sont élaborés afin d'évaluer quotidiennement les MES de surface à partir de variables basiques telles que le coefficient de marée, la hauteur significative de la houle et la concentration moyenne mensuelle en chlorophylle-a.

La deuxième partie de la thèse est consacrée à la mise en place d'une modélisation numérique 3D basée sur le code "Regional Ocean Modeling System" (ROMS), développé notamment par Shchepetkin et McWilliams (2005), Haidvogel et al. (2008) et Warner et al. (2008a) et largement utilisé dans la communauté internationale (*e.g.* Di Lorenzo, 2003; Dinniman et al., 2003; Marchesiello et al., 2003; Peliz et al., 2003; Wilkin et al., 2005; Warner et al., 2008b; Bever et al., 2009; Ganju et Schoellhamer, 2009). L'exploitation des résultats de l'analyse statistique des données satellite est envisagée pour le choix des forçages à appliquer et de la paramétrisation des conditions limites en terme de concentration en MES le long des frontières ouvertes. Le modèle prend en considération le forçage par la marée aux frontières ouvertes, la contrainte de cisaillement exercée sur la surface de la mer par le vent, l'interaction houle-courant en couche limite de fond et l'hétérogénéité spatiale horizontale du lit sédimentaire. Le code ROMS dans sa version standard traite l'advection, la dispersion, la mise en suspension et le dépôt des particules sédimentaires de différentes tailles présentes sur les fonds et en suspension dans

les eaux de la Manche. Velegrakis et al. (1996) estiment à environ 5% la contribution des apports fluviaux aux flux sédimentaires en Manche orientale. Ces flux se confinent essentiellement à la frange côtière du Pays de Caux au Boulonnais qualifiée de "fleuve côtier" par Brylinski et al. (1984). Notre zone d'intérêt étant la Manche centrale et la Manche orientale, les apports d'eau douce et les éventuels phénomènes de stratifications halines sont négligés. Il en est de même des apports de sédiments associés. Afin de tenir compte des sédiments transitant en Manche, la concentration des MES est forcée le long des frontières ouvertes en utilisant les résultats des modèles statistiques, évitant d'avoir recours à une modélisation de plus grande échelle. Les variations saisonnières, mises en évidence de façon secondaire par l'analyse statistique des images satellite, sont traitées de manière déterministe à partir des travaux de Gourgue (2011) en utilisant les paramètres-clés que sont la vitesse de chute et la contrainte critique d'érosion.

Les résultats du modèle hydro-sédimentaire sont ensuite évalués en les confrontant à des images satellite pour les différentes configurations testées. La meilleure configuration ainsi déterminée est utilisée pour évaluer les influences respectives locales de la marée et de la houle. L'exploitation du modèle permet de mieux cerner et comprendre la dynamique des MES en Manche en focalisant l'analyse sur des cycles de marée semi-diurnes, morte-eau/vive-eau et autour d'un épisode de fortes houles (hauteur significative supérieure à 4 m en Manche centrale). La composition de la MES de surface est analysée grâce à la modélisation hydro-sédimentaire multiclasse, intégrant l'hétérogénéité granulométrique des sédiments de fond de la Manche. La dynamique de la zone de forte concentration en MES persistant autour de l'île de Wight est finalement examinée par le modèle en lien avec des paramètres physiques tels que la contrainte de cisaillement sur le fond et la direction du courant.

La démarche couplée d'imagerie satellite et de modélisation répond enfin aux trois questions suivantes :

1. Quels sont les forçages et les processus qui agissent sur la quantité de MES en surface ?
2. Quelles sont l'origine et la nature des sédiments en suspension près de la surface ?
3. Quelle est la dynamique temporelle de la MES de surface ?

# Chapitre 2

## Observation satellite de la dynamique des MES non-algales en surface

### Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>18</b>
<b>2.2</b>	<b>Matériels</b>	<b>19</b>
2.2.1	Images MODIS et MERIS	19
2.2.2	Images interpolées MODIS/MERIS	24
2.2.3	Climatologies mensuelles de MES non-algales et de Chl-a	24
2.2.4	Paramètres physiques	26
<b>2.3</b>	<b>Méthode</b>	<b>30</b>
2.3.1	Analyse statistique par corrélogramme des images satellite	30
2.3.2	Modèles statistiques d'estimation de MES	31
<b>2.4</b>	<b>Résultats</b>	<b>33</b>
2.4.1	Correlogrammes	33
2.4.2	Application des modèles statistiques	33
<b>2.5</b>	<b>Discussions</b>	<b>42</b>
2.5.1	Influence de la marée, des vagues et de l'indicateur saisonnier	42
2.5.2	Estimation des MES à une échelle régionale	43
2.5.3	Limites de l'approche	45
<b>2.6</b>	<b>Conclusions</b>	<b>51</b>

---



## 2.1 Introduction

Le lancement de satellites ayant à bord des capteurs observant la couleur de l'eau a augmenté significativement notre capacité de surveillance du domaine marin et plus particulièrement du domaine côtier. Depuis leur lancement en 2002, les capteurs MODIS et MERIS fournissent quotidiennement des mesures de luminance à une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre et à différentes longueurs d'onde permettant d'étudier des structures localisées sur le plateau continental.

Différents types d'algorithmes (analytique, semi-analytique, empirique, neuronale) ont été développés afin de déterminer les concentrations des substances particulières contenues dans l'eau, à partir des mesures de réflectances de télédétection effectuées par les satellites après corrections atmosphériques. Dans le cadre de notre étude, nous utiliserons l'algorithme semi-analytique développé par Gohin (2011) afin d'étudier la concentration en matière particulaire en suspension non-algale.

Ce riche jeu de données, couvrant 7 années entières au début de l'étude sur l'ensemble de la Manche, est exploité afin de connaître les processus agissant sur la matière en suspension de surface. L'objectif est de les décrire et de les expliquer de manière spatialisée. Pour cela, de nouvelles méthodes sont appliquées en Manche afin de connaître l'influence du cycle morte-eau/vive-eau de la marée, des vagues et de phénomènes saisonniers (agrégation et/ou stratification) sur les MES de surface. Dans un premier temps, une analyse à l'aide de corrélogrammes permet de connaître spatialement l'influence du cycle morte-eau/vive-eau sur la MES de surface en Manche. Puis, en utilisant des techniques précédemment utilisées ponctuellement sur des mesures in-situ (Pejrup, 1986; Weeks et al., 1993), trois modèles statistiques sont mis en place, permettant à la fois d'estimer la MES de surface à l'aide de paramètres simples représentant les processus étudiés et de déterminer les zones d'influences de ces paramètres. Ce travail a fait l'objet d'une publication (Rivier et al., 2012), disponible en annexe.

## 2.2 Matériels

Dans cette section, deux types de variables vont être présentés. Les images MODIS, MERIS, individuelles et interpolées (Paragraphe 2.2.1 et 2.2.2), sont les données de base qui sont analysées. Les climatologies mensuelles et les paramètres physiques (Paragraphe 2.2.3 et 2.2.4) sont les variables qui représentent les forçages agissant sur les MES non-algales.

### 2.2.1 Images MODIS et MERIS

Les satellites MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) et MERIS (MEDium Resolution Imaging Spectrometer) fournissent quotidiennement depuis 2003 des clichés instantanés de la couleur de l'eau en Manche et ses environs entre 11:00 et 14:00 heure locale à une résolution spatiale de 1 et de 1,2 km respectivement. La zone d'étude étant le plateau continental de la Manche, cette résolution spatiale convient parfaitement et il n'est pas nécessaire d'utiliser les canaux de ces deux satellites ayant une résolution plus fine, à 250 et 300 m respectivement. Les caractéristiques de ces deux capteurs sont présentées dans le tableau 2.1.

Capteur	Agence	Date de lancement	Fauchée (km)	Résolution spatiale (m)	Canaux (nm)
MODIS/Aqua	NASA (USA)	04/05/2002	2330	1000	412, 443, 488 531, 551, 667 678, 748, 869
MERIS	ESA (Europe)	01/03/2002 (Fin de service le 09/05/2012)	1150	1040 × 1200	412, 442, 490 510, 560, 620 665, 681, 705 754, 761, 775 865, 885, 900

Tableau 2.1 — Caractéristiques des capteurs MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) et MERIS (MEDium Resolution Imaging Spectrometer)

Les concentrations en Chl-a et en matières en suspension non-algales sont obtenues à partir de ces données traitées par des algorithmes respectivement empiriques (Gohin et al., 2002) et semi-analytiques (Gohin et al., 2005; Gohin, 2011), développés à l'IFREMER. Les corrections atmosphériques standards sont préalablement

appliquées.

La concentration en Chl-a est obtenue en appliquant une table de correspondance aux réflectances issues de la télédétection. Cette méthode est une variante de l'algorithme OC4/SeaWiFS de la NASA (O'Reilly et al., 1998) qui améliore les estimations de Chl-a en zone côtière, où la diffusion par les matières en suspension minérales et l'absorption par les substances organiques dissoutes colorées (CDOM) sont à l'origine de fortes erreurs dans l'application des algorithmes standards. L'algorithme empirique OC4 relie la concentration en Chl-a au maximum des 3 rapports de réflectances de télédétection bleu/vert calculés à partir des trois canaux dans le bleu. Dans le présent algorithme, la Chl-a est également reliée à ce maximum des rapports de réflectances bleu/vert  $\text{Max}(\text{Rrs}(\text{Bleu})/\text{Rrs}(\text{Vert}))$ , mais aussi aux réflectances de télédétection à 412 nm  $\text{Rrs}(412 \text{ nm})$  et dans le vert  $\text{Rrs}(\text{Vert})$ . La concentration en Chl-a est ainsi obtenue en appliquant la table de correspondances au triplet ( $\text{Rrs}(412\text{nm})$ ,  $\text{Rrs}(\text{Vert})$ ,  $\text{Max}(\text{Rrs}(\text{Bleu})/\text{Rrs}(\text{Vert}))$ ).

La MES non-algale est définie comme la différence entre la MES totale et la biomasse du phytoplancton, celle-ci dérivée de la concentration en Chl-a. Elle est constituée principalement de MES minérales et de petites quantités de MES organiques non apparentées à du phytoplancton vivant.

La méthode pour obtenir la MES non-algale à partir des réflectances satellite est basée sur l'inversion d'une équation simplifiée du transfert radiatif, en considérant que la concentration en Chl-a est connue. Cet algorithme utilise les réflectances de télédétection à 550 nm pour les concentrations inférieures à  $4 \text{ mg.l}^{-1}$  et celles à 670 nm pour les concentrations supérieures.

Dans un premier temps, les coefficients d'absorption  $a$  et de rétrodiffusion  $b_b$  sont exprimés en fonction des concentrations en chlorophylle-a  $Chl$  et en particules non-algales  $NaP$  :

$$a = a_w + a_\phi + a_{NaP} = a_w + a_\phi^* Chl + a_{NaP}^* NaP \quad (2.1)$$

$$b_b = b_{bw} + b_{b\phi} + b_{bNaP} = b_{bw} + b_{b\phi}^* Chl + b_{bNaP}^* NaP \quad (2.2)$$

avec  $a_w$  et  $b_{bw}$  les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion de l'eau pure (dont les valeurs sont connues),  $a_\phi$  et  $b_{b\phi}$  les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion du phytoplancton,  $a_{NaP}$  et  $b_{bNaP}$  les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion

des particules non-algales,  $a_{\phi}^*$  et  $a_{NaP}^*$  les coefficients d'absorption spécifiques du phytoplancton et des particules non-algales (issus de la littérature),  $b_b^*$  et  $b_{bNaP}^*$  les coefficients de rétrodiffusion spécifiques du phytoplancton et des particules non-algales (issus de la littérature). L'absorption par les substances jaunes est considérée négligeable aux longueurs d'ondes supérieures à 550 nm.

Dans un deuxième temps, une relation est définie entre la réflectance de télédétection  $Rrs(550)$  et les coefficients d'absorption  $a$  et de rétrodiffusion  $b_b$  :

$$\frac{b_b}{a + b_b} = \alpha + \beta Rrs(550) \quad (2.3)$$

Les coefficients  $\alpha$  et  $\beta$  sont obtenus par minimisation sur un jeu de données *in situ* de concentrations en chlorophylle-a  $Chl$  et en particules non-algales  $NaP$ , celles-ci permettant de calculer les valeurs de  $a$  et  $b_b$  (équations 2.1 et 2.2).

Finalement, en considérant que la concentration en chlorophylle-a est connue après l'application de l'algorithme empirique précédemment décrit et en supposant que les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion des NaP sont proportionnels à leur concentration, les équations 2.1, 2.2 et 2.3 sont combinées pour obtenir la dernière inconnue qui est la concentration en NaP.

Cette méthode, basée sur le canal à 550 nm de SeaWiFS, avait été appliquée avec succès aux eaux du large du Golfe de Gascogne (Gohin et al., 2005). Cependant, du fait de la saturation rapide de la réflectance à 550 nm en fonction de la turbidité, il s'est avéré indispensable d'utiliser le canal à 670 nm pour cartographier les MES des zones les plus turbides (Bowers et al., 1998; Nechad et al., 2010). La même procédure est donc appliquée en utilisant la réflectance de télédétection à 670 nm. Si les concentrations obtenues en NaP pour les deux longueurs d'onde sont inférieures à  $4 \text{ mg.l}^{-1}$ , alors la concentration obtenue avec la longueur d'onde à 550 nm est choisie. Sinon, celle obtenue avec le canal à 670 nm est gardée (Gohin, 2011).

L'algorithme de détermination de la MES non-algale a été testé le long des côtes françaises et comparé avec succès à des mesures *in situ* (Gohin, 2011). Les différences entre les concentrations obtenues avec les satellites MODIS et MERIS sont faibles. Le jeu de mesures utilisé dans le cadre de cette validation est réparti très majoritairement dans la gamme de concentrations  $1\text{-}40 \text{ mg.l}^{-1}$ .

La figure 2.1 représente le cycle annuel de la MES non-algales obtenu en appliquant l'algorithme aux réflectances du capteur MODIS et mesuré à 6 stations en Manche. Le cycle mesuré *in situ* est correctement reproduit par les données issues

de la télédétection aux stations de Dunkerque (Figure 2.1, a, b) et de Boulogne (Figure 2.1, c, d, e). Comme attendu, la concentration est maximale durant l'hiver et minimale durant l'été. A Roscoff (Figure 2.1, f), un écart entre les mesures *in situ* et les observations satellite est noté durant la période estivale où la concentration en MES mesurée reste élevée alors que celle estimée par l'algorithme décroît. Pourtant, des concentrations plus faibles sont attendues en été. Il n'y a pas de raison évidente qui permet d'expliquer ces concentrations fortes en moyenne en été.

Dans le cadre du programme MarCoast2, les algorithmes d'estimation de la MES de surface développés par les différents partenaires ont été testés et comparés à des mesures *in situ* en Mer du Nord par un analyste indépendant, Brockmann Consult. La figure 2.2 présente ces résultats obtenus en traitant les images MODIS et MERIS avec l'algorithme utilisé dans cette étude (Gohin, 2011). La corrélation entre mesures *in situ* et données satellite est bonne pour les deux capteurs. Cependant, les données satellite surestiment la concentration en MES de surface pour les concentrations supérieures à  $40 \text{ mg.l}^{-1}$ . Cette observation laisse supposer la saturation du canal 670 nm lorsque la concentration en MES dépasse  $40 \text{ mg.l}^{-1}$ . Binding et al. (2005) avaient observé que la relation entre la réflectance et la concentration en MES avait tendance à saturer pour les concentrations élevées.

Les données satellite obtenues par cet algorithme sont également en accord avec les cartes de MES totales en Manche et dans la partie sud de la Mer du Nord publiées dans Nechad et al. (2010).

Durant l'année 2010, des mesures de MES ont été réalisées à partir de ferries le long du transect Ouistreham-Portsmouth (Napoléon et al., 2012). Ces mesures ont précédemment été présentées sur la figure 1.7. Les concentrations en MES minérales mesurées *in situ* ont été superposées aux images satellite afin d'évaluer l'algorithme. La figure 2.3 présente cette comparaison en février 2010 avec quelques jours de décalage entre les données *in situ* et observées par satellite à cause de la présence de nuages les jours de mesures. Les concentrations obtenues avec les deux méthodes sont cohérentes. Les teneurs les plus élevées sont mesurées en surface et observées par satellite autour de l'île de Wight et à proximité de Ouistreham.

## CHAPITRE 2. OBSERVATION SATELLITE DE LA DYNAMIQUE DES MES NON-ALGALES EN SURFACE

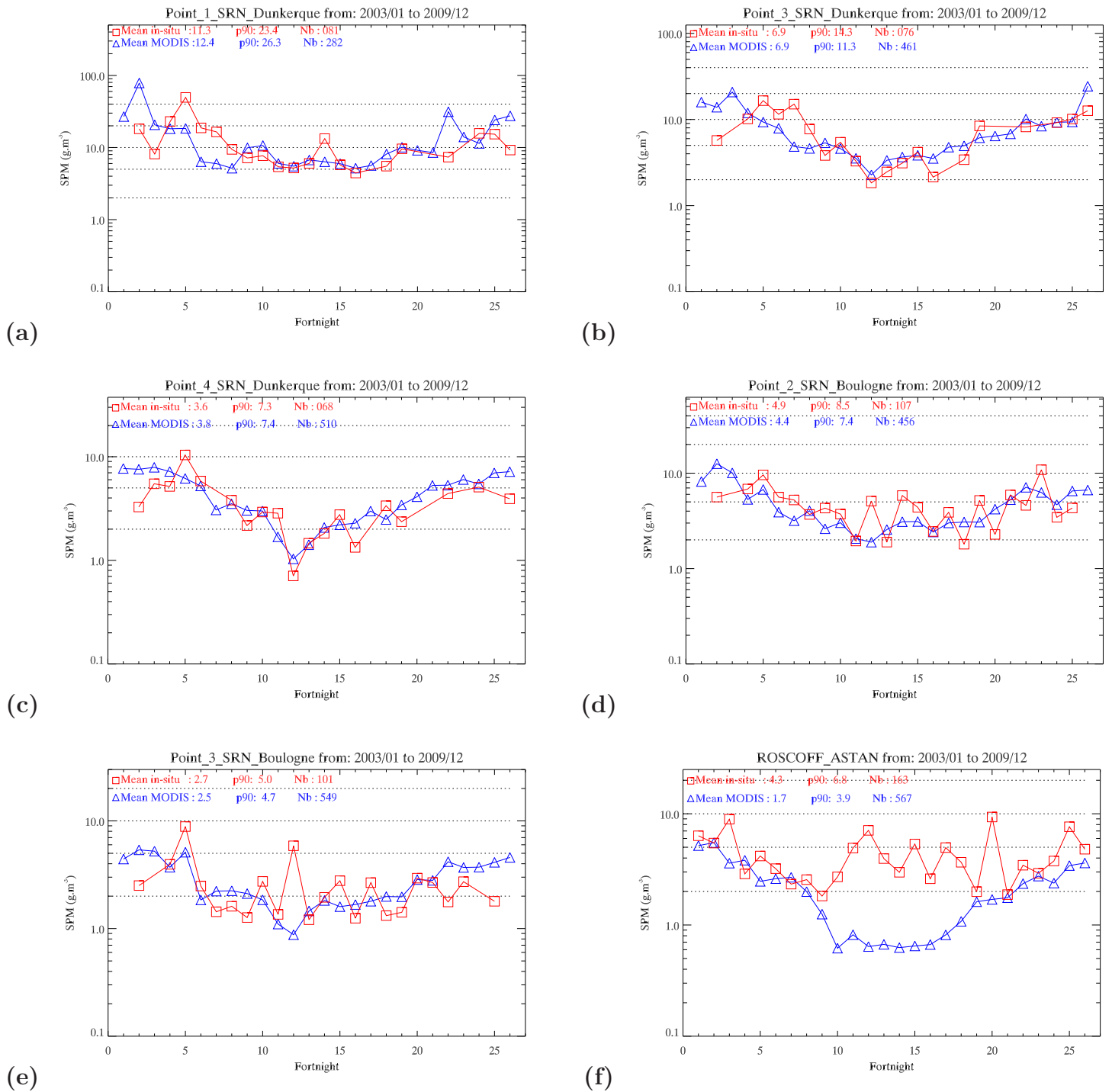


Figure 2.1 — Cycles annuels de la MES non-algales aux 6 stations de la Manche où elle est mesurée (Gohin, 2011) : comparaisons entre les données *in situ* et satellite MODIS. L'échelle de temps est exprimée en quinzaine

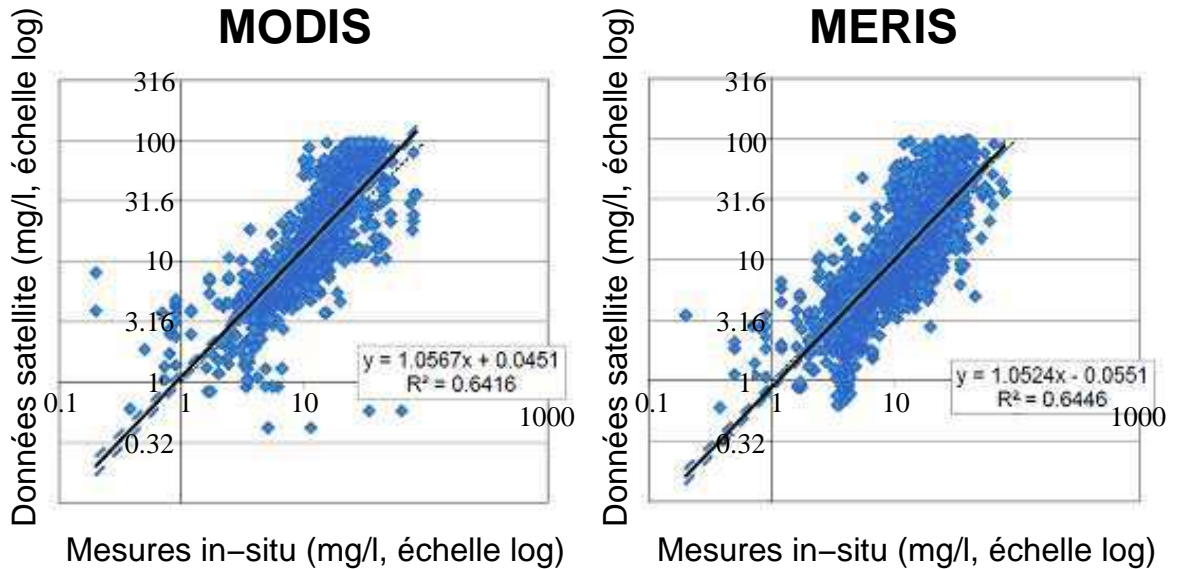


Figure 2.2 — Calibration aveugle ("blind validation") de l'algorithme d'estimation des MES décrit dans Gohin (2011) sur un jeu de données des capteurs MERIS et MODIS conjoint aux partenaires de MarCoast2 sur la Mer du Nord. La validation a été faite par Brockmann Consult dans le cadre du programme MARCOAST2

### 2.2.2 Images interpolées MODIS/MERIS

La présence de nuages réduit la couverture satellite dans les longueurs d'ondes du visible et de l'infrarouge, entraînant des absences de données. Saulquin et al. (2011) résolvent ce problème pour la Chlorophylle-a (Chl-a) au moyen d'une interpolation spatiotemporelle basée sur le krigeage des données de couleur de l'eau. La procédure de krigeage prend en compte les images satellite MODIS et MERIS disponibles 5 jours avant et après le jour traité. Cette méthode a été adaptée en Manche pour les MES non-algales.

### 2.2.3 Climatologies mensuelles de MES non-algales et de Chl-a

Des climatologies mensuelles de MES non-algales et de Chl-a obtenues à partir des réflectances MODIS (Gohin, 2011) sont disponibles sur la période 2003-2010.

La figure 2.4 représente les climatologies mensuelles des mois de janvier, avril, juillet et octobre pour les MES non-algales et met en avant les variations saisonnières de la concentration en MES non-algales avec des valeurs maximales en hiver (Figure 2.4-a) et minimales en été (Figure 2.4-c). A l'ouest de la Manche, la stra-

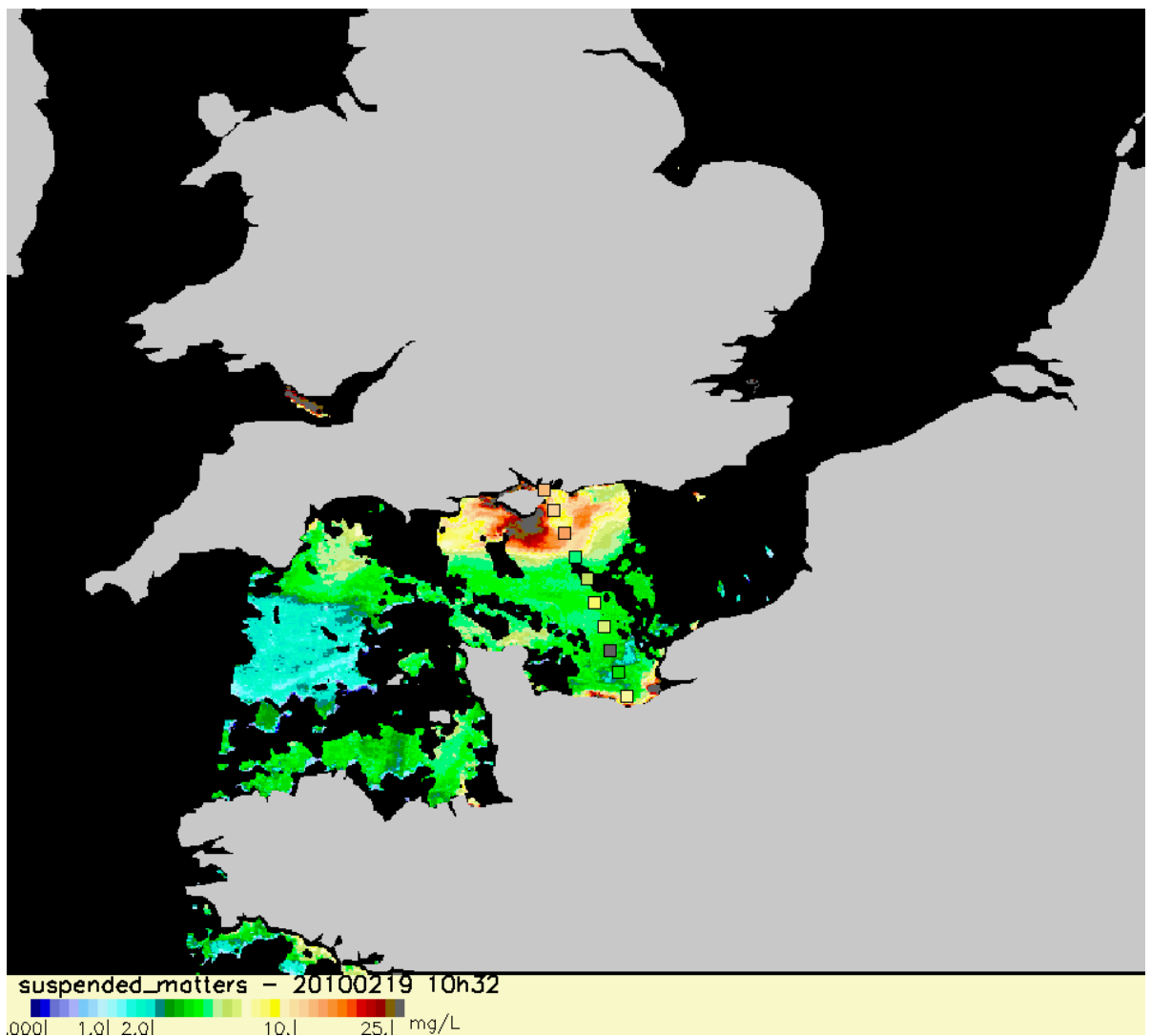


Figure 2.3 — Superposition sur l'image satellite de MES non-algales du 19/02/2010 des mesures *in situ* effectuées à bord d'un ferry le 18/02/2010 (Napoléon et al., 2012)



tification a lieu en été et coïncide avec le moment où la concentration en MES y est minimale.

Dans un des modèles statistiques testés (cf 2.3.2.3) la Chl-a moyenne est prise comme représentative des forçages saisonniers sur la dynamique des MES. Les climatologies de Chl-a publiées par Gohin (2011) et présentées en Manche sur la figure 2.5 montrent une augmentation de la Chl-a début mars dans les eaux peu profondes de l'est de la Manche et plus tard dans la partie centrale (mai). Dans les eaux de l'ouest de la Manche, le maximum de Chl-a est observé en juin et juillet lors de l'établissement de la stratification dans la région (Vanhoutte-Brunier et al., 2008).

En chaque point, la concentration journalière moyenne des MES non-algales et de Chl-a est obtenue par interpolation temporelle linéaire des moyennes mensuelles attribuées arbitrairement au 15 du mois.

## 2.2.4 Paramètres physiques

### 2.2.4.1 Marée

Le coefficient de marée calculé par le SHOM a été choisi pour représenter l'influence de la marée (Figure 2.6, haut). Basé sur l'amplitude de la marée à Brest le coefficient de marée donne une bonne indication sur l'intensité de la marée en Manche. Ce paramètre permet d'identifier facilement le cycle morte-eau/vive-eau de la marée et varie entre 20 (marée de morte-eau) et 120 (marée de vive-eau).

### 2.2.4.2 Vagues

Les vagues sont représentées par leur hauteur significative  $H_s$  (Figure 2.6, bas). Ce paramètre est issu des résultats du modèle WW3 développé par Fabrice Ardhuin dans le cadre des programmes IOWAGA et PREVIMER (Tolman, 2008; Ardhuin et al., 2010).

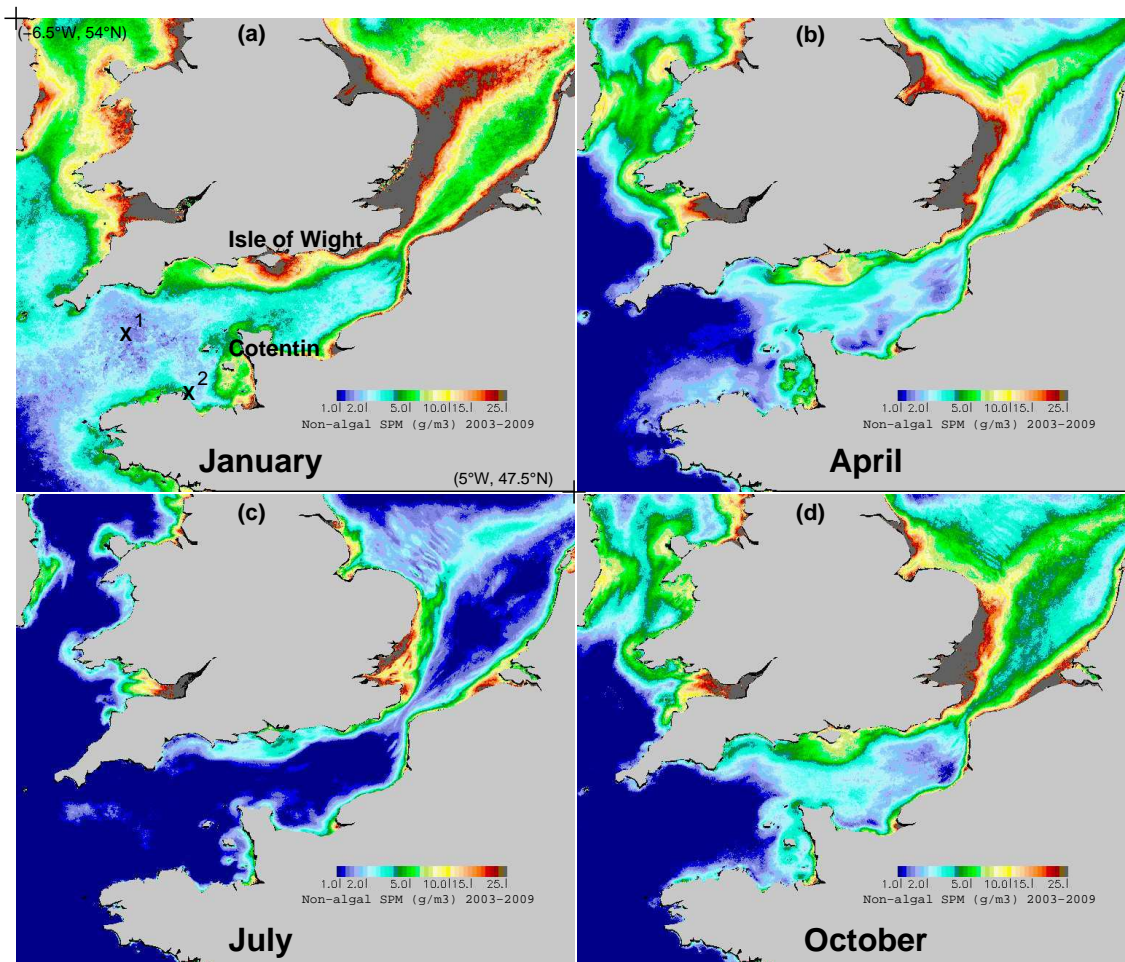


Figure 2.4 — Cartes des moyennes mensuelles de la concentration en MES non-algales en Manche sur la période 2003–2010 : (a) hiver(janvier), (b) printemps(avril), (c) été (juillet) et (d) automne (octobre). L'évolution de la concentration en MES sera étudiée aux points 1 et 2 dans la section 2.4.2.

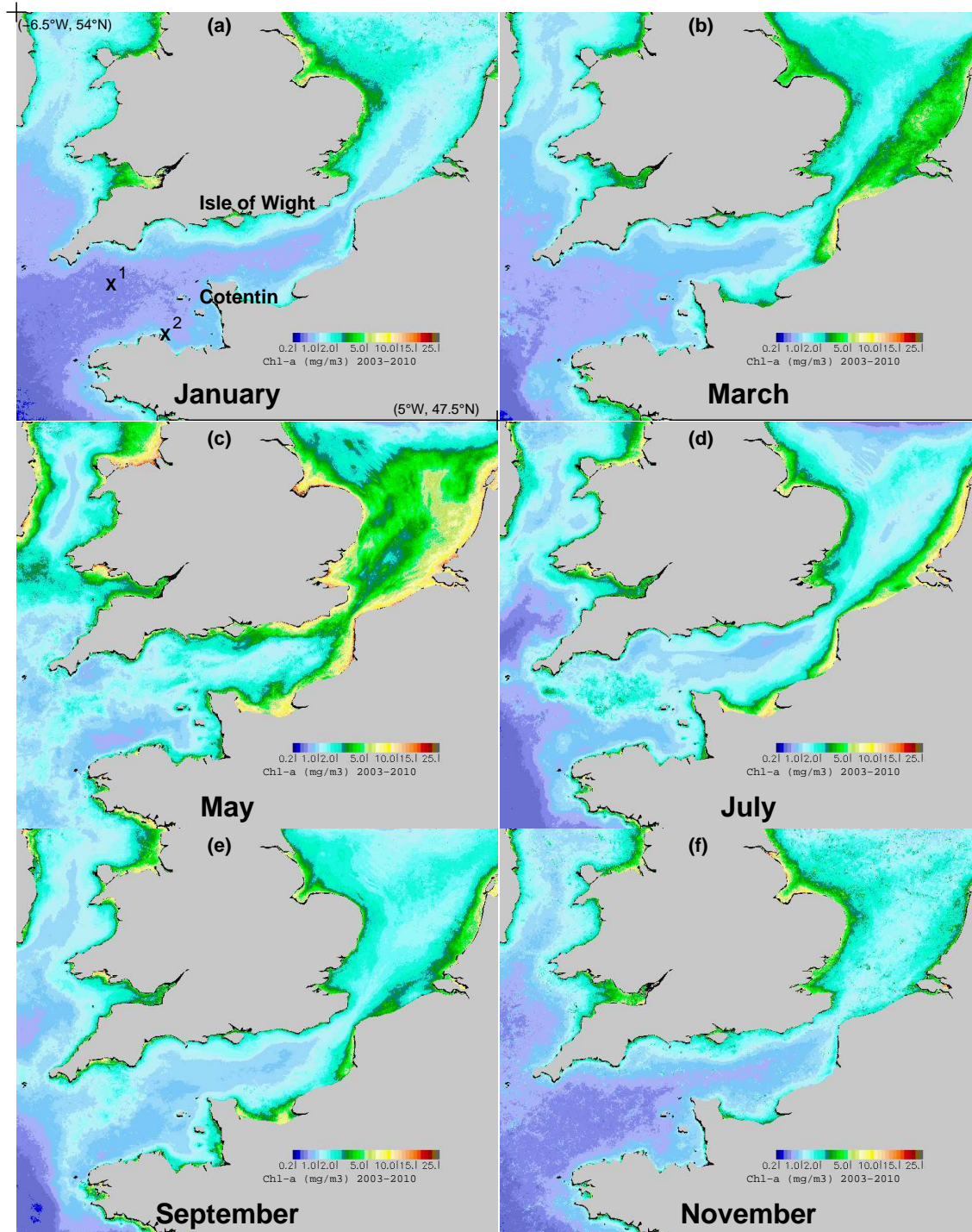


Figure 2.5 — Cartes des moyennes mensuelles de la concentration en Chl-a en Manche sur la période 2003–2010 : (a) janvier, (b) mars, (c) mai, (d) juillet, (e) septembre et (f) novembre. L'évolution de la concentration en MES sera étudiée aux points 1 et 2 dans la section 2.4.2.

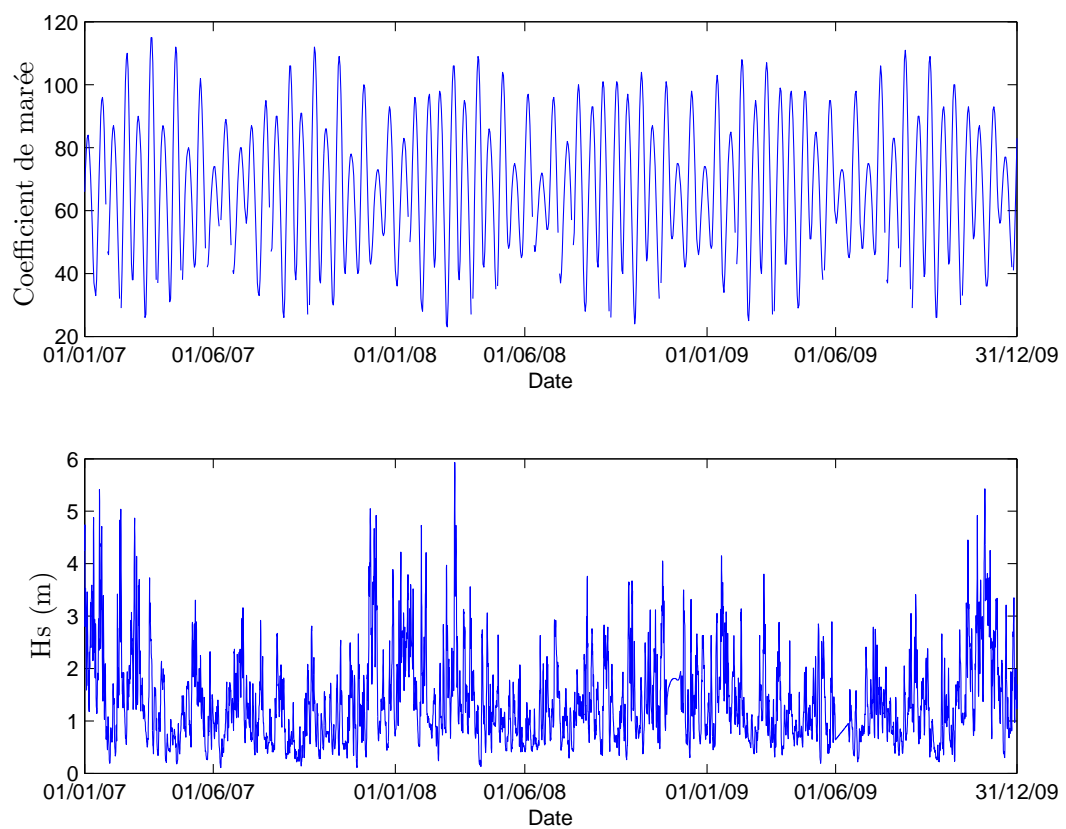


Figure 2.6 — Coefficient de marée (haut) et hauteur significative des vagues  $H_s$  (b) au point de coordonnées (-1.725 °E, 49.97 °N) entre 2007 et 2009.

## 2.3 Méthode

### 2.3.1 Analyse statistique par corrélogramme des images satellite

Le premier objectif est d'évaluer l'impact de la marée sur la resuspension de sédiments. Les cycles semi-diurne et morte-eau/vive-eau sont connus pour avoir une influence importante dans cette région (Lafite et al., 2000). La résolution temporelle des données couleur de l'eau ne permettant pas d'étudier le cycle semi-diurne, ce travail se focalisera sur l'étude du cycle morte-eau/vive-eau de la marée. Dans un premier temps, on cherche la marque de ce cycle de marée, de l'ordre de 14 jours, sur les corrélogrammes temporels calculés à partir des valeurs de MES non-algales extraites des images MODIS sur la période 2003-2009.

Les fonctions d'autocorrélation  $C$  sont calculées tous les 30 pixels (soit 36 km) sur les images satellite afin de détecter une éventuelle périodicité dans le signal suivant la relation suivante :

$$C(\Delta d, x, y) = \frac{E \left\{ \left[ MES(d + \Delta d, x, y) - \overline{MES(x, y)} \right] \times \left[ MES(d, x, y) - \overline{MES(x, y)} \right] \right\}}{Var_d [MES(x, y)]} \quad (2.4)$$

où  $d$  est le temps,  $x$  et  $y$  les coordonnées spatiales,  $\overline{MES(x, y)}$  est la moyenne temporelle de la matière en suspension non-algale,  $E$  est l'espérance et  $Var_d$  la variance temporelle.

Une analyse par cluster de ces corrélogrammes est réalisée en utilisant l'algorithme Kmean (Bow, 1984) implémenté dans le programme PAST (Hammer et al., 2001). Il s'agit d'un algorithme de partitionnement de données dont le but est de diviser des observations en  $K$  partitions (clusters) dans lesquelles chaque observation appartient à la partition avec la moyenne la plus proche. Ici  $k$  est pris égal à 4 afin de classer les corrélogrammes en quatre classes en fonction de leur forme, et plus précisément en fonction de l'importance de la signature de la périodicité de 14 jours.

## 2.3.2 Modèles statistiques d'estimation de MES

Le second objectif l'objectif est de quantifier l'effet de la marée, des vagues et éventuellement de la stratification et floculation sur la MES non-algale de surface au moyen de modèles statistiques basés sur des régressions simples et multiples.

### 2.3.2.1 Modèle fonction de la marée et de la MES moyenne

Dans un premier modèle statistique (I), la MES de surface le jour  $d$  est exprimée en fonction de la concentration moyenne de MES de ce jour  $d$  issue des climatologies mensuelles et du coefficient de marée du SHOM.

$$MES(d,x,y) = MES_M(d,x,y) \left( \frac{Tide(d)}{Tide_0} \right)^{\alpha(x,y)} \quad (\text{modèle I})$$

où  $MES_M(d,x,y)$  est la MES moyenne au jour  $d$  (prenant en compte la variation saisonnière) dérivée des climatologies satellite mensuelles,  $Tide(d)$  est le coefficient de marée du SHOM le jour  $d$  et  $Tide_0$  et  $\alpha$  sont deux paramètres inconnus estimés par régression après transformation logarithmique de l'équation du [modèle I](#) à l'aide de la méthode des moindres carrés.

### 2.3.2.2 Modèle fonction de la marée et des vagues

Dans un deuxième modèle statistique (II), il est fait l'hypothèse que  $MES_M$  peut être modélisée à partir des vagues intégrées sur une période donnée. Dans ce but,  $H_{s50}$  est introduit pour compléter le coefficient de marée du SHOM en tant que variable explicative et remplacer  $MES_M$ .  $H_{s50}$  est la hauteur significative  $H_s$  intégré sur les 50 jours précédant le jour  $d$  et est arbitrairement défini par :

$$H_{s50}(d,x,y) = \frac{\sum_{i=0}^{49} Hs(d-i,x,y) \times (50-i)}{\sum_{i=0}^{49} (50-i)} \quad (2.5)$$

$Hs(d-i,x,y)$  est pondéré par  $(50-i)$  pour le jour  $d-i$ . La valeur de 50 jours a été choisie après plusieurs tests car elle donnait de meilleurs coefficients de détermination en 10 points situés sur toute la Manche.

L'effet combiné de la marée et des vagues est évalué au moyen d'un modèle multiplicatif (linéaire après transformation logarithmique de la MES non-algale).

Le modele II s'exprime :

$$MES(d,x,y) = a_0(x,y) [Tide(d)]^{\alpha(x,y)} [H_{s50}(d,x,y)]^{\beta(x,y)} \quad (\text{modèle II})$$

où  $a_0$ ,  $\alpha$  et  $\beta$  sont trois paramètres inconnus estimés par régression après transformation logarithmique à l'aide de la méthode des moindres carrés.

### 2.3.2.3 Modèle fonction de la marée, des vagues et d'un indicateur saisonnier

Dans un troisième modèle statistique (III), la Chl-a moyenne est introduite afin d'inclure les variations saisonnières dans la MES de surface. La Chl-a moyenne est obtenue à partir des cartes moyennes mensuelles satellite. Le but est de tenir compte de la stratification, qui entrave la transmission de l'agitation dans la colonne d'eau (Bowers, 2003), et de l'action biologique, qui facilite la floculation via les TEPs (Transparent Exopolymer Particles, Maerz et Wirtz, 2009) dont la concentration est liée à celle en Chl-a (Claquin et al., 2008). La vitesse de chute des agrégats est supérieure à celle d'une simple particule. La concentration en MES de surface décroît ainsi plus vite au printemps et en été lorsqu'a lieu la floculation, accentuant la variabilité saisonnière (Ellis et al., 2008). L'hypothèse faite ici est que lorsque la Chl-a est présente en surface, la floculation a lieu et l'eau devient stratifiée. Ainsi, Chl-a est choisi comme un indicateur de la floculation et de la stratification de la colonne d'eau. Le modèle III se développe sous la forme :

$$MES(d,x,y) = a_0(x,y) [Tide(d)]^{\alpha(x,y)} [H_{s50}(d,x,y)]^{\beta(x,y)} \left[ \frac{1}{1 + Chl(d,x,y)} \right]^{\theta(x,y)} \quad (\text{modèle III})$$

où  $a_0$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\theta$  sont quatre paramètres inconnus estimés par régression après transformation logarithmique à l'aide de la méthode des moindres carrés.

## 2.4 Résultats

### 2.4.1 Correlogrammes

Les correlogrammes, calculés à partir des séries temporelles de MES extraites de la base MODIS, sont présentés sur la figure 2.7. La forme des correlogrammes souligne la modulation de 14 jours liée au cycle morte-eau/vive-eau superposée au cycle saisonnier.

L'analyse en cluster Kmean distingue 4 types de correlogramme en fonction de la forme des fonctions d'autocorrélation (Figure 2.7-a). Ils correspondent aux masses d'eau ayant une sensibilité au cycle de marée nulle, faible, moyenne et forte (Figure 2.7, bleu, vert, jaune, rouge). En situant ces groupes de correlogrammes sur une carte de la région, le golfe Normand-Breton, la zone située entre le Cotentin et l'île de Wight, la mer d'Irlande et le Sud-Ouest de la Mer du Nord sont caractérisés comme étant moyennement à fortement influencés par le cycle de marée. A contrario, l'est de l'océan Atlantique, le Sud-Est de la Mer du Nord et la zone stratifiée à l'Ouest de la Manche montrent une influence nulle à faible.

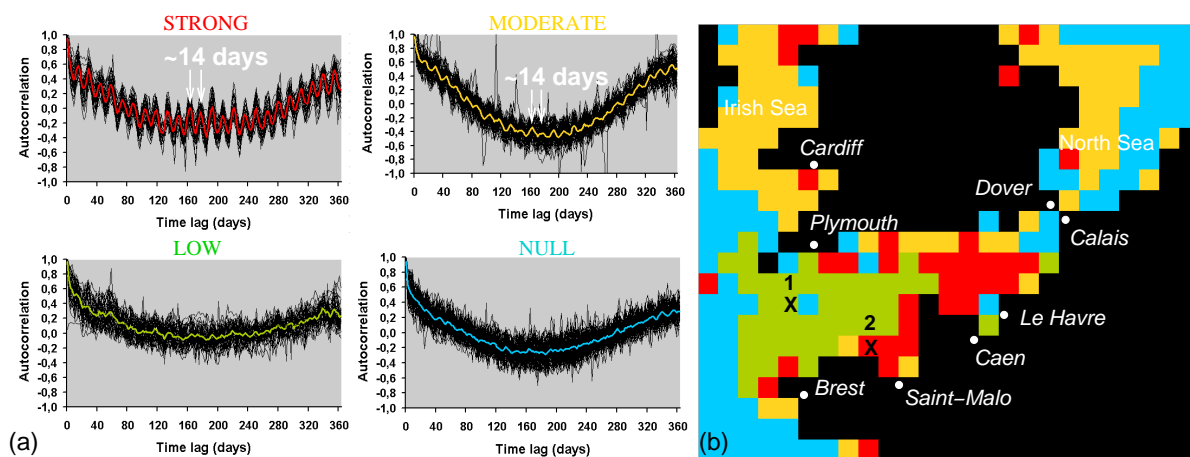


Figure 2.7 — (a) Classification des correlogrammes en fonction de leurs formes (les lignes noires représentent tous les correlogrammes d'une classe donnée, les lignes colorées les correlogrammes moyens) et (b) cartographie résultante des quatre classes d'influence au cycle morte-eau/vive-eau de la MES de surface : forte (rouge), moyenne (jaune), faible (vert), pas d'influence (bleu).

### 2.4.2 Application des modèles statistiques

Les modèles statistiques sont appliqués indépendamment, en chaque point, sur l'ensemble de la Manche. Les paramètres des trois modèles sont estimés à partir



d'une simple transformation logarithmique qui conduit à des régressions linéaires classiques analysées à partir de la bibliothèque statistique du langage IDL.

Les données de MES prédites par les modèles sont comparées aux MES satellite sur les années 2007-2009 en deux points choisis sur la base de l'analyse par corrélogramme (cf. Figure 2.7-b). Le point 1 (-4.565°E, 49.76°N), localisé à l'entrée de la Manche dans la partie ouest de la zone d'étude, est peu influencé par la marée. Le point 2 (-2.915°E, 48.98°N) est choisi le long des côtes bretonnes près de l'île de Bréhat où l'influence de la marée est forte.

Les résultats du modèle I tenant compte de la marée et de la MES moyenne sont présentés figure 2.8. Les valeurs les plus fortes de  $r^2$  sont localisées dans les zones identifiées comme fortement influencées par la marée. Les plus fortes corrélations entre la MES modélisée et satellite sont logiquement localisées aux endroits détectés par l'analyse par corrélogramme comme fortement influencés par la marée, par exemple au point 2 (Figure 2.8-b) où le coefficient de détermination est égale à 0,3. A contrario, au point 1 identifié comme étant faiblement influencé par la marée, la corrélation est nettement plus faible (Figure 2.8-a;  $r^2 < 0,02$ ). La présence fréquente de coccolithophores en été à l'entrée ouest de la Manche "perturbe" le signal de la MES non-algale moyenne en juillet au point 1 (Figure 2.8-a), avec une augmentation de MES en été. Le coefficient de détermination  $r^2$  indique la part de la variance de la MES expliquée par la marée. La carte représentant le  $r^2$  (Figure 2.8-c) met en avant des structures similaires à celles obtenues par l'analyse par corrélogrammes (Figure 2.7-b). Cette cartographie du  $r^2$  nous fournit une seconde classification spatiale de la sensibilité de la MES de surface à la marée en Manche.

La figure 2.9 présente un exemple d'évolution de la MES de surface obtenue à l'aide du modèle statistique I au cours d'un cycle morte-eau/vive-eau au mois de mars 2007. Cette illustration permet d'observer de quelle manière la Manche est impactée par le cycle morte-eau/vive-eau en condition hydrodynamique hivernale. La concentration en MES varie principalement dans le golfe Normand-Breton, les alentours de l'île de Wight et la Manche centrale.

La prise en compte de l'effet des vagues comme paramètre de forçage a un impact majeur sur les performances du modèle en Manche occidentale (Figure 2.10). Le Modèle II, où la MES moyenne a été remplacée par la hauteur significative

CHAPITRE 2. OBSERVATION SATELLITE DE LA DYNAMIQUE DES MES  
NON-ALGALES EN SURFACE

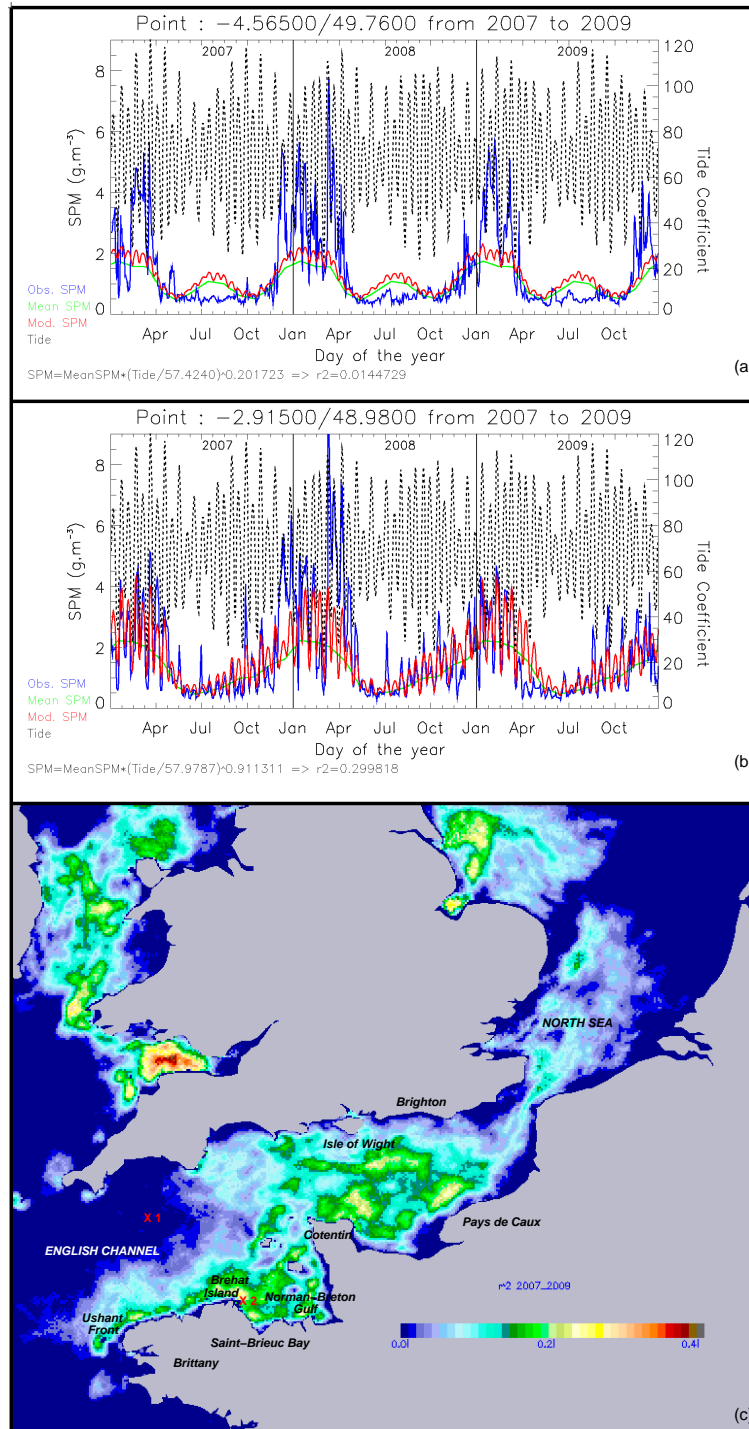


Figure 2.8 — Séries temporelles de la MES non-algal dérivée du satellite (ligne bleue), de la MES estimée par le modèle I (ligne rouge), de la MES non-algal moyenne (ligne verte) et du coefficient de marée (ligne pointillée) aux points (a) 1 et (b) 2. (c) Cartographie des valeurs de  $r^2$  obtenues avec le modèle I en Manche.

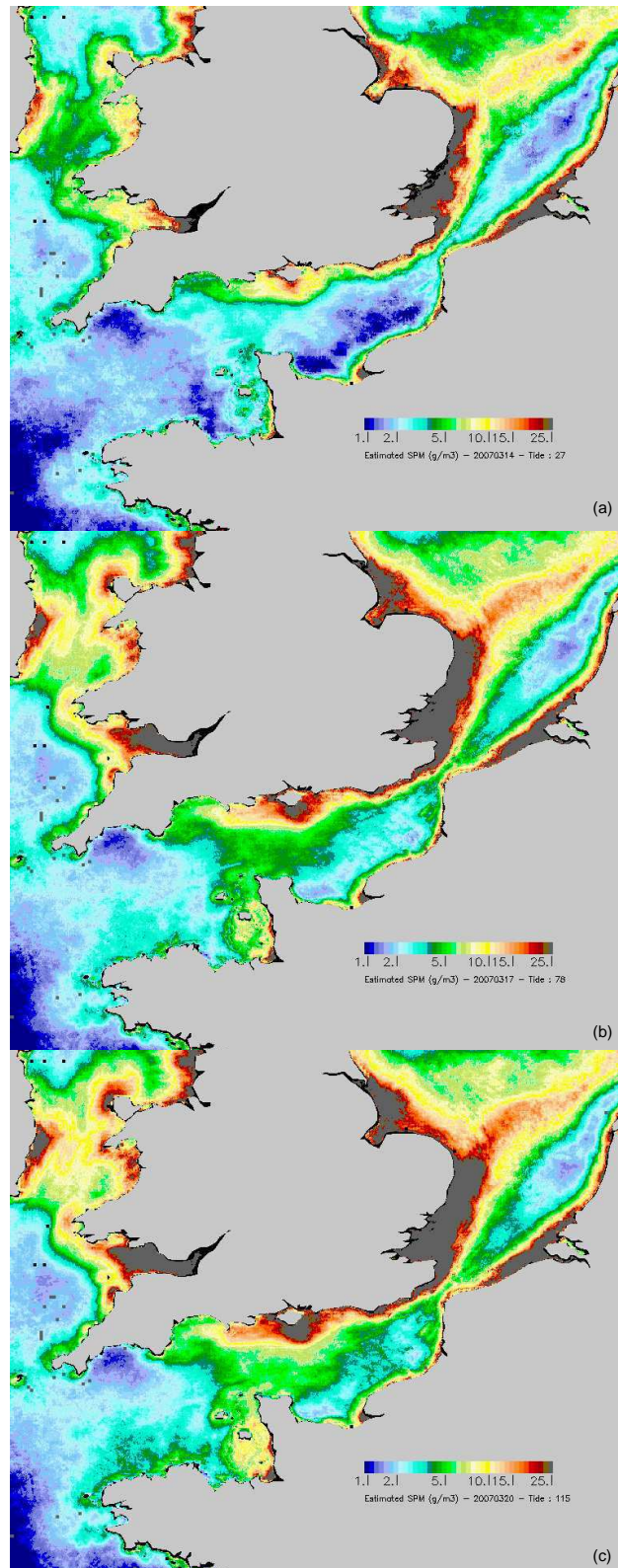


Figure 2.9 — Evolution de la MES estimée par le modèle statistique I le long d'un cycle de marée morte-eau/vive-eau en mars 2007.

CHAPITRE 2. OBSERVATION SATELLITE DE LA DYNAMIQUE DES MES  
NON-ALGALES EN SURFACE

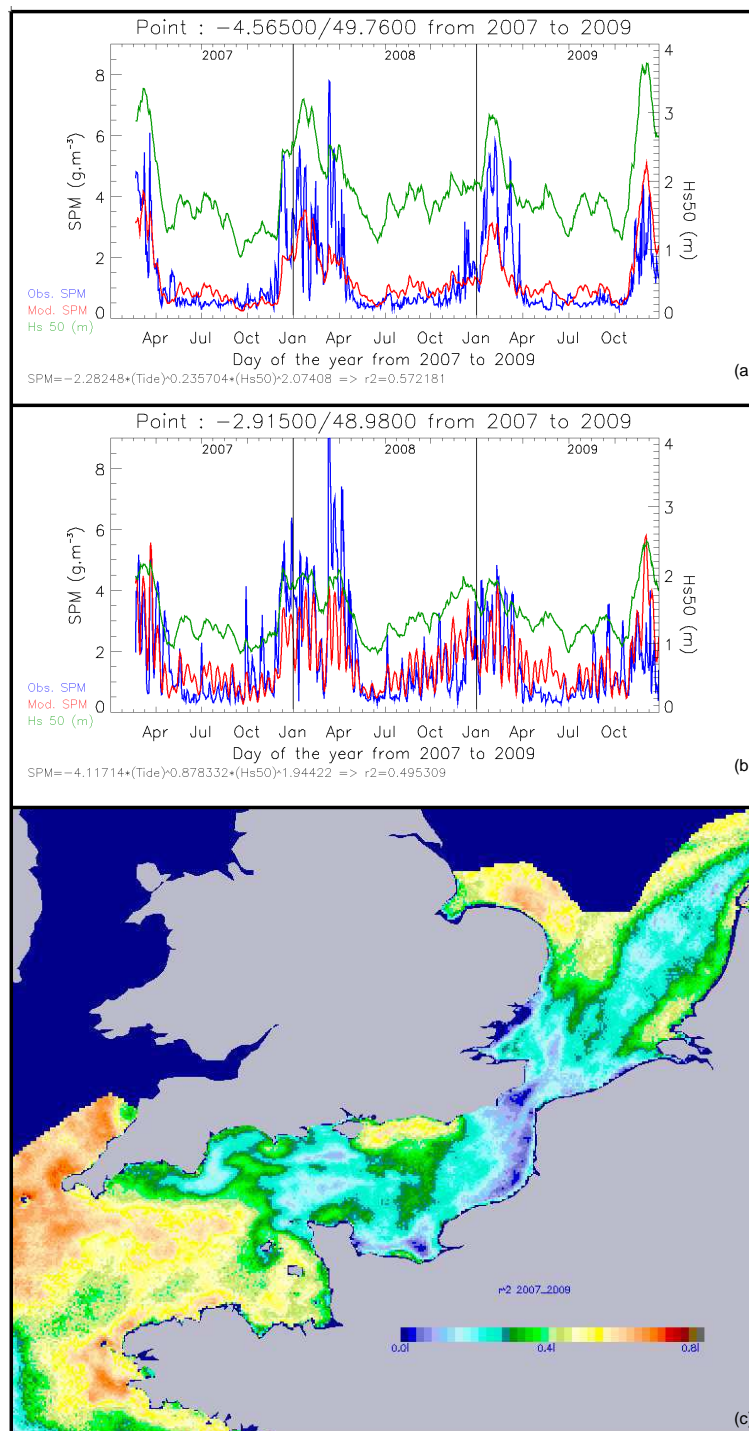


Figure 2.10 — Séries temporelles de la MES non-algal dérivée du satellite (ligne bleue), de la MES estimée par le modèle II (ligne rouge) et Hs50 (ligne verte) aux points (a) 1 et (b) 2. (c) Cartographie des valeurs de  $r^2$  obtenues avec le modèle II en Manche.

des vagues pondérée, reproduit mieux la variabilité de la MES dans les zones où la marée a peu d'influence (point 1, figure 2.10-a). Dans les zones dominées par la marée, par exemple au point 2, les résultats restent bons avec une estimation correcte de la variabilité des MES due aux vagues. Ce modèle améliore la corrélation entre les MES estimées et observées par satellite sur l'ensemble de la Manche (Figure 2.10-c). La corrélation est la plus forte à l'ouest de la Manche et au large de Brighton, où  $r^2$  atteint une valeur de 0,6. Cependant la concentration en MES est systématiquement surestimée en été et sous-estimée lors d'évènements de fortes vagues.

Le modèle statistique III fait intervenir la Chl-a comme variable explicative dans le but d'accentuer la saisonnalité et de corriger la surestimation estivale. Ce modèle améliore la corrélation entre la MES estimées et satellite, particulièrement en été (Figure 2.11-a,b), où l'écart entre la MES satellite (ligne bleue) et la MES estimée par le modèle III (ligne rouge) diminue. Spatialement, la valeur du  $r^2$  augmente à l'entrée de la Manche passant d'environ 0,6 (Figure 2.10-c) à environ 0,7 (Figure 2.11-c).

Les figures 2.12, 2.13 et 2.14 représentent spatialement les valeurs prises par les paramètres  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\theta$  dans l'équation du modèle III. Une valeur plus élevée d'un de ces paramètres indique une prise en compte plus importante de la variable associée en ce point dans le modèle statistique III. Les zones d'influences de la marée, de la houle et de l'indicateur saisonnier détectées à l'aide du coefficient de détermination sont retrouvées en analysant la répartition spatiale des valeurs de ces coefficients.

Le paramètre  $\alpha$  (Figure 2.12) est élevé le long des côtes bretonnes, dans le golfe Normand-Breton, en Manche centrale et orientale, et le long du littoral anglais en Mer du Nord, indiquant une importante influence de la marée en ces lieux. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus à l'aide des corrélogrammes et du coefficient de détermination du modèle statistique I.

Les zones où le paramètre  $\beta$  est le plus élevé (Figure 2.13) correspondent aux endroits où une amélioration a été détectée en utilisant le modèle statistique II. Il s'agit de l'ouest de la Manche, du golfe Normand-Breton et du littoral anglais situé à l'est de l'île de Wight. Ces zones sont fréquemment exposées aux houles en provenance de l'ouest.

Enfin, le paramètre  $\theta$  (Figure 2.14) est maximum le long des côtes bretonnes et

CHAPITRE 2. OBSERVATION SATELLITE DE LA DYNAMIQUE DES MES  
NON-ALGALES EN SURFACE

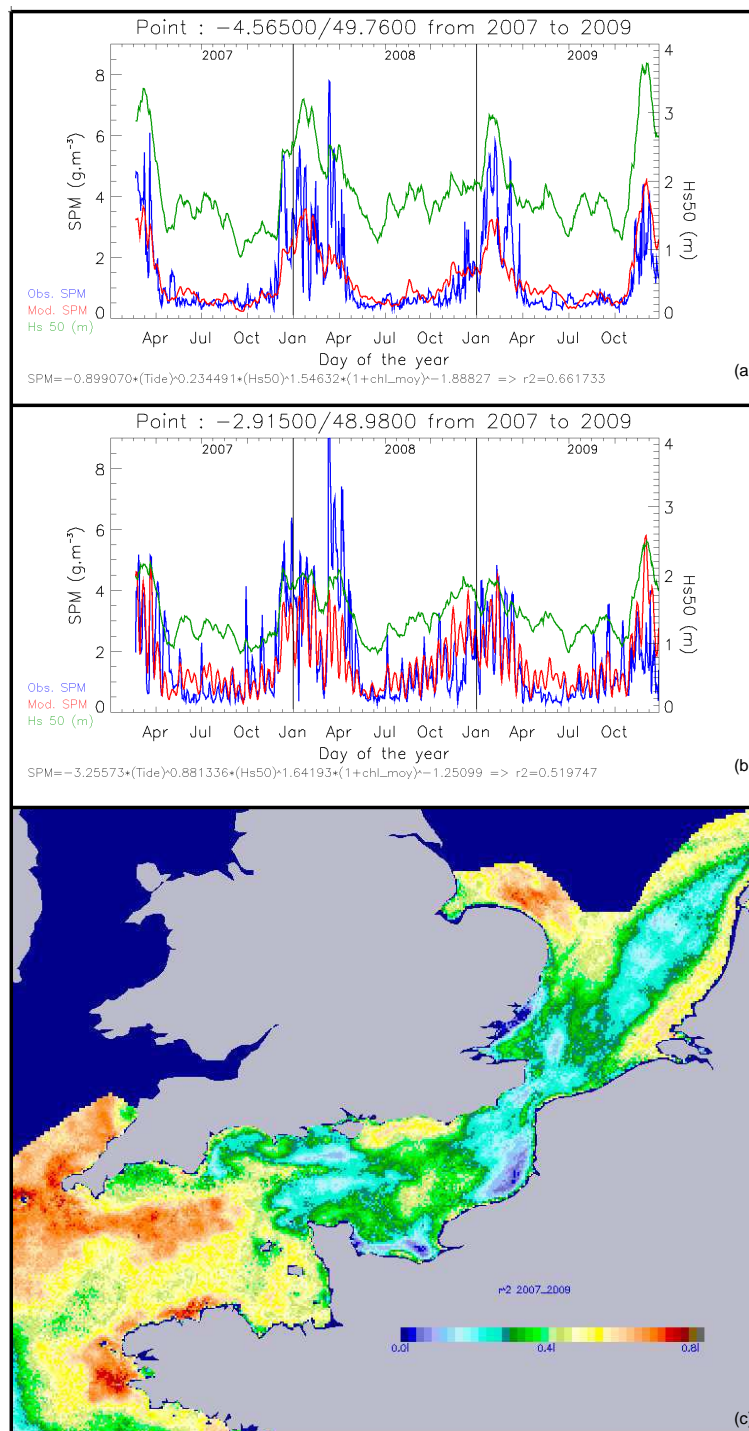


Figure 2.11 — Séries temporelles de la MES non-algal dérivée du satellite (ligne bleue), de la MES estimée par le modèle III (ligne rouge) et Hs50 (ligne verte) aux points (a) 1 et (b) 2. (c) Cartographie des valeurs de  $r^2$  obtenues avec le modèle III en Manche.

au large de la Cornouaille anglaise. Il s'agit de secteurs où le coefficient de détermination  $r^2$  du modèle statistique III a augmenté par rapport au modèle statistique II. Autour de l'île de Wight,  $\theta$  est très faible. L'ajout de la variable Chl-a a également peu modifié le  $r^2$  dans cette zone.

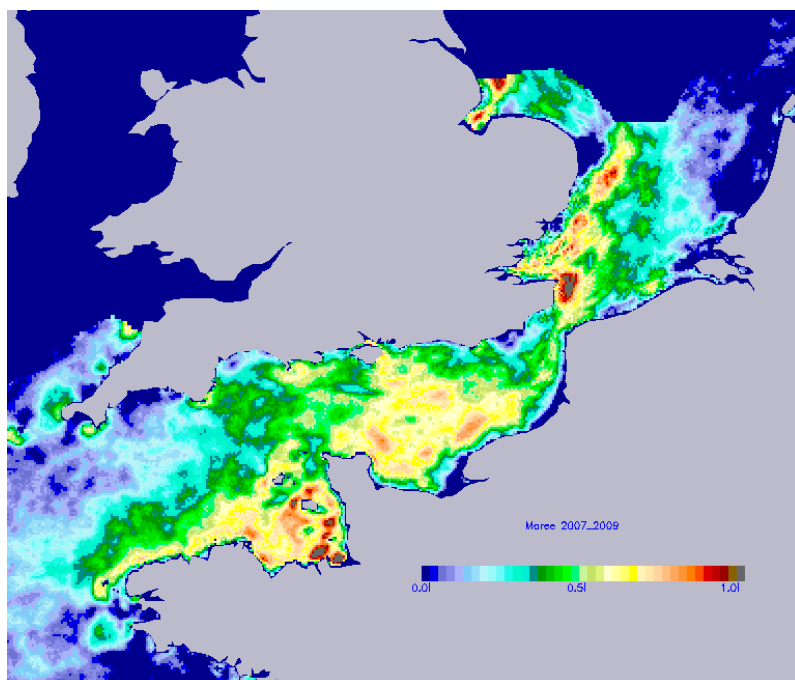


Figure 2.12 — Cartographie du paramètre  $\alpha$  du modèle statistique III (coefficient puissance appliqué à la marée).

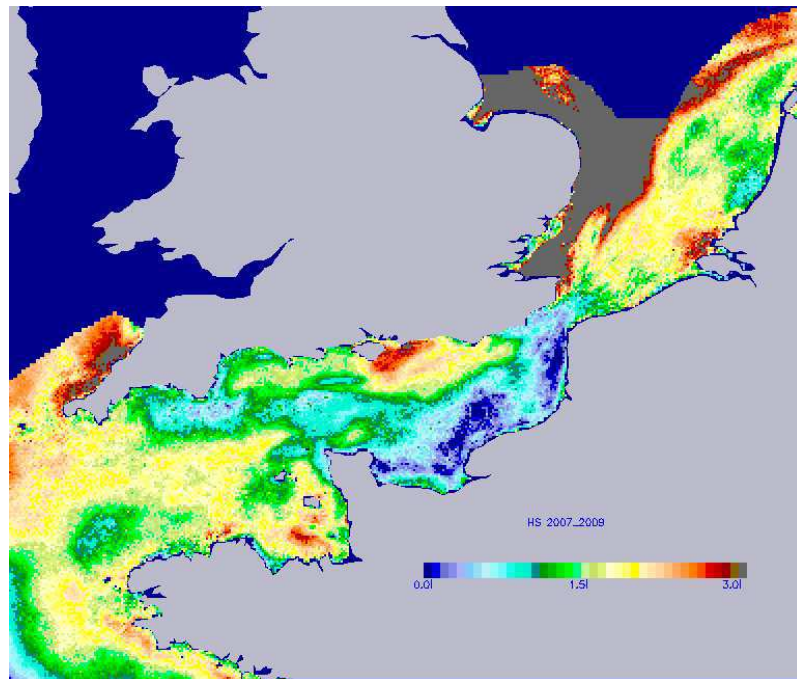


Figure 2.13 — Cartographie du paramètre  $\beta$  du modèle statistique III (coefficient puissance appliqué à la houle).

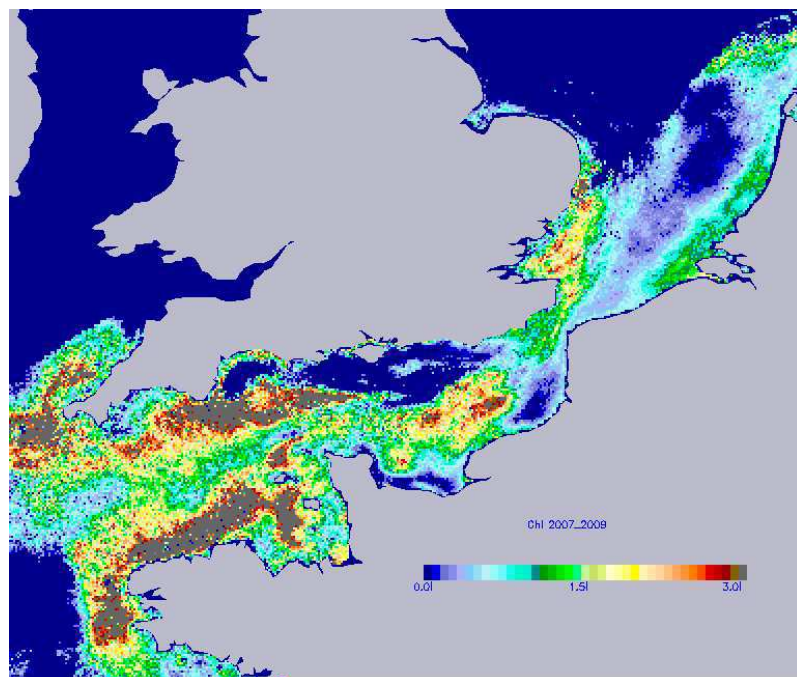


Figure 2.14 — Cartographie du paramètre  $\theta$  du modèle statistique III (coefficient puissance appliqué au facteur saisonnier).



## 2.5 Discussions

### 2.5.1 Influence de la marée, des vagues et de l'indicateur saisonnier

Les résultats de l'analyse par corrélogramme, le coefficient de détermination du modèle I et le paramètre  $\alpha$  du modèle III mettent en lumière les zones où l'influence du cycle morte-eau/vive-eau est particulièrement forte sur la MES de surface. Comme attendu, il s'agit de zones ayant de fortes amplitudes de marée et/ou de forts courants de marée (SHOM, 2000).

La cartographie des  $r^2$  obtenue avec le modèle I précise les zones présentant différents degrés de corrélation entre la marée et la concentration en MES. De manière générale, la corrélation avec la seule marée est plus forte en Manche centrale et orientale que dans la partie ouest, excepté dans le Golfe Normand-Breton et le long des côtes bretonnes. La Manche orientale est protégée des vagues venant de l'ouest par la péninsule du Cotentin et, même si les courants de marées ne sont pas particulièrement forts dans cette zone dans l'ensemble, ces derniers apparaissent dominants dans la dynamique des MES. L'importance de l'amplitude de marée dans le Golfe Normand-Breton explique le fort lien entre la marée et la MES dans cette région. Des valeurs plus élevées du  $r^2$  sont relevées localement dans des zones de forts courants (SHOM, 2000; Guillou, 2007), par exemple au large du Pays de Caux, du Cotentin, dans la Baie de Saint-Brieuc et au front de Ouessant. Toutes ces zones ont leurs concentrations de MES de surface qui varient étroitement avec la turbulence générée par la marée et sont caractérisées par des eaux bien mélangées (Pingree et Griffiths, 1978).

L'amélioration de l'estimation des MES à l'entrée ouest de la Manche après la prise en compte de l'effet des vagues dans le modèle II montre la forte influence de ce paramètre physique dans cette zone (Figure 2.10). Les valeurs les plus élevées de  $r^2$  sont observées aux endroits les plus exposés aux vagues : l'entrée ouest de la Manche, le Golfe Normand-Breton, au large de Brighton et le long des côtes méridionales de la Mer du Nord. Les trois premières zones sont exposées aux vagues venant de l'ouest, direction principale des vagues en Manche (Météo-France, 1991).

Les eaux ne sont stratifiées qu'une partie de l'année (Pingree et Griffiths, 1978). La stratification peut limiter la resuspension de la MES en réduisant le mélange

vertical et en entravant la transmission de l'agitation de la surface vers les couches du fond (Bowers, 2003). L'agrégation des particules, facilitée par les TEPs, et la stratification de la colonne d'eau sont étroitement connectées à la dynamique de la Chl-a. Par exemple, la stratification se met en place graduellement à l'entrée ouest de la Manche à partir de la fin du printemps jusqu'au milieu de l'été où d'importants blooms de phytoplancton sont courants, souvent avec une forte abondance de *Karenia mikimotoi*, un dinoflagellé toxique visible de l'espace (Vanhoutte-Brunier et al., 2008). Les résultats du modèle III démontrent de manière convaincante que l'introduction de la Chl-a comme paramètre améliore notablement les prédictions.

On doit cependant tempérer l'influence de la chlorophylle-a qui pourrait n'être qu'indirecte. En effet, la température de surface aurait pu être choisie à la place de la Chl-a dans le même but que celui qui a conduit au modèle III. La température de surface a l'avantage d'être une variable plus neutre vis à vis de la concentration en MES que la concentration en Chl-a car cette dernière est utilisée dans l'algorithme semi-analytique d'estimation de la concentration en MES. Des tests ont été réalisés en remplaçant les climatologies mensuelles satellite de Chl-a par celles de la température de surface et les résultats obtenus avec ce modèle III modifié sont présentés sur la figure 2.15. Les résultats obtenus avec ce nouveau modèle présentent globalement un coefficient de détermination  $r^2$  du même ordre de grandeur que celui obtenu dans la version initiale (Figures 2.11 et 2.15, c). Les baisses de la concentration en MES durant l'été sont moins bien reproduites avec ce modèle modifié (Figures 2.11 et 2.15, a et b). La prise en compte de la Chl-a ou de la température de surface comme variable dans le modèle permet de mieux reproduire les variations saisonnières de la MES.

### 2.5.2 Estimation des MES à une échelle régionale

Au début du printemps, lorsque les vagues sont moyennes, le modèle III estime correctement la dynamique de la MES (Figure 2.16a-c). Les structures prédites le 21 mars 2007 (Figure 2.16a) sont similaires à celles observées sur les images interpolées de MES (Figure 2.16b) et sur les images brutes de MES (Figure 2.16c). Comme attendu, les concentrations de MES estimées sont élevées autour de l'île de Wight et dans le golfe Normand-Breton et ont une valeur intermédiaire dans les secteurs centraux et occidentaux de la Manche.

Durant l'été cependant, même si dans l'ensemble les performances du modèle

CHAPITRE 2. OBSERVATION SATELLITE DE LA DYNAMIQUE DES MES  
NON-ALGALES EN SURFACE

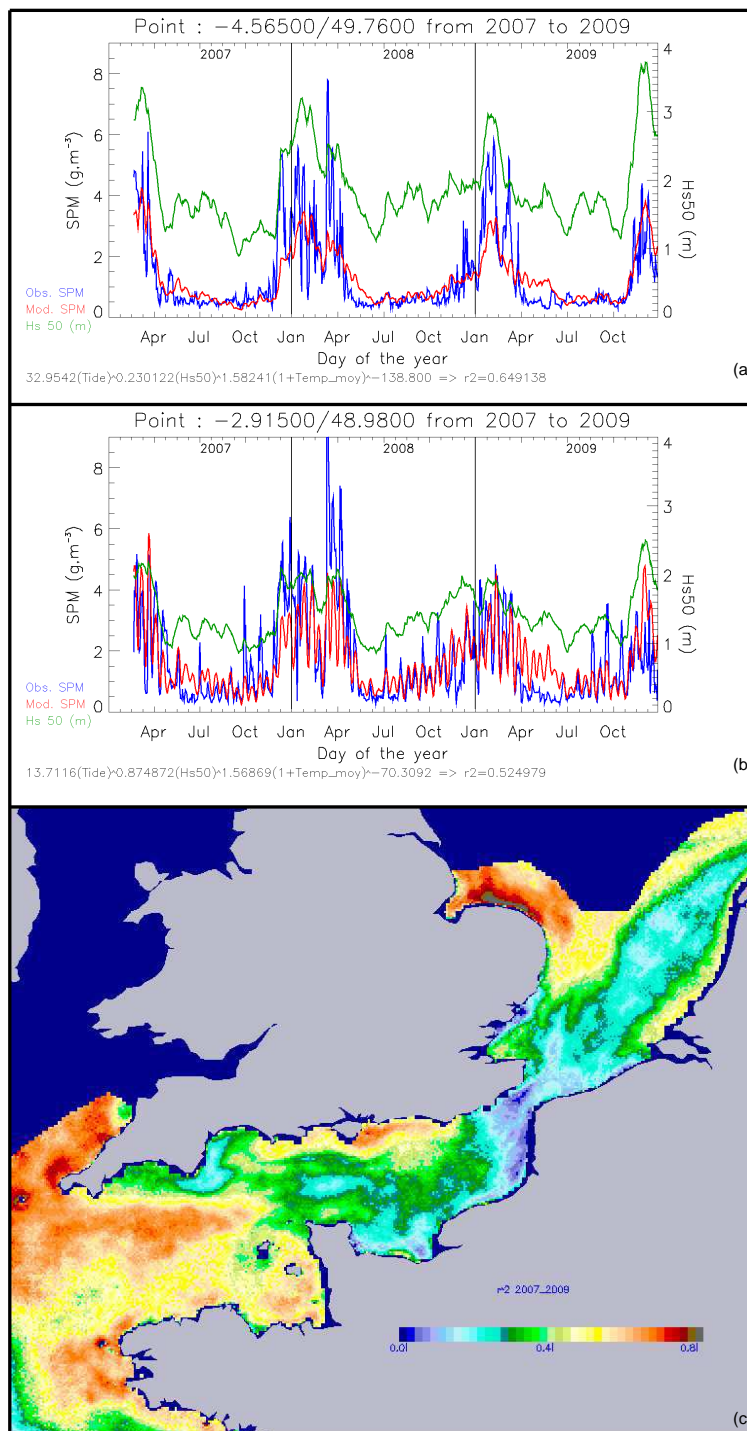


Figure 2.15 — Séries temporelles de la MES non-algal dérivée du satellite (ligne bleue), de la MES estimée par le modèle III modifié (ligne rouge) et Hs50 (ligne verte) aux points (a) 1 et (b) 2. (c) Cartographie des valeurs de  $r^2$  obtenues avec le modèle III modifié en Manche.

III restent bonnes, la MES a tendance à être surestimée (Figure 2.16d-f), principalement en Manche orientale où les concentrations observées sont faibles. L'algorithme de télédétection utilisé pour estimer la MES peut faillir pour des faibles concentrations (inférieurs à  $1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ ; Gohin et al., 2005) et/ou le problème peut être inhérent au modèle statistique.

Des concentrations particulièrement fortes de MES sont observées deux jours après la tempête du 9 décembre 2007 (Figure 2.16h-i), avec des valeurs plus fortes que la moyenne hivernale (Figure 2.4a). La fosse des Casquets (Hurd Deep), ayant une profondeur de 100 à 160 m, apparaît distinctement avec des concentrations plus faibles. Comme n'importe quel modèle statistique moyen, le modèle statistique III n'est pas capable de reproduire complètement les effets d'un événement extrême comme celui-ci. Les performances cependant sont bonnes pour l'est de la Manche et le golfe Normand-Breton, zones classées comme étant fortement influencées par l'activité de la marée. En Manche occidentale, où il a été démontré que l'influence des vagues est considérable, les concentrations en MES sont clairement sous-estimées, excepté aux environs de la fosse des Casquets.

### 2.5.3 Limites de l'approche

Le traitement des données de réflectances satellite pour estimer les MES non-algales incorpore de nombreuses hypothèses; notamment, celle que les propriétés optiques inhérentes des particules restent les mêmes sur toute la zone d'étude. Par exemple, la relation entre le coefficient de rétrodiffusion et la concentration en MES est prise linéaire, quelque soit la taille ou la composition des particules. Ceci signifie que le coefficient de rétrodiffusion spécifique (coefficient de rétrodiffusion par unité de masse) est constant pour toute la zone considérée. Cette hypothèse simplifie avec excès les conditions de la Manche où le coefficient de rétrodiffusion spécifique peut être plus élevé dans des sites très énergétiques et durant les vives-eaux (Bowers et Binding, 2006). En effet, Lubac et Loisel (2007) ont mis en avant l'effet de la nature des matières particulaires sur la variabilité de la réflectance de télédétection en Manche orientale, à travers l'étude du ratio de rétrodiffusion des particules (ratio de la rétrodiffusion sur la diffusion), ainsi que la sensibilité de la réflectance à l'agrégation des particules. Les variations de la turbulence entraînent alternativement l'agrégation des particules par floculation lors de périodes calmes et leur désagrégation durant les tempêtes et les vives-eaux. Ainsi la taille, la nature et la forme des particules changent, entraînant des variations du coefficient de

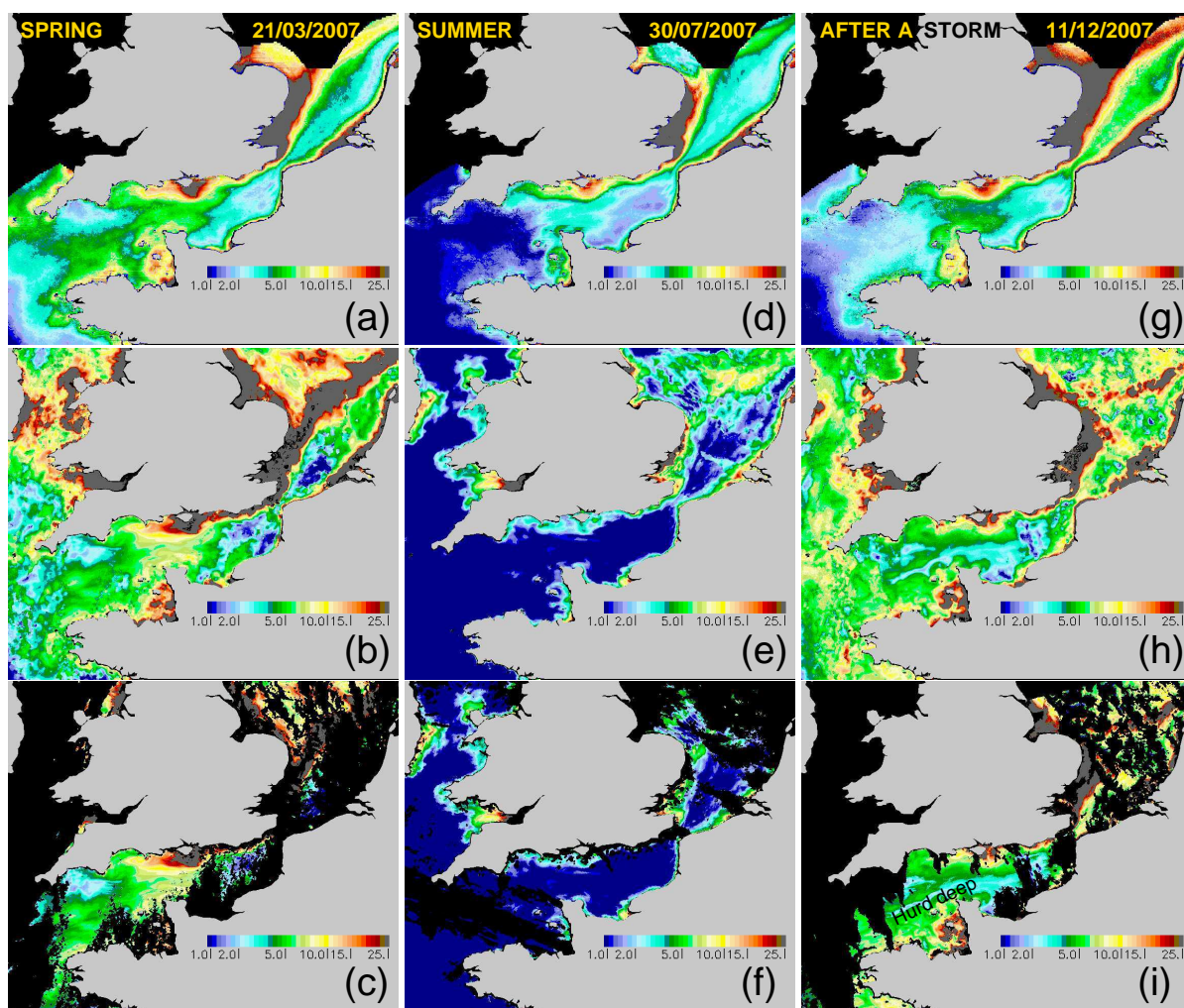


Figure 2.16 — Comparaison de la MES non-algal estimée par le modèle III (a, d, g), et observée sur les images satellite interpolées par krigeage (b, e, h) et brutes (c, f, i) le 21 mars, 30 juillet et 11 décembre 2007 respectivement.

rétrodiffusion spécifique. Dans le cas présent il aurait pu être préférable d'utiliser directement les cartes du coefficient de rétrodiffusion au lieu de celles de MES non-algales, mais ces produits ne sont pas disponibles en images quotidiennes interpolées. Malgré les limitations résultant de ces approximations dans le traitement des données satellite, la nature et l'intensité de quelques facteurs environnementaux clés (les vagues et la marée) agissant sur la variabilité de la turbidité ont été mises en évidence dans cette étude.

Les images satellite exploitées utilisent les corrections atmosphériques standards fournies par la NASA et l'ESA. L'hypothèse de base utilisée pour le calcul de ces corrections est que la luminance de l'eau est nulle au longueur d'ondes supérieures à 750 nm. Or ce postulat n'est pas totalement vrai en zones cotières lorsque de fortes concentrations en MES sont présentes (Aznay et Santer, 2009).

MERIS et MODIS ont leurs orbites synchronisées sur celle du soleil : MERIS croise l'équateur quotidiennement aux environs de 10:30 et MODIS aux environs de 13:30. Leurs cycles de répétitions sont respectivement de 35 et 16 jours. Par exemple, l'heure d'observation par le satellite MODIS de la Manche varie entre 11:00 et 14:00 (la bande est ou ouest est automatiquement choisie suivant l'angle zénithal). Cet intervalle irrégulier d'échantillonnage entraîne un aliasing des données, rendant difficile la détermination de l'importance relative du cycle morte-eau/vive-eau et du cycle semi-diurne sur la dynamique des MES.

Sur les produits interpolés MERIS/MODIS, un décalage de 5 heures est possible entre les acquisitions des deux satellites (entre 09:00 et 14:00). Ainsi, différents moments du cycle semi diurne de la marée peuvent se confronter sur la même image. De plus, le schéma utilisé pour générer la base de données interpolées peut utiliser des images séparées de  $\pm 5$  jours par rapport au jour étudié suivant la couverture nuageuse. Malgré les limitations dues aux effets de l'interpolation spatiale et temporelle, la signature d'environ 14 jours du cycle morte-eau/vive-eau est clairement visible sur les images interpolées (Figure 2.8, a,b).

Les effets négatifs de l'interpolation sont plus préoccupants pour la sensibilité du modèle aux vagues. Dans le cas de nuages persistants les jours précédant une tempête, des signes de la tempête peuvent être visibles sur les images interpolées

5 jours avant l'évènement. A l'opposé, il y a fréquemment un retard dans l'observation des effets des tempêtes, toujours du fait de la présence de nuages. Ainsi, les impacts de la tempête du 9 décembre 2007 déjà évoquée (paragraphe 2.5.2) ne sont visibles que le 11 décembre 2007 (Figure 2.16i). L'interpolation des images entraîne un maximum de la concentration en MES le 11 décembre, soit 2 jours après la tempête. De toute évidence les évènements extrêmes ne peuvent être localisés précisément dans le temps, ce qui peut expliquer la sensibilité relativement faible du modèle aux fortes vagues.

La bathymétrie en tant que telle n'a pas été incorporée comme variable explicative dans les modèles statistiques I-III. Cependant, les paramètres inconnus sont calculés en chaque point. Ainsi, l'influence de la bathymétrie, qui est constante dans le temps, est incluse dans ces paramètres.

Dans cette étude, l'influence de la marée est considérée uniquement à travers le cycle morte-eau/vive-eau. Le cycle de marée semi-diurne contribue également significativement aux processus de resuspension dans la région étudiée qui est caractérisée par de fortes marées (Lafite et al., 2000). Contrairement à ce qui a été développé dans d'autres études qui s'intéressent à la variabilité de la MES à court terme propre à un site (Pejrurp, 1986; Weeks et al., 1993), il n'est pas possible dans le cas présent de prendre en compte l'influence du cycle semi-diurne. En effet, l'heure des données satellite interpolées ne peut être définie exactement et deux acquisitions par jour ne suffisent pas pour étudier un cycle journalier. Les données issues des capteurs COCTS (CNSA, Chine) et SeaWifs (NASA, Etats-Unis), disponibles sur notre période d'étude, auraient pu être utilisées pour disposer d'un plus grand nombre d'images par jour.

L'intensité des vagues dans les modèles est quantifiée par le paramètre  $H_{s50}$ , celui-ci étant la moyenne pondérée de la hauteur significative des vagues sur les 50 jours précédents. Les résultats obtenus en utilisant une moyenne simple de  $H_s$  ne sont pas significativement différents. Actuellement, la même approche est appliquée au golfe de Gascogne et les tests effectués suggèrent qu'en ce lieu une période comprise entre 10 et 25 jours est plus appropriée. L'exposition du plateau du golfe de Gascogne aux tempêtes océaniques entraîne un effet court, fort et immédiat sur la resuspension des MES par les vagues. Dans le but d'augmenter la sensibilité du

modèle aux vagues, il serait possible de mieux définir les poids attribués à l'activité des vagues précédant le jour estimé en utilisant les données brutes MODIS et MERIS (au lieu des produits interpolés), en acceptant des trous dans les séries temporelles. Dans ce cas, la signature de la MES satellite serait attribuée à un jour précis et l'ajustement du modèle sur ces données serait plus facile, malgré un jeu de données plus réduit. Néanmoins le rôle global de la marée et de la houle en Manche a été suffisamment bien étudié pour obtenir des informations qualitatives sur la variabilité des MES de surface, utiles au développement d'un nouveau modèle hydro-sédimentaire.

En plus des vagues (ou d'ondes de gravité de surface), les vents peuvent générer des courants turbulents près de la surface qui dépendent principalement de leurs forces et de leurs durées. Ceci conduit à la formation de la couche d'Ekman, épaisse d'environ 20 m en Manche (Garreau, 1997). Les courants induits par le vent ne sont donc pas, seuls, responsables de la resuspension de sédiments de fond dans cet environnement où la bathymétrie est inférieure à 20 m uniquement en zone côtière. En plus de l'énergie cinétique turbulente (TKE) induite par la marée, la TKE associée aux vents peut cependant contribuer à maintenir la matière particulaire en suspension comme signalé par Bowers (2003). Par simplicité, cet impact n'a pas été pris en compte dans les différents modèles statistiques testés. L'effet du vent n'a été pris en compte qu'à travers les vagues.

Dans cette étude, la marée est représentée par une variable spatialement uniforme : le coefficient de marée. Ce paramètre ne prend pas en compte la variabilité spatiale de la dynamique de la marée dominante en Manche, liée principalement à la bathymétrie et à la forme du littoral. Ceci peut expliquer la divergence observée en Manche Centrale, spécifiquement le long de la coupe transversale Wight-Cotentin où Velegrakis et al. (1997) a noté que les variations de MES étaient fortement contrôlées par l'advection. La détermination de la variable pertinente pour traiter cet aspect dans un modèle statistique simple n'est pas aisée et mériterait des recherches supplémentaires.

L'hypothèse la plus discutable dans cet exercice de modélisation est l'utilisation de la concentration moyenne mensuelle de Chl-a comme indicateur de la stratification de la colonne d'eau et de la floculation des particules. L'évolution saisonnière



de la Chl-a estimée par télédétection dans les eaux côtières turbides est bien représentée par l'algorithme utilisé (Gohin, 2011). L'ajout de la Chl-a dans le modèle améliore le coefficient de détermination, et donc les prédictions de MES. Toutefois, cela n'implique pas une relation de causalité entre la Chl-a et la MES de surface, mais plutôt que la MES non-algale et l'inverse de la Chl-a peuvent évoluer saisonnièrement de la même façon. La température de surface est un autre indicateur pertinent.

## 2.6 Conclusions

Cette étude vise à évaluer la variabilité des MES non-algales en se basant uniquement sur les images satellite couleur de l'eau. Trois modèles statistiques ont été testés avec différentes variables physiques en entrée. La marée et les vagues ont été identifiées en tant que facteurs importants contrôlant les MES de surface. Les rôles de la stratification de la colonne d'eau et de la floculation des particules nécessitent confirmation. Les principaux résultats de cette étude sont les suivants :

1. Une forte dépendance au cycle morte-eau/vive-eau a été identifiée en Manche centrale et orientale, dans le golfe Normand-Breton et le long des côtes bretonnes.
2. La modélisation montre une forte dépendance à la hauteur significative  $H_s$  intégrée en Manche occidentale et sur le littoral anglais situé à l'est de l'île de Wight.
3. Au regard de la simplicité de la formulation, les concentrations de MES de surface prédites par le modèle III (MES versus marée, vagues et Chl-a) ont une forte corrélation avec les valeurs observées ( $r^2 > 0,5$  en Manche occidentale). Mis à part en cas de tempêtes, le modèle reproduit fidèlement les structures de MES et leurs intensités.

La qualité des prédictions n'est pas homogène dans toute la zone d'étude. Les plus mauvais résultats sont obtenus dans le secteur est où les conditions hydrodynamiques sont plus complexes et l'advection importante. Le choix d'un nombre limité de variables explicatives simples et l'interpolation spatiotemporelle dans le jeu de données de MES (induisant une incertitude sur les champs de MES) limitent les performances des modèles statistiques. Il serait possible d'améliorer encore la performance du modèle en incorporant de nouvelles variables explicatives (*e.g.* le vent à partir de diffusiomètre satellite) et/ou en utilisant des données satellite brutes afin de réduire le lissage dû à l'interpolation. On peut toutefois aussi se poser légitimement la question de la qualité des estimations des satellites en situation de tempête. L'algorithme des MES a été validé sur un jeu de mesures réparties très majoritairement dans la gamme de  $1-40 \text{ mg.l}^{-1}$ . Les évaluations post-tempêtes, conduisant à des niveaux parfois beaucoup plus élevés, peuvent donc être douteuses et surestimées.

*CHAPITRE 2. OBSERVATION SATELLITE DE LA DYNAMIQUE DES MES  
NON-ALGALES EN SURFACE*

---

Les résultats de cette étude seront pris en compte pour mettre en place le modèle numérique hydrosédimentaire sur la zone d'étude, le but final étant de représenter des configurations hydrodynamiquement plus complexes, englobant toute la colonne d'eau avec une résolution temporelle plus fine.

# Chapitre 3

## Modélisation numérique hydrosédimentaire tridimensionnelle

### Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>54</b>
<b>3.2</b>	<b>Description du modèle</b>	<b>59</b>
3.2.1	Hypothèses générales	59
3.2.2	Modélisation de la circulation	61
3.2.3	Modélisation du transport sédimentaire en suspension	69
3.2.4	Conditions de simulation	85
<b>3.3</b>	<b>Applications du modèle</b>	<b>95</b>
3.3.1	Résultats de la configuration de base	95
3.3.2	Sensibilité aux conditions limites en MES	108
3.3.3	Prise en compte des influences saisonnières	120
<b>3.4</b>	<b>Exploitation du modèle et interprétations</b>	<b>136</b>
3.4.1	Influences respectives du courant et de la houle	136
3.4.2	Composition de la MES de surface	151
3.4.3	Dynamique temporelle de la MES en Manche	155
3.4.4	Dynamique de la MES près de l'île de Wight	164
<b>3.5</b>	<b>Conclusions</b>	<b>172</b>

---

### 3.1 Introduction

La modélisation numérique et l’observation par satellite sont fréquemment exploitées simultanément afin de décrire la dynamique des sédiments en suspension. Différentes approches sont utilisées dans ce but. Par exemple, Fettweis et al. (2007) combinent les courants issus d’un modèle hydrodynamique bidimensionnel à des images satellite décrivant les concentrations en MES pour évaluer le flux de sédiments à long terme à travers le détroit du Pas de Calais de la Manche orientale à la Mer du Nord méridionale. Dans d’autres études, les concentrations en MES de surface issues des satellites sont directement utilisées au sein d’un modèle hydrosédimentaire : les MES satellite permettent d’initialiser la concentration de sédiments dans un modèle en mer de Bohai (Chine, Chen et al., 2010) ou sont assimilées au cours des simulations en Mer du Nord (Dobrynin, 2009; El Serafy et al., 2011). Ces techniques permettent d’améliorer les estimations de MES. Dans le cas de l’assimilation, il reste cependant nécessaire de corriger le modèle initial lorsque d’importantes différences sont observées entre les valeurs simulées avec et sans assimilation.

Néanmoins, la plupart des travaux utilisant conjointement un modèle et des images satellite les comparent avec pour objectifs de calibrer et/ou de valider le modèle. Plusieurs études ont déjà été réalisées sur le plateau continental Nord-Ouest européen incluant la Manche (Tableau 3.1). La répartition stationnaire modélisée par Menesguen et Gohin (2006) d’un traceur, injecté spatialement suivant la fraction en silts dans le lit sédimentaire et la contrainte moyenne exercée par la houle, reproduit les principales structures de la répartition spatiale des MES de surface en Manche obtenue en les moyennant sur l’ensemble des images claires SeaWiFS. Souza et al. (2007) confrontent leur modèle hydrosédimentaire 3D aux images SeaWiFS sur le plateau continental européen dans une situation représentative de la saison hiver/printemps. Le modèle représente les caractéristiques à grande échelle de la MES de surface en Mer du Nord en reproduisant leur distribution représentatif pour cette saison. En se basant sur une configuration similaire, Sykes et Barciela (2012) comparent le satellite et le modèle à l’aide de séries temporelles en plusieurs points du domaine et de cartes représentant la concentration de MES de surface moyennée par saison sur 2008 et 2009. L’étude sur une période plus étendue permet d’analyser le comportement du modèle pour différentes conditions

hydrodynamiques. En Mer du Nord, Dobrynin et al. (2011) comparent en 8 dates réparties sur l'année 2002 les résultats de leur modèle aux données des satellites MOS (DLR, Allemagne) et MERIS (ESA, Europe). Les structures horizontales obtenues sont globalement similaires, cependant les fronts de MES modélisés ont des concentrations plus fortes que ceux observés. La couverture nuageuse est importante et la fauchée du satellite MOS réduite, entraînant des comparaisons dans des zones restreintes de la Mer du Nord. Les comparaisons satellite/modèle sont également couramment utilisées pour calibrer les paramètres intervenant dans la dynamique sédimentaire, par exemple le taux d'érosion en estimant la masse de sédiments érodée durant une tempête (Pleskachevsky et al., 2005) ou en ajustant le paramètre pour que les concentration de MES satellite et modélisées soient en accord (Ouillon et al., 2004). Gerritsen et al. (2000) et Vos et al. (2000) testent la sensibilité de leur modèle à différents paramètres (vitesse de chute, contraintes critiques d'érosion et de dépôt, apport de sédiments par l'érosion côtière) en analysant la qualité de l'ajustement des résultats du modèle aux données satellite.

Dans ces différentes approches, les modèles hydrosédimentaires développés dans les environs de la Manche présentent plusieurs niveaux de complexité. La majorité de ces modèles est tridimensionnelle (Pleskachevsky et al., 2005; Souza et al., 2007; Dobrynin et al., 2011; Sykes et Barciela, 2012). Certains ne considèrent qu'une seule classe de sédiments (Souza et al., 2007), d'autres utilisent une approche multiclasse (Pleskachevsky et al., 2005; Dobrynin et al., 2011; Sykes et Barciela, 2012). Si tous ces modèles tiennent compte de la marée et du vent, la houle n'est pas toujours prise en compte (Souza et al., 2007; Sykes et Barciela, 2012). Pourtant, de nombreux travaux ont démontré l'importance de considérer ce forçage en Manche pour l'étude des MES (*e.g.*, Grochowski et Collins, 1994; Velegrakis et al., 1999; Lafite et al., 2000; Guillou et Chapalain, 2011)

Les apports de MES au niveau des frontières ouvertes sont également rarement considérés dans les modélisations hydrosédimentaires appliquées à la Manche et ses environs (*e.g.*, Souza et al., 2007; Guillou et Chapalain, 2010; Sykes et Barciela, 2012). Pourtant, la Manche est une zone de transit pour les sédiments originaires de l'Océan Atlantique vers la Mer du Nord à travers le détroit du Pas de Calais (Salomon et Breton, 1993; Velegrakis et al., 1999) et donc cette quantité de matière venant de l'extérieur du domaine d'étude n'est dans ce cas pas prise en compte. Des concentrations de MES constantes dans le temps sont imposées au niveau des

frontières en Mer du Nord par Holt et James (1999), Gerritsen et al. (2000), Vos et al. (2000), Pleskachevsky et al. (2005), Gayer et al. (2006), et Dobrynin et al. (2011), mais cela ne leur permet pas de tenir compte de la dynamique saisonnière et d'événements de houles. La variation saisonnière est prise en compte sur une emprise réduite aux côtes Belges et Hollandaise par Fettweis et den Eynde (2003). En se basant sur des mesures *in situ* de concentrations de MES (MUMM Monitoring Program, 1976–1996), ils imposent aux frontières une concentration qui varie suivant la saison. A une échelle plus élargie, El Serafy et al. (2011) forcent la MES aux frontières de la Mer du Nord à partir de climatologies.

Sur le plateau continental européen, les processus d'agrégation sont pris en compte uniquement par Sykes et Barciela (2012) à partir de la méthode proposée par Bowers et al. (2005) et développée par Ellis et al. (2008). Cette paramétrisation leur permet d'améliorer la modélisation des MES faite sur la même emprise par Souza et al. (2007).

Le modèle numérique hydrosédimentaire développé dans le cadre de cette étude se base sur les modules tridimensionnels de ROMS (Regional Ocean Modeling System) décrit notamment par Shchepetkin et McWilliams (2005), Haidvogel et al. (2008) et Warner et al. (2008a). Son module sédimentaire a précédemment été utilisé avec succès par exemple par Warner et al. (2008b), Bever et al. (2009) et Ganju et Schoellhamer (2009). Les forçages de marée et de houle sont pris en compte dans le modèle, la Manche étant une zone macrotidale régulièrement soumise à l'action de la houle. L'action du vent y est également incorporée. Un modèle multiclasse a été choisi afin de représenter l'ensemble des tailles de sédiments et la granulométrie très hétérogène du substrat en Manche. Les résultats du modèle ont été exploités sur une année entière, 2008, afin de pouvoir analyser les variations saisonnières. La paramétrisation utilisée dans le modèle se base sur celle de Guillou et Chapalain (2010).

La spécificité de cette étude est d'utiliser une approche couplée satellite/modèle en deux étapes :

- Dans un premier temps, les données satellite sont intégrées au sein du modèle en utilisant des produits issus de la télédétection comme conditions limites en MES dans le modèle hydrosédimentaire.
- Dans un deuxième temps, le modèle hydrosédimentaire et les données satellite sont comparés pour calibrer les paramètres et valider les résultats des simulations.

**Ce travail est innovant car il intègre deux paramétrisations originales qui font l'objet d'études de sensibilité :**

(i) Paramétrisation des conditions limites en MES aux frontières ouvertes.

Dans cette étude, différentes manières de paramétrer les conditions limites en MES au niveau des frontières ouvertes sont testées (Section 3.3.2). Après avoir imposé un gradient de concentration nul, le modèle hydro-sédimentaire est forcé en MES aux frontières ouvertes successivement par des concentrations issues des climatologies mensuelles satellite et des résultats du modèle statistique III. Ces deux paramétrisations permettent de tenir compte des apports extérieurs au domaine d'étude avec des données réalistes qui évoluent en suivant les variabilités saisonnières et inter-annuelles.

(ii) Les influences saisonnières.

L'analyse statistique des données satellite suggère l'influence de l'agrégation sur les MES de surface à travers l'utilisation d'un troisième paramètre, la Chl-a. L'ajout de ce paramètre dans le modèle statistique avait amélioré l'estimation de la MES. Dans cette étude, les influences saisonnières, attribuées à l'agrégation et à la cohésion du fond liées à l'activité biologique, sont testées en appliquant une formulation de la vitesse de chute et de la contrainte critique d'érosion variant suivant la saison (Section 3.3.3).

Une fois mis en place, le modèle est exploité (Section 3.4). Dans un premier temps, les influences respectives de la marée et de la houle (Section 3.4.1) et la composition granulométrique des sédiments présents en surface (Section 3.4.2) sont décrites. Puis, la variabilité temporelle de la MES est étudiée aux échelles des cycles semi-diurnes, morte-eau/vive-eau et d'un épisode de houles (Section 3.4.3). Pour conclure, la dynamique de la MES autour de l'île de Wight est analysée (Section 3.4.4).



CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

---

Référence	Données satellite	2D/3D	Nombre de classes	Houle	Ag	CL	Approche
Fettweis et al. (2007)	SeaWIFS	2DH	0				Combinaison
Souza et al. (2007)	SeaWIFS	3D	1				Comparaisons
Sykes et Barciela (2012)	SeaWIFS	3D	2		X		Comparaisons
Puls et al. (1994)	Coastal Zone Colour Scanner (CZCS)	3D	1	X			Comparaisons
Pleskachevsky et al. (2005)	Modular Optoelectronic Scanner (MOS)	3D et quasi-3D	3	X			Comparaisons
Gerritsen et al. (2000) Vos et al. (2000)	NOAA/ AVHRR	2D et 3D	1	X		X	Comparaisons
El Serafy et al. (2011)	MERIS	3D	2	X		X	Assimilation
Dobrynin (2009) Dobrynin et al. (2011)	MERIS et MOS	3D	3	X		X	Comparaisons et assimilation
Cette étude	MODIS et MERIS	3D	11	X	X	X	Combinaison et comparaisons

Tableau 3.1 — Revue des principales études utilisant simultanément un modèle numérique et des images satellite sur le plateau continental Nord-Ouest européen. Ag : Prise en compte de l'agrégation. CL : Forçage en MES aux frontières ouvertes.

## 3.2 Description du modèle

### 3.2.1 Hypothèses générales

Les équations de Navier-Stokes moyennées sont simplifiées avec l'hypothèse d'hydrostaticité et les hypothèses de Boussinesq (1877, 1903).

Cette étude se concentre sur la Manche centrale et la Manche orientale où les eaux sont relativement bien mélangées (Pingree et Griffiths, 1978). La stratification thermique y est faible tout au long de l'année (Agoumi, 1982). De plus, les eaux douces sont apportées principalement par la Seine dont le flux se confine essentiellement à la frange côtière du Pays de Caux au Boulonnais (Brylinski et al., 1984). Ainsi, les processus thermo-halins sont négligés. La température et la salinité sont considérées constantes dans l'espace et le temps, respectivement égales à  $T=12^{\circ}\text{C}$  et  $S=35$  psu. La masse volumique de l'eau  $\rho$  est supposée homogène et fixée à la masse volumique de référence  $\rho = \rho_0 = 1025 \text{ kg.m}^{-3}$ .

Le mélange eau-sédiment est supposé Newtonien. Pour cela, il est supposé que la micro-échelle de turbulence de Kolmogorov est supérieure à la taille des particules sédimentaires (Barenblatt, 1953). En Manche, pour une vitesse de frottement typique de l'ordre de  $10 \text{ cm.s}^{-1}$ , la micro-échelle de turbulence de Kolmogorov est de  $800 \mu\text{m}$  (Guillou et Chapalain, 2010). Il est également supposé que la concentration de sédiments est assez élevée pour représenter un continuum et pas trop forte pour négliger les effets d'interactions entre particules ( $<8 \text{ g/l}$  Lumley, 1978). De plus, on fait l'hypothèse que l'inertie des particules est faible (Soo, 1967; Lumley, 1978). Ainsi, leur vitesse ne diffère de celle du fluide que d'une vitesse de chute constante. Conformément à l'abaque de Soulsby et Wainwright (1987), les effets de stratification d'origine sédimentaire sur les transports turbulents peuvent être négligés compte tenu des caractéristiques de l'écoulement et du sédiment (régime I).

Le paramètre de rugosité  $z_0$  est la hauteur au dessus du fond à laquelle la vitesse du fluide est nulle. Christoffersen et Jonsson (1985) proposent une expression du  $z_0$  qui cadre bien avec les mesures expérimentales de Nikuradse (1933). Dans cette étude, la formulation utilisée est celle de Colebrook et White (1937), qui est une version simplifiée de la précédente, sous les hypothèses d'écoulement turbulent sur fond rugueux et de fond plat et non ridé :

$$z_0 = \frac{d_{50}}{12} \quad (3.1)$$

où  $d_{50}$  est le diamètre médian des sédiments composant le substrat.

Dans le modèle hydrosédimentaire multiclasse, chaque particule est admise sphérique, non cohésive et de masse volumique  $\rho_s = 2650 \text{ kg.m}^{-3}$ . L'apport de sédiments par les fleuves n'est pas pris en compte, la contribution des fleuves aux flux sédimentaires étant peu importante en Manche orientale (de l'ordre de 5%, Velegarakis et al., 1996).

Durant cette étude, les MES observées par satellite et modélisées seront comparées. Deux différences existent entre ces deux quantités :

- Les concentrations de sédiments en suspension simulées par le modèle numérique correspondent à des MES uniquement minérales. Les MES non-algales observées par satellite contiennent des petites quantités de MES organiques non apparentées à du phytoplancton vivant, l'algorithme de traitement des données couleur de l'eau ne pouvant les détecter et les soustraire à la MES totale. Ce matériel organique, composé principalement de matières organiques détritiques, est négligé lors des comparaisons satellite/modèle .
- La définition de surface est différente s'il s'agit de MES modélisées ou satellite. Les concentrations de MES de surface modélisées sont extraites au centre de la cellule de surface (d'une épaisseur variable selon la bathymétrie, ayant une moyenne autour de 5 m). Les données satellite sont intégrées sur la profondeur de pénétration du signal. Cette épaisseur varie suivant la concentration en MES. Elle est estimée à environ 8 m pour une concentration faible de  $1 \text{ mg.l}^{-1}$  et est inférieure à 2 m pour des concentrations supérieures à  $10 \text{ mg.l}^{-1}$ . Par la suite, il sera considéré que les deux notions sont équivalentes.

## 3.2.2 Modélisation de la circulation

### 3.2.2.1 Equations moyennes

Les équations primitives hydrostatiques sont exprimées dans un repère ortho-normé cartésien  $(O,x,y,z)$  où l'origine  $O$  est située au niveau d'eau moyen  $h$ ,  $(Ox)$  et  $(Oy)$  sont les axes horizontaux et  $(Oz)$  est l'axe vertical ascendant. Elles s'expriment sous la forme :

- de l'équation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.2)$$

- des équations des moments :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_H \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_V \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_H \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_V \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3.4)$$

- et de l'hypothèse hydrostatique :

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (3.5)$$

avec  $\vec{v} = (u,v,w)$  le vecteur vitesse du courant dans la colonne d'eau,  $t$  le temps,  $g$  le constante de gravité prise égale à  $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ ,  $P$  la pression,  $f = 2\omega \sin \phi$  le paramètre de Coriolis avec  $\omega = 7,29.10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$  la vitesse de rotation de la Terre sur elle-même et  $\phi$  la latitude,  $K_V$  et  $K_H$  les viscosités turbulentes respectivement verticales et horizontales.

Dans la pratique, les équations du modèle sont exprimées dans un système de coordonnées curvilignes orthogonales. Sur la dimension verticale, un changement de coordonnées est effectué afin de pouvoir tenir compte des irrégularités de la bathymétrie. Les équations sont résolues en coordonnées  $\sigma$  avec le changement de coordonnées suivant :

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{h + \zeta} \quad (3.6)$$

où  $\zeta$  est l'élévation de la surface libre. Les valeurs de  $\sigma$  sont comprises entre -1 au fond et 0 à la surface.

### 3.2.2.2 Mélange vertical

Le mélange vertical est basé sur le modèle de fermeture turbulente "Generic Length Scale" (GLS) (Umlauf et Burchard, 2003). Il s'agit d'un modèle à deux équations qui peut être utilisé en tant que modèle  $k - kl$ ,  $k - \epsilon$  ou  $k - \omega$  (Warner et al., 2005). Dans cette étude, la première équation est l'équation standard de transport de l'énergie cinétique turbulente  $k$  et la seconde celle d'un paramètre générique  $\psi = kl$  avec  $l$  la longueur de mélange.

Les équations sont les suivantes :

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla k - \frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{K_V}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial z} \right] = P_s - \epsilon \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial(kl)}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla(kl) = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K_V}{\sigma_{kl}} \frac{\partial(kl)}{\partial z} \right) + l(c_1 P_s - c_2 \epsilon F_{wall}) \quad (3.8)$$

où  $\epsilon$  est la dissipation de l'énergie cinétique turbulente,  $P_s$  est le terme de production d'énergie cinétique turbulente dû au cisaillement,  $\sigma_k$  et  $\sigma_{kl}$  sont les nombres de Schmidt turbulents respectivement pour  $k$  et  $kl$  ( $\sigma_k = \sigma_{kl} = 1,96$ ). Les coefficients  $c_1 = 0,9$  et  $c_2 = 0,52$  sont des constantes choisies empiriquement et  $F_{wall}$  est la fonction de proximité du mur.

$P_s$  est donnée par la relation suivante :

$$P_s = K_V \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right], \quad (3.9)$$

$$(3.10)$$

Dans la configuration k-kl, la dissipation de l'énergie cinétique turbulente s'exprime sous la forme :

$$\epsilon = (0,5544)^3 \frac{k^{3/2}}{l} \quad (3.11)$$

$F_{wall}$  est de la forme :

$$F_{wall} = 1 + 1,33 \left[ \frac{l}{\kappa} \frac{\zeta + h}{(\zeta - z)(h + z)} \right]^2 \quad (3.12)$$

avec  $\kappa = 0,41$  la constante de von Karman.

La fermeture de la turbulence est assurée par la relation suivante :

$$K_V = 0,4\sqrt{2k} l \quad (3.13)$$

### 3.2.2.3 Mélange horizontal

La viscosité turbulente horizontale  $K_H$  est considérée proportionnelle aux pas d'espace horizontaux et à l'amplitude du tenseur de déformation des vitesses selon la paramétrisation proposée par Smagorinsky (1963) :

$$K_H = C_{sma} \Delta x \Delta y D_T \quad (3.14)$$

où

$$D_T^2 = \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 \quad (3.15)$$

avec  $\Delta x$  et  $\Delta y$  les pas d'espace selon les directions horizontales et  $C_{sma}$  le coefficient de Smagorinsky.  $C_{sma}$  est pris égal à 0,1 comme suggéré par Deardorff (1970).

### 3.2.2.4 Conditions aux limites verticales

Les conditions aux limites verticales sont les suivantes :

– à la surface ( $z = \zeta$ ) :

$$\rho K_V \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x^s \quad (3.16)$$

$$\rho K_V \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y^s \quad (3.17)$$

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (3.18)$$

$$2k = B1^{2/3} u_{*s}^2 \quad (3.19)$$

$$l = \kappa z_{os} \quad (3.20)$$

avec  $\tau_x^s$  et  $\tau_y^s$  les composantes horizontales dans les directions (Ox) et (Oy) de la contrainte de cisaillement de surface  $\tau^s = \rho u_{*s}^2$ ,  $u_{*s}$  la vitesse de frottement en surface,  $z_{os}=0,02$  m la rugosité de la surface et  $B1=16,6$  une constante.  $\tau_s$  intègre l'effet du vent et est de la forme :

$$\tau_x^s = \rho_{Air} C_d |\vec{u}_{10}| u_{10} \quad (3.21)$$

$$\tau_y^s = \rho_{Air} C_d |\vec{u}_{10}| v_{10} \quad (3.22)$$

avec  $\rho_{Air} = 1,2 \text{ kg.m}^{-3}$  la masse volumique de l'air,  $\vec{u}_{10} = (u_{10}, v_{10})$  le vecteur vitesse du vent à une hauteur de référence de 10 m au dessus de la surface de l'eau et  $C_d$  le coefficient de frottement en surface.  $C_d$  est obtenu par un algorithme itératif décrit dans Fairall et al. (1996). Il est de la forme :

$$C_d = \left( \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z_r}{z_{0w}}\right)} \right)^2 \quad (3.23)$$

avec

$$z_{0w} = \alpha \frac{u_{*s}}{g} + 0,11 \frac{\nu_{air}}{u_{*s}} \quad (3.24)$$

où  $z_r = 10 \text{ m}$  est la hauteur de référence pour la vitesse du vent et  $\nu_{air} = 1,42 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  est la viscosité cinématique de l'air.  $\alpha$  est le coefficient de Charnock dont la valeur varie suivant l'intensité du vent :

$$\begin{aligned} \alpha &= 0,018 & \text{si} & \quad |\vec{u}_{10}| > 18 \text{ m.s}^{-1} \\ &= 0,011 + 8,75 \times 10^{-4} (|\vec{u}_{10}| - 10) & \text{si} & \quad 10 < |\vec{u}_{10}| < 18 \text{ m.s}^{-1} \\ &= 0,011 & \text{si} & \quad |\vec{u}_{10}| < 10 \text{ m.s}^{-1} \end{aligned} \quad (3.25)$$

– au fond ( $z = -h$ ) :

$$\rho K_V \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x^b \quad (3.26)$$

$$\rho K_V \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y^b \quad (3.27)$$

$$-w + \vec{v} \cdot \nabla h = 0 \quad (3.28)$$

$$2k = B l^{2/3} u_*^2 \quad (3.29)$$

$$l = \kappa z_o \quad (3.30)$$

avec  $\tau_x^b$  et  $\tau_y^b$  les composantes horizontales dans les directions (Ox) et (Oy) de la contrainte exercée sur le fond  $\tau^b$  et  $u_*$  la vitesse de frottement sur le

fond.

En présence de courants et de houles,  $\tau^b$  représente la moyenne de la contrainte de cisaillement dans la direction du courant influencée par l'interaction houle-courant en couches limites de fond et générée pendant une période de houle. Soulsby et Davies (1995) l'exprime sous la forme :

$$\tau^b = \rho u_*^2 = \tau_c^b \left( 1 + 1,2 \left( \frac{\tau_w^b}{\tau_w^b + \tau_c^b} \right)^{3,2} \right). \quad (3.31)$$

où  $\tau_c^b$  et  $\tau_w^b$  sont les contraintes de cisaillement sur le fond dues respectivement aux courants et à la houle pris indépendamment. Cette formulation, choisie pour sa simplicité de calcul, a été déterminée empiriquement en se basant sur 61 mesures en laboratoire et 70 mesures sur le terrain de la contrainte de cisaillement sur le fond moyenne durant une période de houle. Il faut toutefois noter que la vitesse du courant utilisée pour calculer  $\tau_c^b$  tient compte de l'influence de la houle car elle a été obtenue au pas de temps précédent en appliquant les conditions limites décrites par les équations 3.27 et 3.28 où intervient  $\tau^b$ .

$\tau_c^b$  est calculée par la méthode suivante :

$$\tau_c^b = \rho u_{*c}^2 \quad (3.32)$$

avec

$$u_{*c} = \frac{\kappa |u(z_1)|}{\ln \left( \frac{z_1}{z_0} \right)} \quad (3.33)$$

où  $u_{*c}$  est la vitesse de frottement du courant sur le fond, et  $|u(z_1)|$  est le module du vecteur vitesse à la hauteur  $z_1$  de la première (demi) cellule de calcul au-dessus du fond.

$\tau_w^b$  est obtenue par la relation suivante :

$$\tau_w^b = \frac{1}{2} \rho f_w U_b^2 \quad (3.34)$$

avec  $U_b$  la vitesse orbitale de la houle au fond et  $f_w$  le facteur de frottement des vagues calculé de la manière suivante décrite par Soulsby (1997) :

$$f_w = 1,39 \left( \frac{z_0}{A} \right)^{0,52} \quad (3.35)$$



et

$$A = \frac{TU_b}{2\pi} \quad (3.36)$$

avec  $A$  l'amplitude de l'excursion orbitale des vagues au fond et  $T$  la période moyenne des vagues.

### 3.2.2.5 Conditions aux limites latérales

Les côtes sont considérées comme des murs. Une condition de non glissement est appliquée pour les courants.

Aux limites ouvertes, la surface libre est imposée. Elle est prise égale à une valeur extérieure connue :

$$\zeta = \zeta^{\text{ext}} \quad (3.37)$$

où  $\zeta^{\text{ext}}$  est la surface libre en condition limite.

La condition utilisée pour la composante normale de la vitesse du courant moyennée selon la verticale ( $\overline{\Phi}_n$ ) se base sur la paramétrisation décrite par Flather (1976), en estimant la valeur de la vitesse moyennée  $\overline{\Phi}_n^{\text{ext}}$  à imposer à partir du champs de pression, de la force de Coriolis et des contraintes de cisaillement exercées sur le fond et en surface.

$$\overline{\Phi}_n = \overline{\Phi}_n^{\text{ext}} \pm \sqrt{\frac{g}{D}} (\zeta - \zeta^{\text{ext}}) \quad (3.38)$$

avec  $D = h + \zeta$  la profondeur d'eau totale.

Le signe dans l'équation 3.38 dépend de la position de la frontière. Il est positif pour les frontières ouest et sud, et négatif pour les frontières est et nord.

La composante tangentielle du courant moyenné selon la verticale  $\overline{\Phi}_t$  est paramétrée suivant Chapman (1985) :

$$\frac{\partial \overline{\Phi}_t}{\partial t} = \pm \sqrt{gD} \frac{\partial \overline{\Phi}_t}{\partial d_t} \quad (3.39)$$

où  $d_t$  est la coordonnée dans la direction tangentielle à la frontière. Le signe dans l'équation varie de la même manière que dans l'équation 3.38.

Pour les composantes normales et tangentielles des vitesses tridimensionnelles

du courant, un gradient de vitesses nul est imposé aux frontières. Une condition de gradient nul est également appliquée pour l'énergie cinétique turbulente  $k$  et la longueur de mélange  $l$ .

### 3.2.2.6 Résolution numérique

Afin de limiter les coûts de calcul, les équations sont résolues par la technique de séparation des modes ou "mode-splitting" (Blumberg et Mellor, 1987), consistant à séparer le calcul de la dynamique rapide barotrope (2D) de celui de la dynamique plus lente barocline (3D). Par conséquent, les équations des moments et l'équation de continuité sont intégrées sur la verticale et résolues  $N_{bt}$  fois avec un pas de temps  $\Delta t_{2D}$  entre deux pas de temps baroclines. Les équations 3D du mouvement sont résolues sur un pas de temps  $\Delta t_{3D} = N_{bt}\Delta t_{2D}$ . Le mode barotrope fournit, par la résolution de l'équation de continuité intégrée sur la verticale, les variables  $\zeta$ ,  $\bar{u}$  et  $\bar{v}$  au mode barocline. Le mode barocline fournit en retour au mode barotrope le cisaillement près du fond déduit de la résolution tridimensionnelle des courants et les termes d'advection, de diffusion, de gradient de pression et de Coriolis intégrés suivant la verticale. Cette technique est associée à un algorithme très stable et robuste, du 3<sup>e</sup> ordre en temps, de type prédicteur (Leap-Frog) /correcteur (Adams–Moulton) (Shchepetkin et McWilliams, 2005). La stabilité de ce schéma donne la possibilité d'utiliser un pas de temps plus grand, d'un facteur 4, par rapport à un schéma classique, compensant le surcoût en temps engendré par son utilisation. Afin de limiter les erreurs associées à l'aliasing des fréquences barotropes non résolues par le mode barocline, les variables barotropes sont moyennées, à l'aide d'un filtre temporel de forme cosinus (Shchepetkin et McWilliams, 2005), sur un pas de temps  $\Delta t_{3D}$  avant d'être utilisées lors de l'étape corrective par le mode barocline.

L'advection horizontale des moments est résolue à l'aide d'un schéma upstream biaisé du 3<sup>e</sup> ordre pour le mode barocline, et d'un schéma centré du 4<sup>e</sup> ordre pour le mode barotrope (Shchepetkin et McWilliams, 1998). L'advection verticale des moments est résolue par un schéma centré du 4<sup>e</sup> ordre.

La discrétisation horizontale (Figure 3.1) s'effectue sur une grille Arakawa de type C (Mesinger et Arakawa, 1976). La surface libre, la hauteur d'eau et la concentration de sédiments en suspension (CSS) sont calculées au centre de la cellule

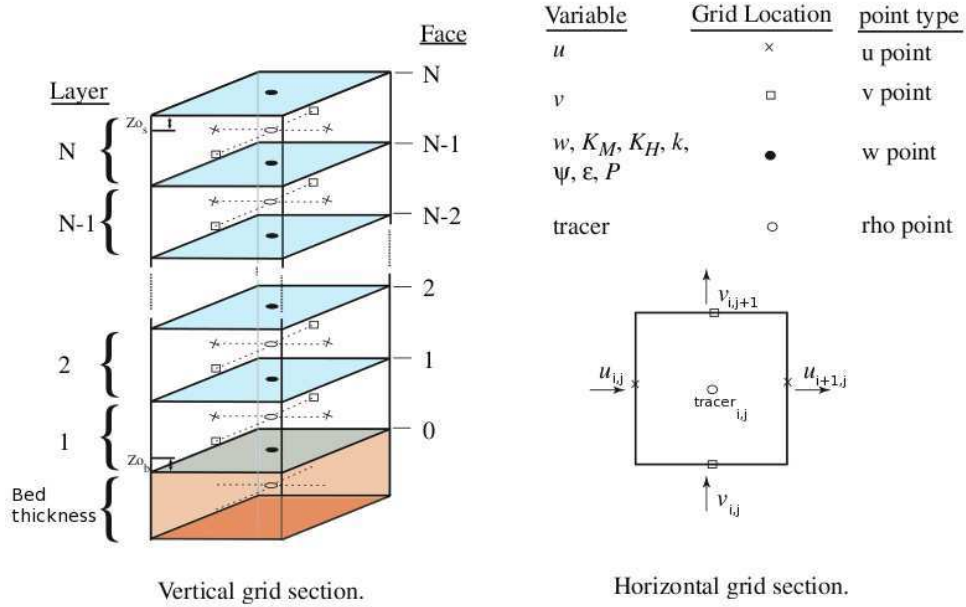


Figure 3.1 — Position des variables sur une grille de type Arakawa-C (d'après Warner et al., 2005, avec la permission d'Elsevier). La position de la cellule le long de la longitude et de la latitude est indiquée par les indices  $i$  et  $j$ .

( $\rho$ -point). Les composantes horizontales des vitesses barotropes et baroclines sont calculées au centre des faces des cellules (u-point et v-point). La discrétisation verticale s'effectue sur une grille en coordonnées  $\sigma$  uniformes (Figure 3.2) sur  $N_z$  niveaux. La composante verticale de la vitesse et les quantités turbulentes (l'énergie cinétique turbulente  $k$ , la viscosité verticale  $K_V$ , la longueur de mélange  $l$ , la dissipation de l'énergie  $\epsilon$ ) sont calculées aux bords inférieurs et supérieurs des cellules (w-point).

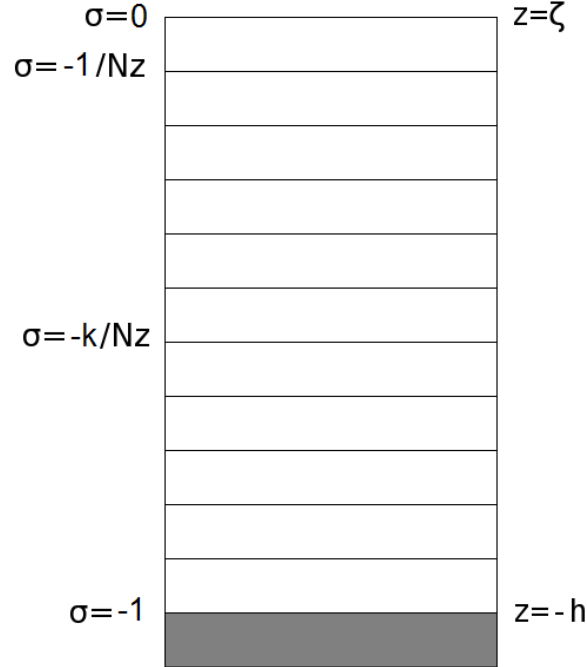


Figure 3.2 — Résolution verticale obtenue à partir d'un maillage  $\sigma$  uniforme sur  $N_z$  niveaux.

### 3.2.3 Modélisation du transport sédimentaire en suspension

Le comportement des sédiments sera décrit suivant deux approches au cours de ce travail. Dans un premier temps (approche A1), les sédiments de toutes les classes seront considérés non-cohésifs et indépendants les uns des autres. Dans un second temps (approche A2, paragraphe 3.2.3.5), l'influence de la biologie sur le comportement des sédiments les plus fins sera prise en compte dans le modèle via les formulations de la vitesse de chute et de la contrainte critique d'érosion.

#### 3.2.3.1 Equations d'advection-diffusion 3D

Une équation d'advection-diffusion est résolue pour chaque classe de sédiments  $i$  de diamètre  $d_i$ ,  $i \in [1, N]$  avec  $N$  le nombre de classes :

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{v} C_i) = \frac{\partial}{\partial x} \left( D_H \frac{\partial C_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_H \frac{\partial C_i}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_V \frac{\partial C_i}{\partial z} \right) + \frac{\partial w_{s,i} C_i}{\partial z} \quad (3.40)$$

où  $C_i$  et  $w_{s,i}$  sont respectivement la concentration et la vitesse de chute des

sédiments de la classe  $i$  dans la colonne d'eau.  $D_V$  et  $D_H$  sont respectivement les coefficients de diffusion turbulente verticales et horizontales.  $D_V$  est de la forme :

$$D_V = 0,49\sqrt{k} l \quad (3.41)$$

Le coefficient de diffusion horizontale  $D_H$  est pris égal à  $K_H$  (Equation 3.14).

L'équation 3.40, présentée ici dans un repère cartésien, est utilisée dans la pratique en coordonnées sphériques orthogonales et sigma.

Dans l'approche A1, les sédiments sont considérés comme ayant un comportement non cohésif et la vitesse de chute  $w_{s,i}$  est calculée pour chaque classe  $i$  suivant la formulation de Soulsby (1997) :

$$w_{s,i} = \frac{\nu}{d_i} \left[ \left( 10,36^2 + 1,049D_{*i}^3 \right)^{\frac{1}{2}} - 10,36 \right] \quad (3.42)$$

où  $\nu$  est la viscosité de l'eau de mer ( $\nu = 1,36 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) et  $D_{*i}$  le diamètre adimensionnel s'exprimant sous la forme :

$$D_{*i} = \left[ \frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{\frac{1}{3}} d_i \quad (3.43)$$

avec  $s = \rho_s/\rho$  la densité relative des grains par rapport à l'eau.

### 3.2.3.2 Conditions aux limites verticales

Les conditions appliquées aux limites suivant la verticale sont de type Neumann.

- **Surface**

A l'interface air-mer, le flux de particules sédimentaires est supposé nul.

$$\left( D_V \frac{\partial C_i}{\partial z} + w_{si} C_i \right)_{surface} = 0 \quad (3.44)$$

- **Fond**

A l'interface eau-sédiment, le flux de particules sédimentaires résulte du flux ascendant d'érosion  $E_i$  et du flux descendant de dépôt  $D_i$  dû à la sédimentation

des particules sous l'effet de la vitesse de chute.

$$\left( D_V \frac{\partial C_i}{\partial z} + w_{si} C_i \right)_{fond} = D_i - E_i \quad (3.45)$$

### Erosion

Les sédiments de la classe  $i$  sont érodés lorsque la contrainte de cisaillement exercée par la houle et le courant sur le fond  $\tau_{cw}$  est supérieure à une contrainte critique  $\tau_{ce,i}$ . Dans l'approche A1, cette contrainte critique est calculée pour chaque classe  $i$  sous la forme :

$$\tau_{ce,i} = g(\rho_s - \rho)d_i\theta_{c,i} \quad (3.46)$$

avec  $d_i$  le diamètre de grain de la classe  $i$  et  $\theta_{c,i}$  le paramètre de Shields (1936) obtenu d'après la formulation de Soulsby et Whitehouse (1997) qui corrige le diagramme de Shields pour les petits diamètres. Cette formulation a été mise en place en se basant sur des expérimentations faites en conditions de marée seule, de houle seule et de combinaison des deux. Elle s'exprime sous la forme :

$$\theta_{c,i} = \frac{0,3}{1 + 1,2D_{*i}} + 0,055 (1 - \exp(-0,02D_{*i})). \quad (3.47)$$

Le diamètre adimensionnel  $D_{*i}$  est calculé suivant l'équation 3.43.

$\tau_{cw}$  est calculée suivant la formulation de Soulsby et Davies (1995) :

$$\tau_{cw} = \left( (\tau^b + \tau_w^b |\cos\phi|)^2 + (\tau_w^b |\sin\phi|)^2 \right)^{0.5} \quad (3.48)$$

où  $\tau^b$  est calculée suivant l'équation 3.31 et  $\phi$  est l'angle entre les directions du courant et des vagues. Les contraintes  $\tau^b$  (utilisée dans la partie 3.2.2.4 en condition limite de fond pour l'hydrodynamique) et  $\tau_w^b$  représentent deux variables différentes :  $\tau^b$  est la contrainte de cisaillement moyenne dans la direction du courant induit par l'interaction houle-courant pendant une période de houle et  $\tau_{cw}$  est la contrainte de cisaillement maximale induit par l'interaction houle-courant pendant une période de houle. Soulsby et al. (1993), qui décrivent ces tensions, conseillent d'utiliser la première pour représenter le frottement exercé sur le fond et la seconde pour calculer le mouvement et l'entraînement des sédiments.

Le flux d'érosion  $E_i$  (en  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ) des sédiments de la classe  $i$ , induit par

cette contrainte  $\tau_{cw}$ , est paramétré suivant Ariathurai et Arulanandan (1978) :

$$\begin{aligned} E_i &= E_{0,i} (1 - p) f_i \frac{\tau_{cw} - \tau_{ce,i}}{\tau_{ce,i}} & \text{si } \tau_{cw} > \tau_{ce,i} \\ &= 0 & \text{si } \tau_{cw} < \tau_{ce,i} \end{aligned} \quad (3.49)$$

où  $E_{0,i}$  est une constante caractérisant l'érodabilité du lit pour la classe  $i$  (en  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ),  $f_i$  est la fraction en sédiment de la classe  $i$  disponible dans la couche de surface,  $p$  est la porosité. La porosité dépend essentiellement de l'empilement des particules, de leur forme et de la dispersion de leurs tailles. Il est difficile pour un sédiment naturel de l'estimer théoriquement. Villaret (2003), Guillou (2007) et Blanpain (2009) ont utilisé des valeurs de porosité comprises entre 0,35 et 0,40. Elle a été fixée ici à la constante 0,36 qui appartient à cet intervalle de valeurs classiquement prises pour des sables et des graviers. Il faut cependant noter que lorsque le diamètre médian du lit sédimentaire augmente, la porosité a tendance à diminuer car les espaces libres entre les particules ont tendance à augmenter, et inversement (*e.g.* Wu et Wang, 2006). Cet effet sur la porosité a été négligé.

Le flux d'érosion  $E_i$  est limité par la quantité de sédiments de la classe  $i$  disponible dans la couche active d'épaisseur  $z_a$ .

L'érosion est calculée dans cette étude en utilisant une formulation de type flux, qui est bien adaptée pour un environnement soumis à l'action des vagues. Il existe un grand nombre de formulations qui permettent d'exprimer ce flux. Mathématiquement, elles peuvent être regroupées en deux catégories : les lois de type "puissance" et "exponentiel" (Amoudry, 2008). Les lois "puissance" relient le flux d'érosion à l'excès de contrainte mis à la puissance  $n$ . Elles sont couramment utilisées (*e.g.* Nielsen, 1992; Roberts et al., 1998), particulièrement avec  $n = 1$  (*e.g.* Beach et Sternberg, 1988; Mehta et al., 1989; Sanford et Halka, 1993; Mei et al., 1997) comme c'est le cas dans notre étude. La formulation du flux d'érosion obtenue à partir de Smith et McLean (1977) est également équivalente à une loi puissance (avec  $n = 1$ ) lorsque l'excès de contrainte de cisaillement normalisé est faible devant l'inverse du paramètre  $\gamma_0$  de cette formule.  $\gamma_0$  étant de l'ordre de  $2.10^{-3}$  (Smith et McLean, 1977), cette condition est généralement remplie. Dans le cadre du projet NOPP (National Oceanographic Partnership Program), la "Community Sediment Transport Model" a introduit une formulation universelle, valable pour les sédiments cohésifs et non-cohésifs, qui exprime le flux d'érosion comme une fonction linéaire dépendant de l'excès de contrainte. Une loi de type exponentiel

est par exemple utilisée par Parchure et Mehta (1985).

$E_{0,i}$  est un paramètre empirique. Il s'agit d'une constante caractérisant l'érodabilité d'un lit constitué de sédiments de la classe  $i$ . Elle correspond au flux d'érosion de sédiments de la classe  $i$  engendré par une contrainte de cisaillement égale à  $(2-p)/(1-p)$  fois la contrainte critique de cette classe pour un échantillon constitué uniquement de sédiments de cette classe. Dans notre cas, avec  $p=0,36$ , ce facteur est égal à 3,27. Celle-ci peut être mesurée expérimentalement par exemple à l'aide de l'érodimètre développé à l'IFREMER (Le Hir et al., 2008). Dans différentes études (Warner et al., 2005; Blaas et al., 2007; Warner et al., 2008a), sa valeur est comprise entre  $5 \cdot 10^{-5}$  et  $3,5 \cdot 10^{-3}$   $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ .  $E_{0,i}$  peut être relié au  $\gamma_0$  de la formulation de Smith et McLean (1977) qui a fait l'objet de plus nombreuses études (*e.g.*, Drake et Cacchione, 1989; Chapalain et Thais, 2000; Li et Amos, 2001; Xu et al., 2002). Les valeurs de  $E_{0,i}$  correspondantes dans la littérature sont comprises entre  $10^{-4}$  et  $10^{-2}$   $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Différentes valeurs de  $E_{0,i}$  ont été testées et les résultats obtenus ont été comparés aux images satellite de MES non-algales. Au final,  $E_{0,i}$  est pris égal à  $5,0 \cdot 10^{-4}$   $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  pour toutes les classes  $i \in [1, N]$ . En considérant un  $E_{0,i}$  identique pour toutes les classes, le flux de sédiments érodé est le même pour un excès de contrainte identique.

L'épaisseur de la couche active  $z_a$ , correspondant à l'épaisseur de sédiments disponibles pour l'érosion, est calculée à partir de la relation de Harris et Wiberg (1997) :

$$z_a = \max [k_1 (\tau_{cw} - \overline{\tau_{ce}}), 0] + k_2 d_{50} \quad (3.50)$$

avec  $k_1 = 0,007 \text{ m}^3 \cdot \text{N}^{-1}$  et  $k_2 = 6,0$  deux constantes empiriques et  $\overline{\tau_{ce}}$  la contrainte critique d'érosion moyennée sur toutes les classes.  $\overline{\tau_{ce}}$  est de la forme :

$$\overline{\tau_{ce}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N f_i \tau_{ce,i} \quad (3.51)$$

où  $N$  est le nombre total de classes de sédiments.

### Dépôt

Le flux de dépôt  $D_i$  est admis comme le produit de la concentration de sédiments de la classe  $i$  près du fond  $C_i^b$  par la vitesse de chute  $w_{si}$  (*e.g.*, Lavelle et al.,



1984; Chapalain et Thais, 2000; Guillou, 2007).

$$D_i = w_{si} C_i^b \quad (3.52)$$

### 3.2.3.3 Discrétisation du lit sédimentaire et évolution

Le lit sédimentaire est découpé verticalement en  $N_c$  couches. Ce nombre de couches est défini initialement par l'utilisateur et reste constant dans le temps. Chaque cellule de chaque couche  $k$ ,  $k \in [1, N_c]$ , est initialisée avec une épaisseur  $e_k$  et une distribution de classes de sédiments  $\mathcal{D}_k = (f_1^k, f_2^k, \dots, f_{N-1}^k, f_N^k)$  (Figure 3.3). Dans le modèle, la masse surfacique  $m$  (en  $\text{kg.m}^{-2}$ ) d'une couche d'épaisseur  $e$  (en m) s'exprime sous la forme :

$$m = e \rho_s (1 - p) \quad (3.53)$$

La masse surfacique  $m$  d'une couche est la somme des masses surfacique  $m_i$  des sédiments des classes  $i$  qui la composent, avec  $i \in [1, N]$ , .

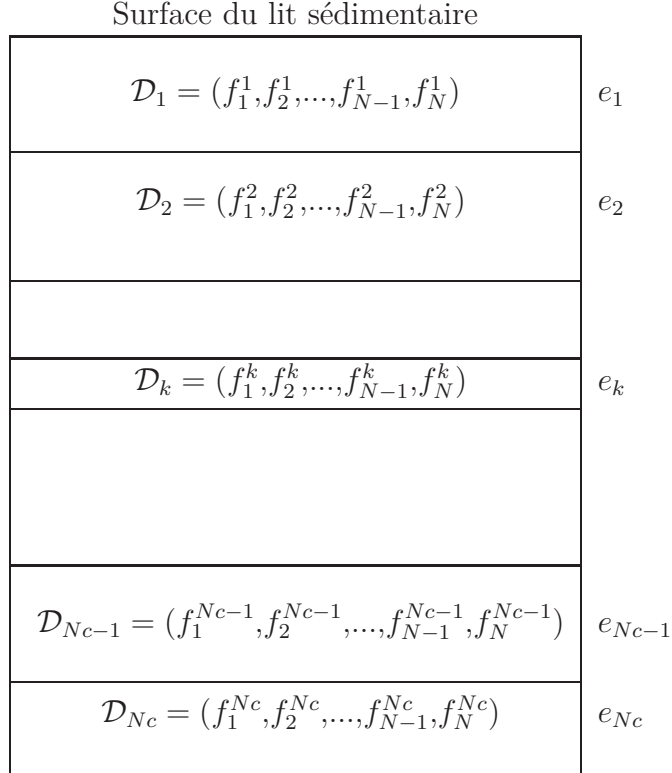


Figure 3.3 — Description du lit sédimentaire composé de  $N_c$  couches en présence de  $N$  classes de sédiments.

A chaque pas de temps, des échanges ont lieu entre la colonne d'eau et la

couche de surface du lit sédimentaire, faisant évoluer le lit sédimentaire.  $e_k$  et  $\mathcal{D}_k$  sont alors modifiées en chaque point afin de tenir compte de l'érosion et du dépôt (Warner et al., 2008a). On cherche alors à connaître la distribution des différentes classes de sédiments dans la couche de surface  $\mathcal{D}_1 = (f_1^1, f_2^1, \dots, f_{N-1}^1, f_N^1)$ .

La variation de la masse surfacique  $m_i^1$  dans la couche de surface des sédiments de la classe  $i$ ,  $i \in [1, N]$ , est de la forme :

$$\frac{\partial m_i^1}{\partial t} = D_i - E_i. \quad (3.54)$$

Les différentes étapes lors des processus d'érosion et de dépôt sont présentées sur les figures 3.4 et 3.5.

- **Érosion**

L'épaisseur de la couche de surface  $e_1$  doit être au minimum égale à  $z_a$ . Dans le cas où l'épaisseur de la couche de surface est plus faible que  $z_a$ , la première étape (Figure 3.4, étapes 1 à 2) consiste à l'épaissir avec les sédiments des couches plus profondes jusqu'à ce quelle soit égale à  $z_a$ . S'il est nécessaire pour satisfaire cette condition de mélanger à la couche de surface des sédiments originaires de couches plus profondes que la deuxième, la couche du fond d'épaisseur  $e_{N_c}$  est divisée afin de garder un nombre constant de couches et conserver la masse totale de sédiments.

La nouvelle épaisseur de la couche de surface  $e_{new}$  est ensuite obtenue en diminuant  $e_1$  de l'épaisseur  $e_{ero}$  (Figure 3.4, étape 2 à 3 et Figure 3.5, gauche).  $e_{ero}$  est reliée à la masse de sédiments érodés pendant l'intervalle de temps  $\Delta t_{3D}$  par l'équation 3.53.

- **Dépôt**

Les sédiments se déposent dans la couche de surface (Figure 3.4, étapes 4 et 5 et Figure 3.5, droite). L'épaisseur correspondant à la masse de sédiments déposés  $e_{dep}$  pendant l'intervalle de temps  $\Delta t_{3D}$  est ajoutée à l'épaisseur de la couche de surface  $e_1$ . Si cette nouvelle couche est plus importante qu'une épaisseur seuil  $nl = 1\text{cm}$ , définie par l'utilisateur, une nouvelle couche est créée pour initier l'accumulation de masse déposée (Figure 3.4, étape 6). Dans ce cas, les deux couches du fond  $N_c - 1$  et  $N_c$  fusionnent pour conserver un nombre constant de couches.

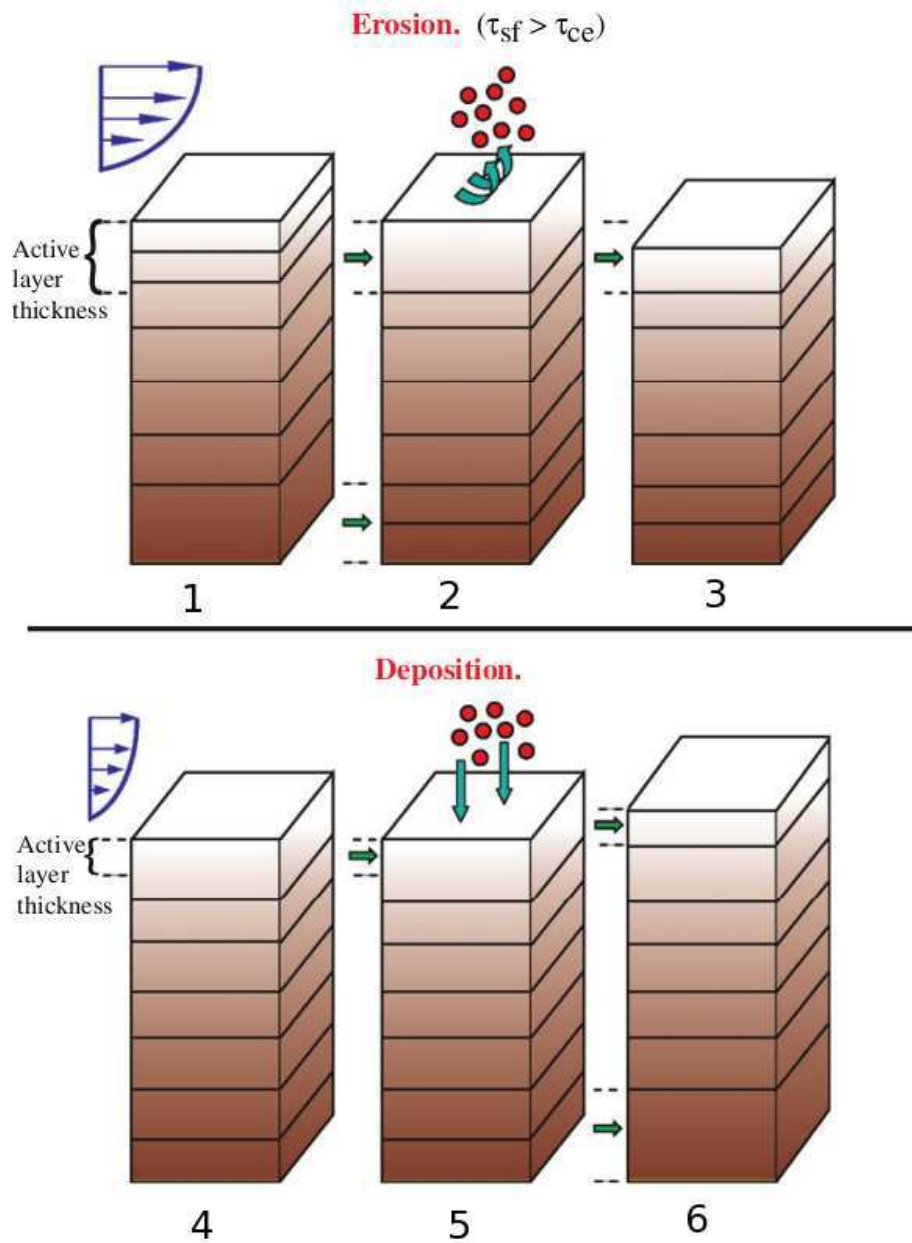


Figure 3.4 — Distribution verticale des couches du lit sédimentaire (d'après Warner et al., 2008a, avec la permission d'Elsevier). Évolution durant une période d'érosion (1, 2 et 3) et de dépôt (4, 5 et 6). Le nombre de couches reste constant.

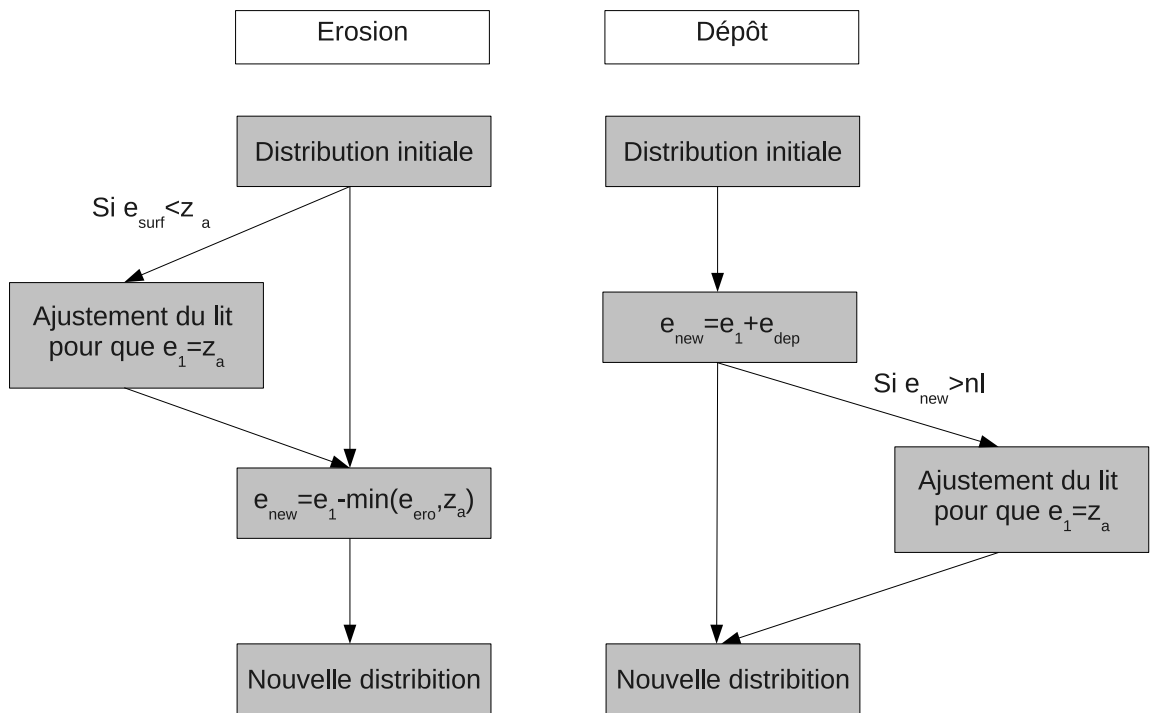


Figure 3.5 — Etapes lors des processus d'érosion et de dépôt.

#### 3.2.3.4 Conditions aux limites latérales

Lorsqu'aucun forçage de MES n'est imposé, une condition de gradient nul est appliquée aux frontières ouvertes.

Si une concentration de sédiments est imposée aux frontières, la relation suivante est utilisée :

$$C_i = C_i^{ext} \quad (3.55)$$

$C_i^{ext}$  est choisie uniforme suivant la verticale et varie selon la dimension horizontale le long des frontières ouvertes maritimes.

En régime stationnaire, lorsque le profil vertical des vitesses est supposé logarithmique et celui des viscosités turbulentes parabolique, la forme théorique du profil vertical de la CSS dans la colonne d'eau peut être estimée en fonction du nombre de Rouse  $Z = w_s/\kappa u^*$  à l'aide de la formulation de Rouse (1936). Le profil de Rouse n'est plus valable lors des phases d'étalement et en présence de vent, car le profil vertical des courants n'est plus logarithmique.

En Manche, la vitesse de frottement  $u^*$ , obtenue grâce à l'équation 3.31, est de l'ordre du  $\text{cm.s}^{-1}$ . La figure 3.6 représente les profils de concentration de sédiments en suspension (CSS) pour des vitesses de frottement  $u^*$  variant de 1 à 6  $\text{cm.s}^{-1}$  associées à une vitesse de chute  $w_s$  de 0,36  $\text{mm.s}^{-1}$ . Cette valeur de  $w_s$  correspond à celle des sédiments qui seront par la suite imposés aux frontières (sédiments ayant un diamètre 25  $\mu\text{m}$ ). Les profils obtenus sont relativement verticaux pour des  $u^*$  supérieures à 3  $\text{cm.s}^{-1}$ . Pour les valeurs inférieures à 2  $\text{cm.s}^{-1}$ , la différence entre la concentration près de la surface et près du fond est plus importante. Dans les conditions d'application du profil de Rouse, l'utilisation d'un profil vertical uniforme est ainsi justifiée pour des vitesses de frottement supérieures à  $3.10^{-2}$   $\text{m.s}^{-1}$  alliées à une vitesse de chute de 0,36  $\text{mm.s}^{-1}$ .

#### 3.2.3.5 Influences saisonnières

Les influences saisonnières sur la formation d'agrégats et la cohésion du fond sont étudiées à l'aide de l'approche A2, dans le but de représenter des processus autres que les conditions hydrodynamiques qui agissent sur la variabilité saisonnière des MES de surface. Il est fait ici l'hypothèse que les influences saisonnières sont liées à l'activité biologique. D'autres processus, telle que la stratification, peuvent cependant jouer également un rôle.

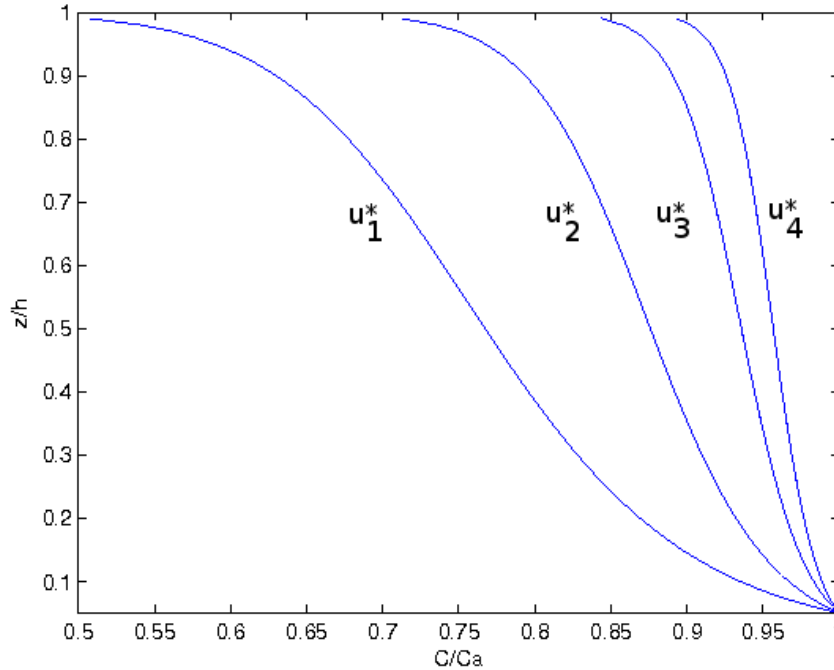


Figure 3.6 — Profils de Rouse pour une vitesse de chute  $w_s = 0,36 \text{ mm.s}^{-1}$  et des vitesses de frottement  $u^*$  variant de 1 à 6  $\text{cm.s}^{-1}$  ( $u_1^* = 1 \text{ cm.s}^{-1}$ ;  $u_2^* = 2 \text{ cm.s}^{-1}$ ;  $u_3^* = 4 \text{ cm.s}^{-1}$ ;  $u_4^* = 6 \text{ cm.s}^{-1}$ ).

Les processus de floculation et la formation d'agrégats sont contrôlés par les propriétés du milieu (paramètres physico-chimiques, concentration de MES, turbulence), la composition des MES et les blooms phytoplanctoniques (*e.g.* Migniot, 1968; Thorn, 1981; Van Leussen, 1988; Dyer, 1989; Winterwerp, 1998; Bowers et al., 2007; Maerz et Wirtz, 2009; Verney et al., 2009) L'approche développée dans cette étude pour représenter l'agrégation se concentre uniquement sur l'influence de la biologie sur ces phénomènes. En effet, la biologie joue un rôle important dans le processus d'agrégation, particulièrement en été. Par exemple, Bowers et al. (2007) observent en Mer d'Irlande des particules plus grosses en été, où l'activité biologique est plus importante, qu'en hiver, même à des niveaux de turbulence identiques. L'augmentation de la taille des floes entraîne une augmentation de la vitesse de chute si la densité du floe reste constante. La production de TEP (Transparent Exopolymeric particles), durant les blooms phytoplanctoniques et lors de la croissance des algues, augmente la cohésion des particules (Maerz et Wirtz, 2009). Des processus du même type augmentent la cohésion du fond composé de sédiments fins qui deviennent plus difficiles à éroder (Black et al., 2002; Stal, 2003). Ce pro-

cessus, appelé biostabilisation (Manning et al., 2010), suggère que le taux critique d'érosion est aussi plus élevé en été (Maerz et Wirtz, 2009; van der Wal et al., 2010).

L'approche A2, développée dans le cadre de cette étude pour représenter l'aggrégation et la biostabilisation, est inspirée des travaux de Gourgue (2011). Il établit que les conditions hydrodynamiques ne peuvent expliquer à elles seules les variations saisonnières de MES dans l'estuaire de l'Escault et suggère le rôle joué par l'activité biologique. Ainsi, il module la vitesse de chute  $w_{s, fins}$  et la contrainte critique d'érosion  $\tau_{ce, fins}$  de son unique classe de sédiments en fonction de l'activité biologique et utilise la température, qui est calculée par son modèle, pour la quantifier.  $w_{s, fins}$  et  $\tau_{ce, fins}$  s'expriment alors sous la forme :

$$w_{s, fins} = w_{s, 0, i_{fins}} ((P_T - 1) f(\Theta) + 1) \quad (3.56)$$

$$\tau_{ce, fins} = \tau_{ce, i_{fins}}^s ((Q_T - 1) f(\Theta) + 1) \quad (3.57)$$

où  $f(\Theta)$  est une fonction égale à 1 lorsque la température  $\Theta$  est minimale et à 0 lorsqu'elle est maximale.  $P_T$ ,  $Q_T$  et  $\tau_{ce, i_{fins}}^s$  sont déterminés empiriquement par des tests de sensibilité,  $w_{s, 0, i_{fins}}$  dépend d'une constante déterminée empiriquement par des tests de sensibilité et de la salinité calculée par son modèle. Dans son approche, Gourgue (2011) module ensuite  $w_{s, fins}$  suivant la concentration. Nous ne considérerons pas cette modulation.

Dans notre étude, les équations 3.56 et 3.57 sont modifiées afin de représenter l'activité biologique en fonction de la teneur en matières organiques au lieu de la température. En effet, Mietta et al. (2009) observent, à partir de prélèvements dans l'Escaut, qu'une augmentation de la teneur en matière organique entraîne une augmentation de la taille des floes. L'évolution temporelle de la teneur en matière organique particulaire algale, définie comme le rapport de la concentration de matière organique particulaire algales (MOPa) sur la concentration de MES totale  $MES_{tot}$ , peut être estimée à partir des climatologies 2003-2010 mensuelles de Chl-a et de MES non-algales du satellite MODIS par la formule :

$$\frac{MOPa}{MES_{tot}} = \frac{0,234Chl^{0,54}}{0,234Chl^{0,54} + MES_{na}} \quad (3.58)$$

où l'expression de la concentration de MOPa en fonction de la Chl-a utilisée

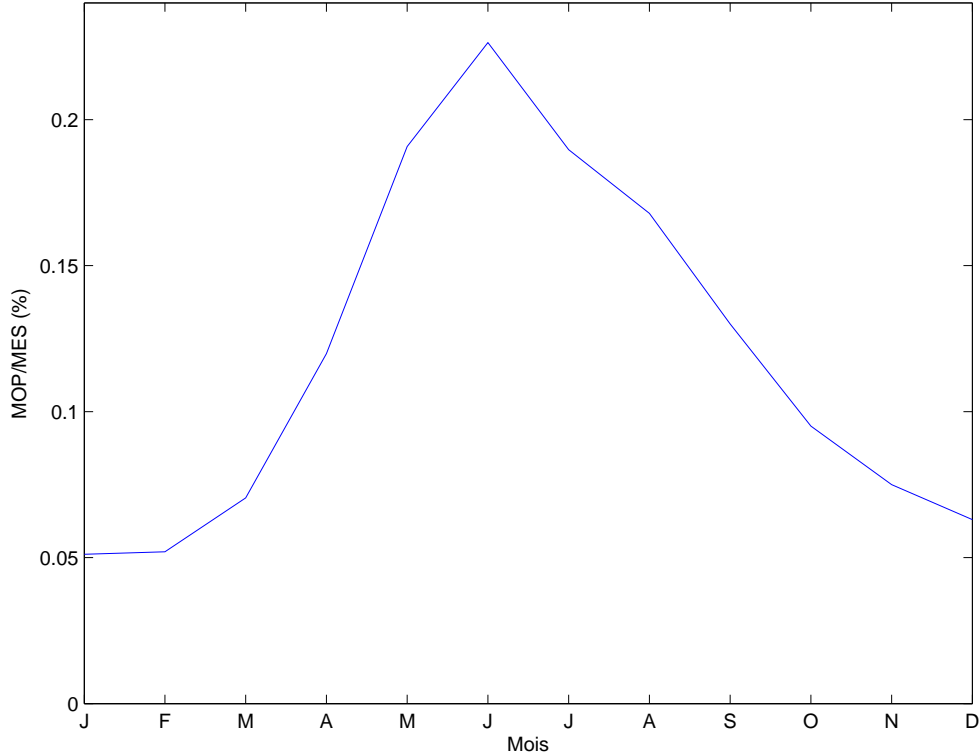


Figure 3.7 — Évolution temporelle de la teneur en matière organique particulaire algale  $MOPa/MES_{tot}$  (%), moyennée sur le domaine d'étude, issue des climatologies satellite MODIS entre 2003 et 2010.

est proposée par Gohin (2011).

La figure 3.7 représente l'évolution de la teneur moyenne en matière organique particulaire algale sur la zone d'étude. Elle est en accord avec l'évolution temporelle du rapport COP (Carbone Organique Particulaire) sur MES mesuré *in situ* le long d'un transect entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight par Bodineau et al. (1999). La teneur en matière organique est globalement minimale en janvier et maximale en juin.

Par simplification, la fonction  $f(\Theta)$  représentant l'influence de la biologie dans les équations 3.56 et 3.57, est remplacée par une fonction de type cosinus qui est égale à 1 lorsque la teneur en matières organique est minimale et à 0 lorsqu'elle est maximale. Ce choix de fonction pour moduler  $w_{s, fins}$  s'inspire des travaux de Bowers (2003) et Ellis et al. (2008) qui font varier la vitesse de chute des sédiments agrégés suivant une fonction sinusoïdale afin tenir compte d'un effet saisonnier.

$w_{s, fins}$  et  $\tau_{ce, fins}$  s'expriment sous la forme :



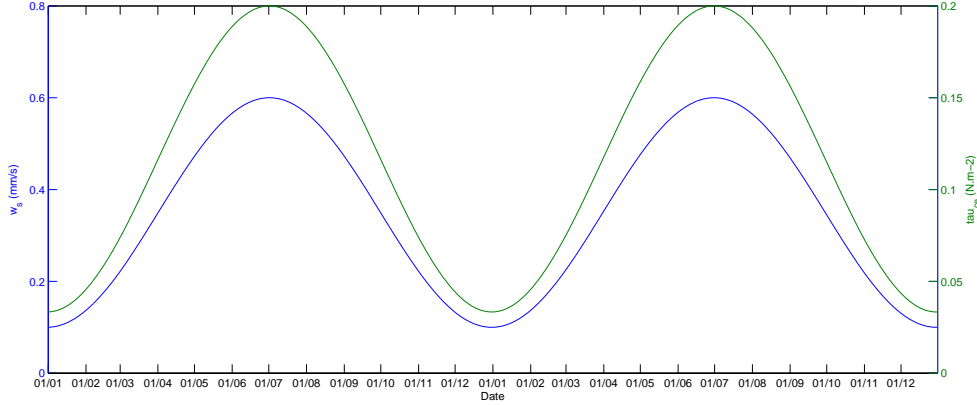


Figure 3.8 — Evolution de  $w_{s,fins}$  et  $\tau_{ce,fins}$ .

$$w_{s,fins} = w_{s,0,i_{fins}} \left( (P_T - 1) \left( \frac{\cos(\frac{2\pi}{T} tdays) + 1}{2} \right) + 1 \right) \quad (3.59)$$

$$\tau_{ce,fins} = \tau_{ce,i_{fins}}^s \left( (Q_T - 1) \left( \frac{\cos(\frac{2\pi}{T} tdays) + 1}{2} \right) + 1 \right) \quad (3.60)$$

$T$  est le nombre de jours dans une année et  $tdays$  le jour dans l'année.  $w_{s,0,i_{fins}}$  est considérée constante et déterminée empiriquement.  $w_{s,0,fins}$  et  $\tau_{ce,i_{fins}}^s$  correspondent aux valeurs maximales atteintes respectivement par la vitesse de chute et la contrainte critique d'érosion.

Les valeurs de  $w_{s,fins}$  et  $\tau_{ce,fins}$  ainsi obtenues dans l'approche A2 varient saisonnièrement et sont minimales le 1<sup>er</sup> janvier et maximales le 30 juin, au lieu d'être égales à des constantes moyennes comme dans l'approche A1. Les paramètres empiriques sont déterminés en comparant les résultats du modèle avec les images satellite, et plus particulièrement avec les climatologies mensuelles afin d'optimiser la reproduction du cycle saisonnier. Après différents tests, les valeurs des paramètres sont choisies égales à  $w_{s,0,i_{fins}} = 1.10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ ,  $\tau_{ce,i_{fins}}^s = 0,2 \text{ N.m}^{-2}$ ,  $P_T = 1/6$  et  $Q_T = 1/6$ . La figure 3.8 représente l'évolution de  $w_{s,fins}$  et  $\tau_{ce,fins}$ .  $w_{s,fins}$  oscille entre 0,1 et 0,6  $\text{mm.s}^{-1}$  et  $\tau_{ce,i_{fins}}^s$  entre 0,033 et 0,2  $\text{N.m}^{-2}$ .

Le Hir et al. (2007) ont fait une revue bibliographique des travaux décrivant les effets de la biologie sur la contrainte critique d'érosion. Le rapport entre la contrainte critique d'érosion en présence et en absence d'un biofilm varie entre 1 et 10 (Paterson, 1997) suivant les auteurs (*e.g.* Paterson et al., 1990; Madsen et al., 1993; Yallop et al., 1994) et le type d'espèces considérées (*e.g.* algues, cyanobacté-

ries, diatomés, bactéries). Différents auteurs ont relié la concentration en Chl-a à la contrainte critique d'érosion (*e.g.* Riethmüller et al., 2000; Defew et al., 2003). Pour des concentrations en Chl-a inférieures à  $15 \text{ mg.l}^{-1}$ , ce qui correspond aux concentrations observées généralement en Manche, la contrainte critique d'érosion reste inférieure à  $0,5 \text{ N.m}^{-2}$ . A titre de comparaison, une contrainte critique d'érosion de  $0,2 \text{ N.m}^{-2}$  est utilisée pour les vases consolidées.

Des vitesses de chute comprises entre  $0,1$  et  $0,6 \text{ mm.s}^{-1}$  sont observées pour des floes de diamètre varié dans la littérature. Pour exemple, Dyer et Manning (1999) ont mesuré une vitesse de chute de  $0,1 \text{ mm.s}^{-1}$  pour des microflocs de  $20\text{-}30 \text{ }\mu\text{m}$  et de  $1 \text{ mm.s}^{-1}$  pour des microflocs de  $200\text{-}300 \text{ }\mu\text{m}$ . Winterwerp et Van Kesteren (2004) ont rassemblé les données de campagnes reliant la vitesse de chute au diamètre des floes. Des vitesses de chute de  $0,1 \text{ mm.s}^{-1}$  ont été mesurées pour des floes de diamètre compris entre  $20$  et  $70$  microns et des vitesses de chute de  $0,6 \text{ mm.s}^{-1}$  pour des floes de diamètre compris entre  $40$  et  $300$  microns.

### 3.2.3.6 Résolution numérique

Le module sédimentaire de ROMS résout chaque terme de l'équation de transport des sédiments 3.40 successivement dans l'ordre suivant :

- chute verticale,
- dépôt, érosion,
- advection horizontale,
- advection verticale,
- diffusion verticale,
- diffusion horizontale.

Warner et al. (2008a) ont choisi une méthode séparant ces calculs car cela présente des avantages pratiques. Elle permet de réutiliser les routines résolvant les équations d'advection-diffusion des traceurs dans la colonne d'eau déjà développé dans ROMS et d'utiliser un schéma numérique d'ordre élevé pour la chute vertical.

Le modèle résout dans un premier temps la chute verticale des sédiments liée à leur vitesse de chute. L'algorithme utilisé inclut une méthode parabolique affine par morceaux (Colella et Woodward, 1984), et un schéma WENO (Weighted Essentially Non-Oscillatory) (Liu et al., 1994). Cette méthode intègre le flux de dépôt sur plusieurs cellules de la grille.

Puis, la concentration de sédiments de la cellule du fond  $C_f$  de la colonne d'eau est modifiée suivant les processus d'érosion et de dépôt. La quantité de sédiments qui se dépose est soustraite de  $C_f$  et celle qui est érodée du lit lui est ajoutée.

Ensuite, l'équation d'advection/diffusion résolue est identique à celle utilisée pour les traceurs classiques tels que la température ou la salinité. Cela permet d'utiliser des schémas de résolution complexe déjà mis en place dans ROMS. Le schéma d'advection utilisé sur l'horizontale et la verticale est le "Multidimensional Positive Definite Advection Transport Algorithm" (MPDATA) décrit en détail par Smolarkiewicz (1984), Smolarkiewicz et Clark (1986) et Smolarkiewicz et Grabowski (1990). Il est particulièrement intéressant pour le transport de sédiments car il préserve le signe des variables et garantit la positivité des concentrations. Le concept général utilisé est d'appliquer successivement un algorithme de transport upwind, qui est du premier ordre et défini positif, de telle sorte que la diffusion numérique, générée par l'erreur de troncature du premier ordre, soit minimisée. La correction de l'erreur de troncature du premier ordre est faite en ré-applicant l'algorithme upwind en utilisant une vitesse "anti-diffusion" qui est basée sur l'erreur de troncature du premier ordre locale. Cette étape de correction peut être appliquée un nombre de fois arbitraire, entraînant une réduction successive de la diffusion numérique générée par l'étape initiale. Cette procédure mène à un algorithme d'advection du second ordre et défini positif. De plus, MPDATA préserve le caractère monotone local du champ d'advection. Ainsi, le champ est exempt d'ondulations générées numériquement, à condition que les vitesses anti-diffusion soient correctement bornées.

### 3.2.4 Conditions de simulation

#### 3.2.4.1 Emprises et discrétisations

ROMS est appliqué à la Manche et ses environs entre les longitudes  $-3,3^{\circ}\text{W}$  et  $3^{\circ}\text{W}$  et les latitudes  $48,41^{\circ}\text{N}$  et  $51^{\circ}\text{N}$  (emprise E#1, cadre noir sur la figure 3.9). Ce domaine est étendu entre les longitudes  $-4^{\circ}\text{W}$  et  $4,7^{\circ}\text{W}$  et entre les latitudes  $48,40^{\circ}\text{N}$  et  $52,85^{\circ}\text{N}$  (emprise E#2, cadre rouge sur la figure 3.9) pour les calculs hydrodynamiques afin de disposer de conditions aux limites plus appropriées aux frontières du domaine interne (Guillou et Chapalain, 2010). Le domaine est discrétisé horizontalement sur une grille régulière de  $209 \times 169$  cellules de 3 km de résolution spatiale. Le maillage vertical est composé de 11 couches réparties uniformément en coordonnées  $\sigma$ . Les pas de temps baroclines et barotropes sont respectivement de 300 s et 30 s.

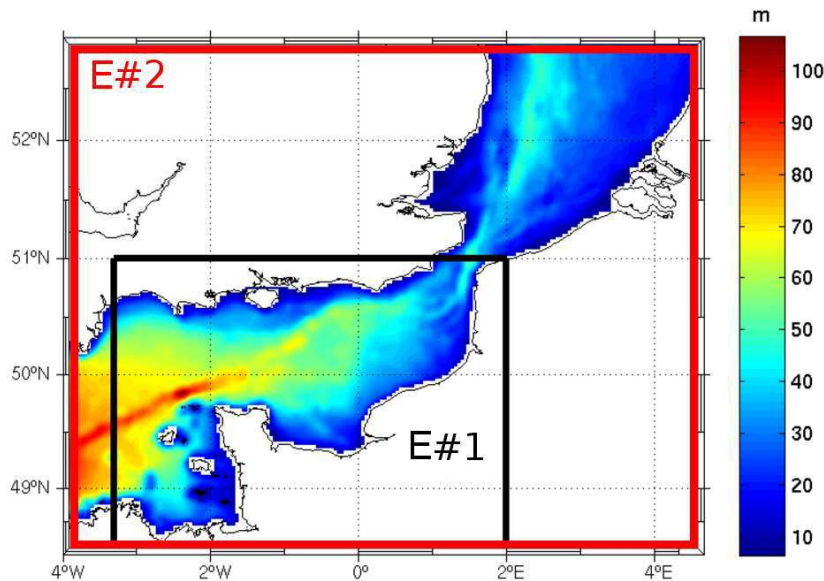


Figure 3.9 — Bathymétrie et emprises du modèle en Manche et Mer du Nord.

#### 3.2.4.2 Lit sédimentaire

Le lit sédimentaire est découpé en 10 couches. Il est initialisé avec les épaisseurs utilisées par Warner et al. (2008a) dans la Baie du Massachussets, soit avec les 6 couches de surface d'épaisseurs égales à 0,01 m et les 4 suivantes à 0,10 m.

L'hétérogénéité du substrat est prise en compte dans le modèle en considérant 11 classes de sédiments non cohésifs (approche A1). Le tableau 3.2 présente les différentes classes et leurs caractéristiques. Ces classes ont été choisies en fonction de la taille des tamis qui ont été utilisés au cours des campagnes du programme "RCP 378 Benthos de la Manche" (Cabioch et al., 1977) et appliqués aux 2638 échantillons prélevés. Une classe virtuelle comprise entre 5,5 et 50 cm est ajoutée aux classes granulométriques effectives afin de tenir compte de la présence d'affleurements rocheux. La disponibilité initiale de chaque classe du substrat est basée sur une répartition réelle hétérogène obtenue en appliquant la méthode d'interpolation spatiale mixte AFS(Analyse Factorielle Sphérique)-krigeage, développée par Leprêtre et al. (2006), à ces échantillons. Des détails sur l'application de cette méthode en Manche sont disponibles dans Guillou et al. (2010) et Guillou et Chapalain (2010).

Classe granulométrique	Type de sédiment	Taille des tamis	Diamètre sédimentaire considéré	Vitesse de chute ( $\text{mm.s}^{-1}$ )	Contrainte critique d'érosion ( $\text{N.m}^{-2}$ )
classe 1	silts	0-50 $\mu\text{m}$	25 $\mu\text{m}$	0,36	0,074
classe 2	sables très fins	50-100 $\mu\text{m}$	75 $\mu\text{m}$	3,2	0,13
classe 3	sables fins	100-200 $\mu\text{m}$	150 $\mu\text{m}$	12	0,16
classe 4	sables moyens	200-500 $\mu\text{m}$	350 $\mu\text{m}$	45	0,22
classe 5	sables grossiers	0,5-1 mm	750 $\mu\text{m}$	93	0,36
classe 6	sables très grossiers	1-2 mm	1,5 mm	150	0,79
classe 7	graviers	2-5 mm	3,5 mm	230	2,5
classe 8		5-10 mm	7,5 mm	350	6,4
classe 9		1-2 cm	1,5 cm	490	13
classe 10	cailloutis	2-5,5 cm	3,75 cm	780	33
classe 11	affleurements rocheux	5,5-50 cm	27,75 cm	2100	243

Tableau 3.2 — Description des classes sédimentaires prises en compte dans le modèle. Les vitesses de chute et les contraintes critique d'érosion sont celles utilisées dans l'approche A1.

Dans l'approche A1, les sédiments de la classe 1 sont considérés comme des silts non cohésifs et la formule de Soulsby (1997) est appliquée. Les vitesses de chute et les contraintes critiques des classes 7 à 11 ne sont indiquées dans le tableau 3.2 qu'à titre indicatif (la formule de Soulsby (1997) n'est pas applicable pour ces tailles),

les sédiments de ces classes n'étant pas remis en suspension et leurs concentrations étant négligeables dans la colonne d'eau. Pour la classe 11, représentant les affleurements rocheux, elles sont arbitrairement choisies fortes. Il est cependant nécessaire de tenir compte de l'ensemble des classes dans le lit sédimentaire afin de conserver les proportions des différents sédiments composant le substrat et pour le calcul du diamètre médian  $d_{50}$  intervenant dans le calcul du paramètre de rugosité  $z_0$ . La figure 3.10 présente la disponibilité initiale des 6 premières classes résultant de l'application de la technique. Il s'agit des classes de silts et de sables qui participent au transport sédimentaire. La figure 3.11 présente le diamètre médian pris en compte dans le calcul du paramètre de rugosité  $z_0$  (Equation 3.1) sur l'emprise E#1. Le diamètre médian présenté sur cette carte est cohérent avec la carte des sédiments superficiels en Manche publiée par Larsonneur et al. (1982). Dans les parties étendues du domaine, ce paramètre de rugosité  $z_0$  est fixé à 0,0035 m (*e.g.* Luyten et al., 1999; Guillou et al., 2009).

### 3.2.4.3 Forçages

- **Forçages hydrodynamiques**

Aux deux frontières ouvertes du domaine (nord et ouest), le niveau d'eau imposé est reconstitué à partir de 10 harmoniques de marée extraites de la base TPXO.6 (Egbert et Erofeeva, 2002).

Les champs de vitesse du vent à une hauteur de référence de 10 m au dessus de la surface de l'eau sont issus du modèle de Météo-France ALADIN (Bénard, 2004) qui les fournit toutes les 3 heures sur une grille de résolution spatiale de 10 km.

Les paramètres de houle (vitesse orbitale au fond, période et direction) sont extraits de simulations WW3 réalisées sur la zone d'étude dans le cadre des programmes IOWAGA et PREVIMER (Tolman, 2008; Ardhuin et al., 2010). Les résolutions temporelles et spatiales sont respectivement de 3 heures et de 3,5 km.

Les paramètres de la houle et du vent sont interpolés bilinéairement sur la grille du modèle E#2. Ces paramètres de forçages sont connus à chaque pas de temps grâce à une interpolation temporelle linéaire.

La figure 3.12 présente les conditions hydrodynamiques en Manche durant l'année où les résultats du modèle seront exploités, 2008, à travers le coefficient de marée, la hauteur significative  $H_s$  et la direction des vagues, la vitesse du vent et sa direction à l'entrée ouest du domaine. Les marées de vive-eau les plus fortes

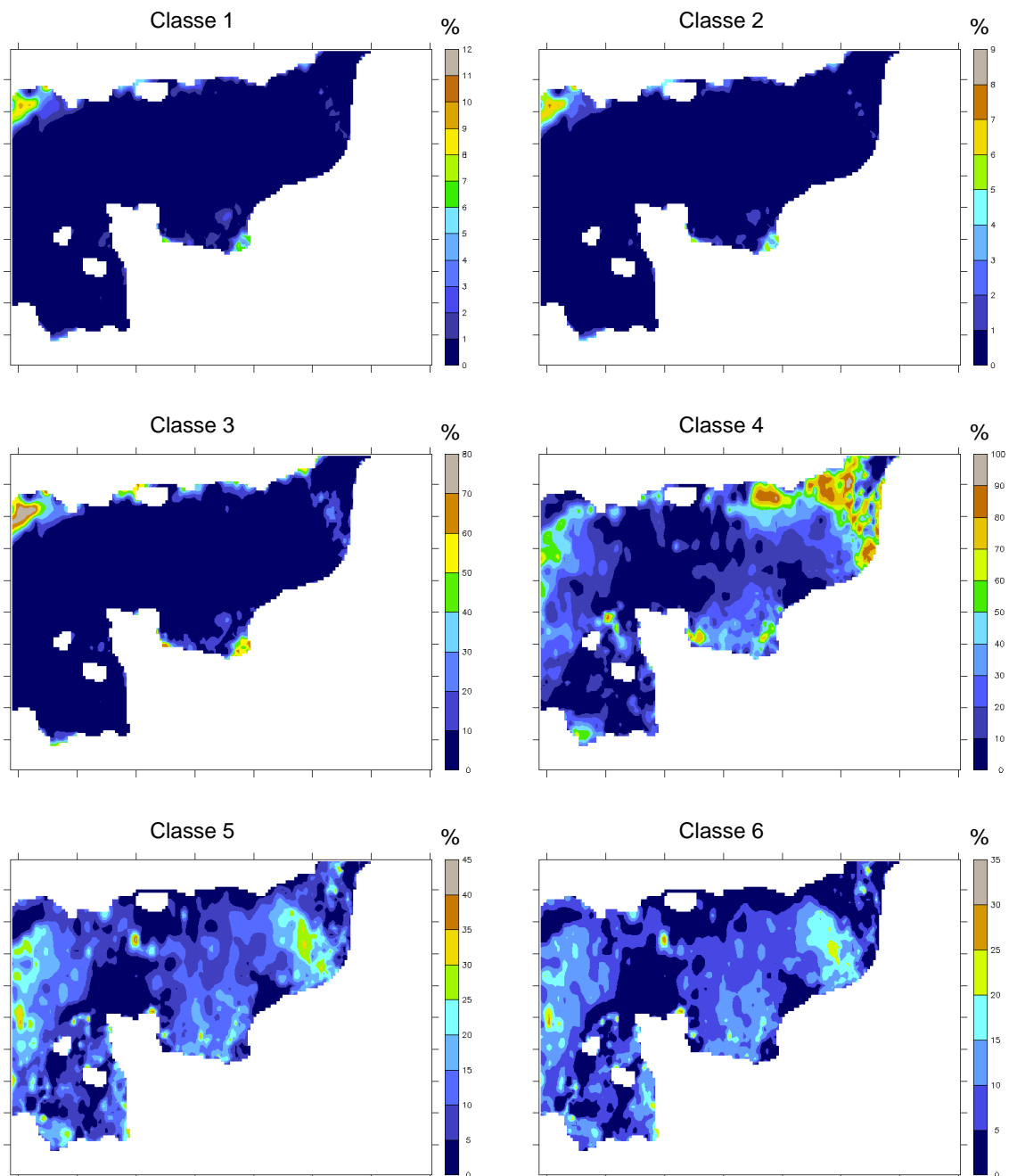


Figure 3.10 — Disponibilités granulométriques des 6 premières classes en Manche sur l’emprise du modèle.

(coefficient supérieur à 100) ont lieu entre mars et mai, puis entre août et novembre (Figure 3.12-(a)). Le graphique 3.12-(b) montre que les vagues en Manche

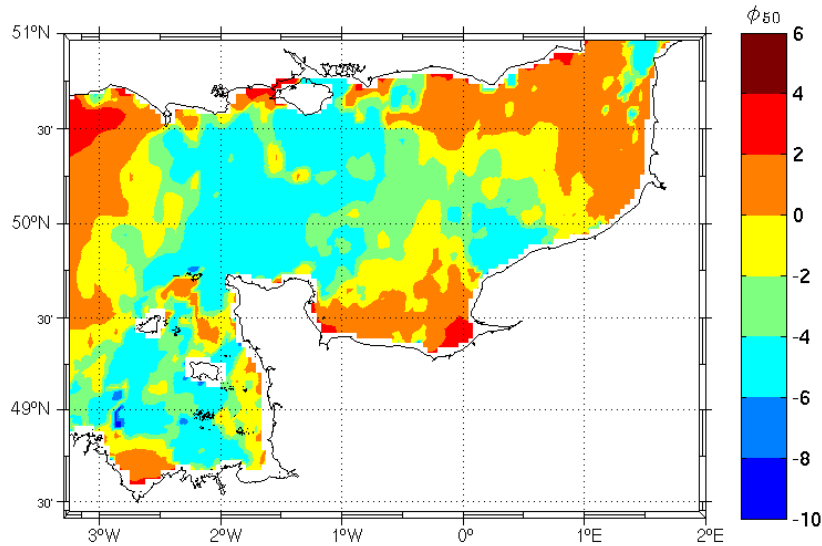


Figure 3.11 — Répartition spatiale en Manche du diamètre médian  $\phi_{50}$  exprimé en échelle de Wentworth (1922)  $\phi_{50} = -\log(d_{50})/\log(2)$  où  $d_{50}$  est exprimée en mm.

proviennent majoritairement de l'Ouest, et plus particulièrement de l'Ouest-Sud-Ouest. Le graphique 3.12-(c) présente l'amplitude et la direction du vent à l'entrée Ouest. Contrairement aux vagues, la direction du vent est plus variable et aucune direction est nettement dominante.

- **Forçages en MES**

Quatre conditions limites en MES aux frontières ouvertes sont testées dans la section 3.3.2 dans le but d'évaluer la sensibilité du modèle à cette paramétrisation et le rôle joué par les flux de MES entrant dans le domaine par les frontières ouvertes.

Un gradient nul de concentration est imposé pour toutes les classes dans la configuration CL1. Cela correspond à une condition aux limites de type Neumann.

Dans les configurations CL2, CL3 et CL4, une condition aux limites de type Dirichlet est appliquée. Une 12<sup>e</sup> classe de sédiments, ayant les mêmes caractéristiques que la classe 1 et initialement absente du lit sédimentaire, est créée afin de représenter les sédiments suffisamment fins restant en suspension dans la colonne d'eau et pouvant transiter à travers la Manche. Pour cette classe, une concentration de sédiments  $C_{imp}$ , uniforme verticalement, est imposée au frontières. Pour les



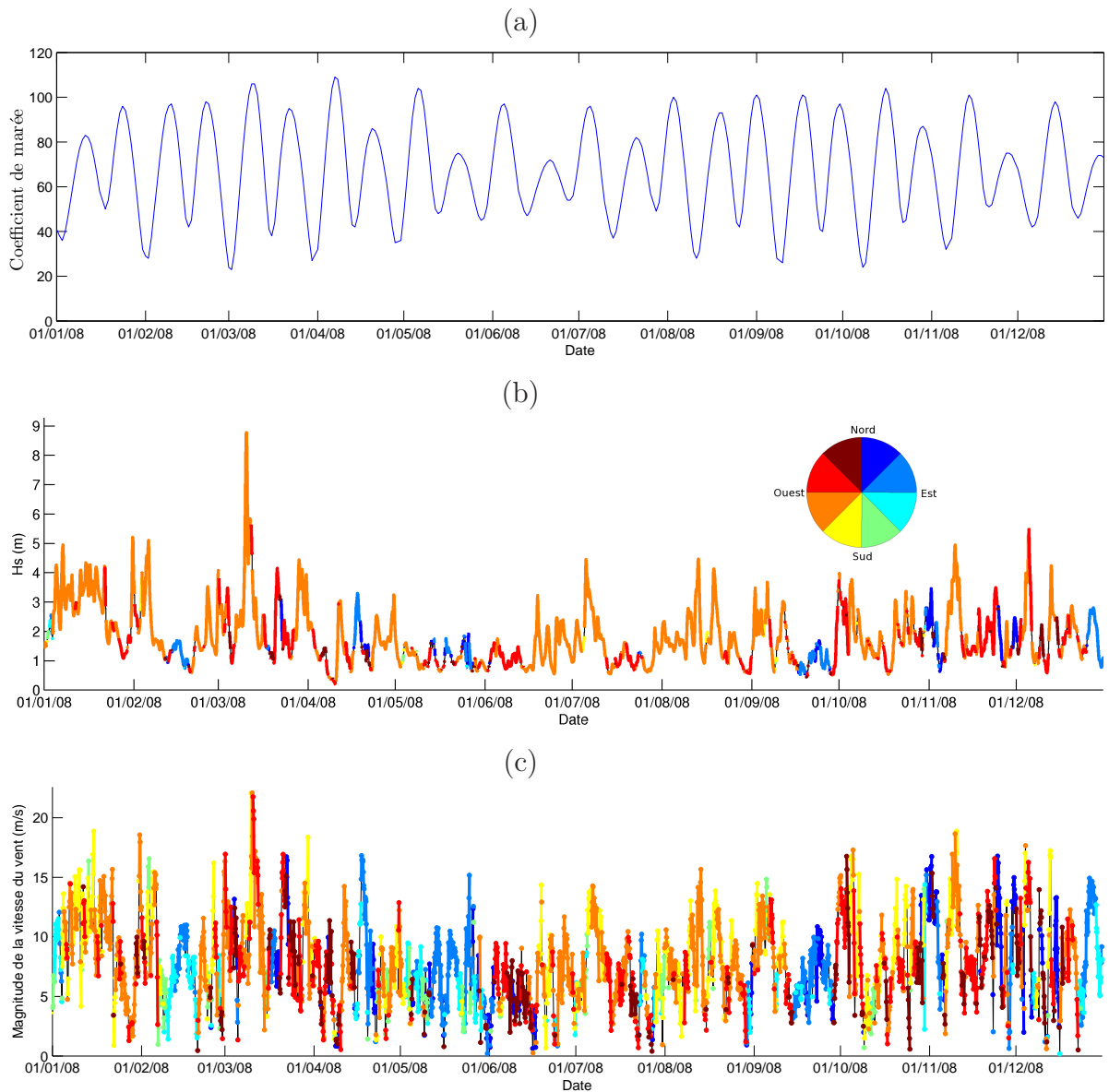


Figure 3.12 — (a) Coefficient de marée, (b) hauteurs significatives des vagues et (c) intensité du vent en Manche ouest ( $-2.93^{\circ}\text{E}$   $49.60^{\circ}\text{N}$ ). La couleur des courbes indique la direction moyenne des vagues ou du vent.

autres classes une concentration nulle est imposée.

Dans la configuration CL2,  $C_{imp}$  est imposée aux frontières à partir de données issues des climatologies mensuelles satellite MODIS calculées entre 2003 et 2010 (Section 2.2.3). Les valeurs issues des climatologies mensuelles sont appliquées au 15 du mois et ensuite interpolées linéairement par le modèle à chaque pas de temps.

Dans la configuration CL3, les concentrations de MES sorties du modèle statistique III développé dans la partie 2.3.2.3 sont imposées quotidiennement aux frontières. Cela permet de tenir compte de la variabilité inter-annuelle, de la variabilité au cours du mois et d'éventuels évènements ponctuels marquants au cours des années.

Afin de simplifier la configuration CL3 et d'étudier uniquement la variabilité inter-annuelle, une dernière configuration, CL4, est testée dans laquelle le forçage correspond aux résultats du modèle statistique III moyennés mensuellement. Le nouveau fichier de forçage est dégradé temporellement par rapport à la configuration CL3. Il contient 24 pas de temps pour la période 2007-2008 au lieu des 731 pas du fichier de la configuration CL3. Comme pour la configuration CL2, les concentrations sont appliquées au 15 du mois puis interpolées.

Les graphiques de la figure 3.13 présentent la variabilité temporelle de la concentration moyenne de la MES de surface  $C_{imp}$  imposée aux frontières nord (haut) et ouest (bas) dans les configurations CL2 (courbes rouges), CL3 (courbes bleues) et CL4 (courbes vertes). A la frontière nord, les concentrations imposées pour les trois configurations ont des valeurs proches, montrant qu'à cette frontière la concentration de MES en 2007 et 2008 est proche des concentrations mensuelles moyennes. A l'inverse, à la frontière ouest, le modèle statistique fournit des concentrations en MES plus fortes que la climatologie mensuelle satellite d'un facteur 2 en hiver. 2007 et 2008 sont donc, en Manche occidentale, des années où la concentration de MES est fortement supérieure aux concentrations mensuelles moyennées entre 2003 et 2010.

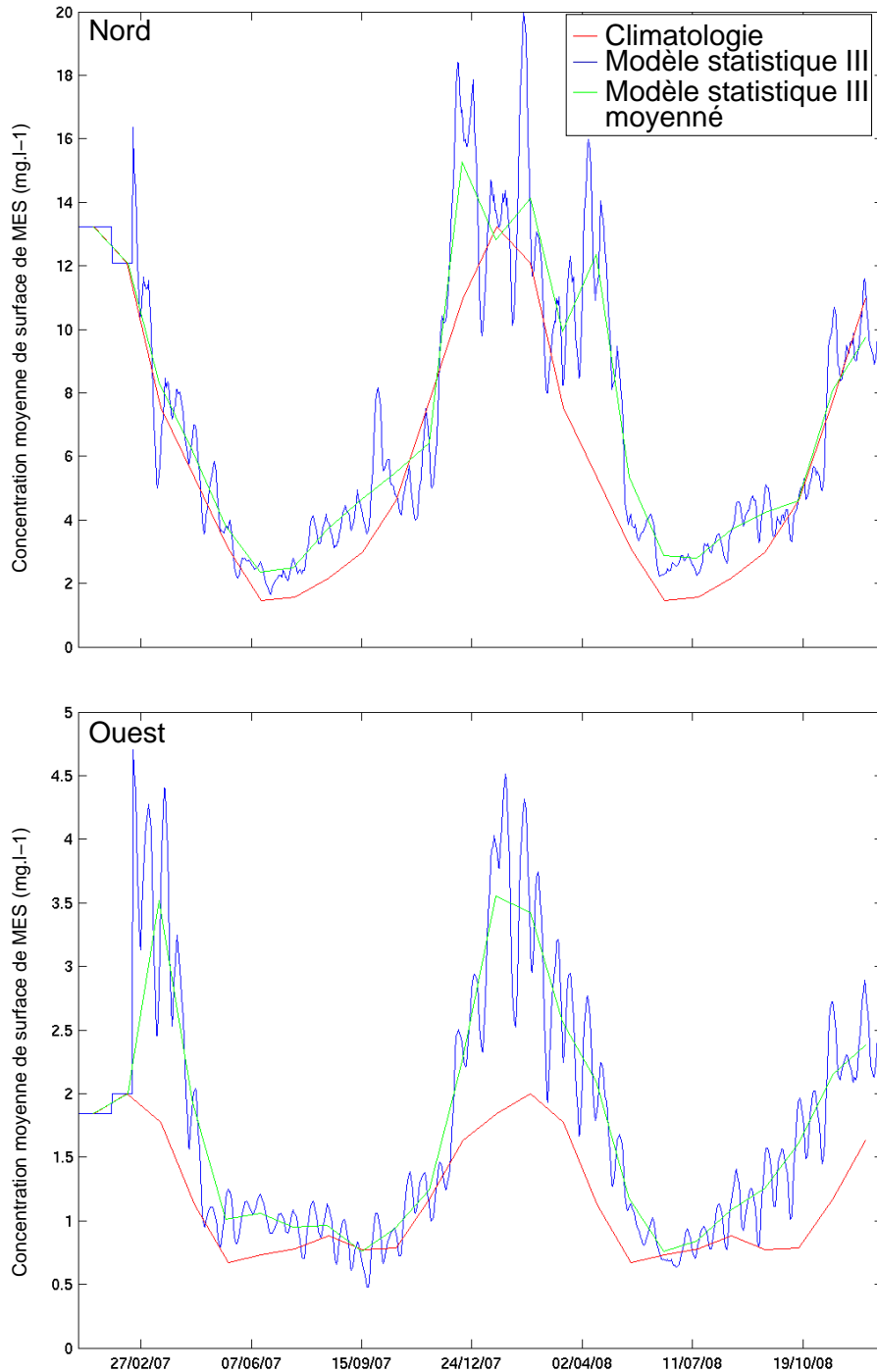


Figure 3.13 — Concentrations en sédiments de surface  $C_{imp}$  moyennées le long des frontières nord (haut) et ouest (bas) et issues des climatologies satellite MODIS (CL2, courbe rouge), du modèle statistique III (CL3, courbe bleue) et du modèle statistique III moyenné mensuellement (CL4, courbe verte).

#### 3.2.4.4 Influences saisonnières

Dans l'approche A2, appliquée dans la partie 3.3.3, la vitesse de chute et le taux critique d'érosion des sédiments des classes 1 et 12 sont variables dans le temps et égaux respectivement à  $w_{s, fins}$  et  $\tau_{ce, fins}$  définies par les équations 3.59 et 3.60. Ces 2 classes sont composées de sédiments de diamètre inférieur à 50  $\mu\text{m}$ . C'est pour cette gamme de tailles que Dam et Drapeau (1995) ont corrélé la concentration en TEP et la cohésion des particules, montrant un impact de la biologie sur l'agrégation et la bio-stabilisation. Pour les autres classes, la vitesse de chute  $w_{s,i}$  et le taux critique d'érosion  $\tau_{ce,i}$  restent inchangés.

#### 3.2.4.5 Conditions initiales

Initialement, la distribution de MES dans la colonne d'eau est imposée uniformément nulle. La température et la salinité sont fixées respectivement à 12°C et à 35 psu.

#### 3.2.4.6 Période de simulation

Le modèle est appliqué sur la période allant du 1<sup>er</sup> janvier 2007 au 31 décembre 2008. Dans notre étude, l'année 2007 est considérée comme une année d'initialisation et les résultats sont exploités en 2008. Ces deux années de simulation ont été choisis en fonction de la disponibilité à la fois des images satellite MODIS, MERIS et interpolées, des résultats du modèle statistique III, des forçages de houle et de vent.

#### 3.2.4.7 Configurations testées

5 configurations sont testées lors de cette étude et sont résumées dans le tableau 3.3. Les configurations V1, V2, V3 et V4 utilisent respectivement les conditions limites CL1, CL2, CL3, CL4 sans tenir compte de l'action de la biologie (approche A1). L'influence de la biologie (approche A2) est analysée par la configuration V5 qui tient compte des conditions limites CL3.

Afin de comparer les différentes configurations, les variables suivantes sont définies :

- L'écart absolu entre les données satellite  $MES^{sat}$  et modélisées par la configuration Vi  $MES_{tot}^{Vi}$ ,  $i \in [1,2,3,4,5]$ , est calculé au point de coordonnées  $(x,y)$

Configuration	Conditions limites	Biologie
V1	CL1 (sans conditions limites)	A1
V2	CL2 (issues des climatologies satellite 2003-2010)	A1
V3	CL3 (issues du modèle statistique)	A1
V4	CL4 (issues des moyennes du modèle statistique)	A1
V5	CL3 (issues du modèle statistique)	A2

Tableau 3.3 — Résumé des paramétrisations utilisées.

et au temps  $t$  par la relation :

$$e^{Vi}(x,y,t) = |MES^{sat}(x,y,t) - MES_{tot}^{Vi}(x,y,t)| \quad (3.61)$$

- $E^{Vi}(t)$  est la moyenne spatiale de  $e^{Vi}(x,y,t)$  sur l'emprise du modèle en excluant les points perturbés par la couverture nuageuse. Elle est calculée pour chaque date  $t$  de 2008 où plus de 50% de données satellite sont disponibles dans l'emprise du modèle.
- La différence des écarts absolus au point de coordonnées  $(x,y)$  entre la version  $V_i$ ,  $i \in [1,2,3,4,5]$ , et la version  $V_j$ ,  $j \in [1,2,3,4,5]$ , au temps  $t$  est calculée par :

$$\Delta(V_{ij})(x,y,t) = e^{Vi}(x,y,t) - e^{Vj}(x,y,t) \quad (3.62)$$

Si  $\Delta(V_{ij})$  est positif, l'écart absolu est plus faible avec la version  $V_j$ , synonyme d'amélioration avec celle-ci, et inversement.

## 3.3 Applications du modèle

### 3.3.1 Résultats de la configuration de base

Dans un premier temps, les résultats du modèle obtenus en utilisant la configuration V1 sont présentés.

#### 3.3.1.1 Hydrodynamique

- **Comparaisons ponctuelles**

La figure 3.14 présente les comparaisons des niveaux d'eau calculés par ROMS entre le 16 avril et le 2 mai 2008 aux mesures effectuées aux marégraphes de Saint-Hélier, Cherbourg, le Havre et New Haven (situés sur la figure 3.15). Durant cette période, le coefficient de marée est compris entre 41 et 86. Les données des marégraphes ont été fournies par le BODC (British Oceanographic Data Centre) pour les stations anglaises et par le SONEL (Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales) pour les stations françaises. Les niveaux d'eau sont correctement reproduits durant un cycle de marée vive-eau/morte-eau aux quatre marégraphes. Les amplitudes simulées sont globalement en adéquation avec les observations. Le niveau des basses mers est surestimé durant le déchet aux quatre stations. Le niveau des pleines mers est sous-estimé sur l'ensemble du cycle à Saint-Hélier et New Haven et à partir du 28 avril à Cherbourg et au Havre. Cette période correspond aux marées de morte-eau et au début du revif. Toutefois, l'ensemble de ces écarts ne dépassent pas quelques pour-cents.

- **Cartographie du marnage et des courants**

Les figures 3.15 et 3.16 représentent le marnage et la vitesse maximale du courant en condition de vive-eau moyenne (coefficient de marée de 95) simulés par le modèle en condition de marée seule. Ces deux cartes sont en accord avec les marnages et les courants calculés et publiés par le SHOM (2000) (Figure 3.17)

Le marnage observé est caractéristique des conditions de marée en Manche. Le minimum du marnage est observé en Mer du Nord au niveau du point amphidromique de l'onde de marée dominante semi-diurne M2. Le marnage est plus faible sur le littoral anglais par rapport au littoral français. Ceci est lié à la présence d'un point amphidromique virtuel de l'onde de marée semi-diurne M2, situé à terre entre Portland et Southampton, l'onde de marée étant déviée par la force de Coriolis. Sur l'ensemble de la Manche, le marnage le plus fort est observé dans

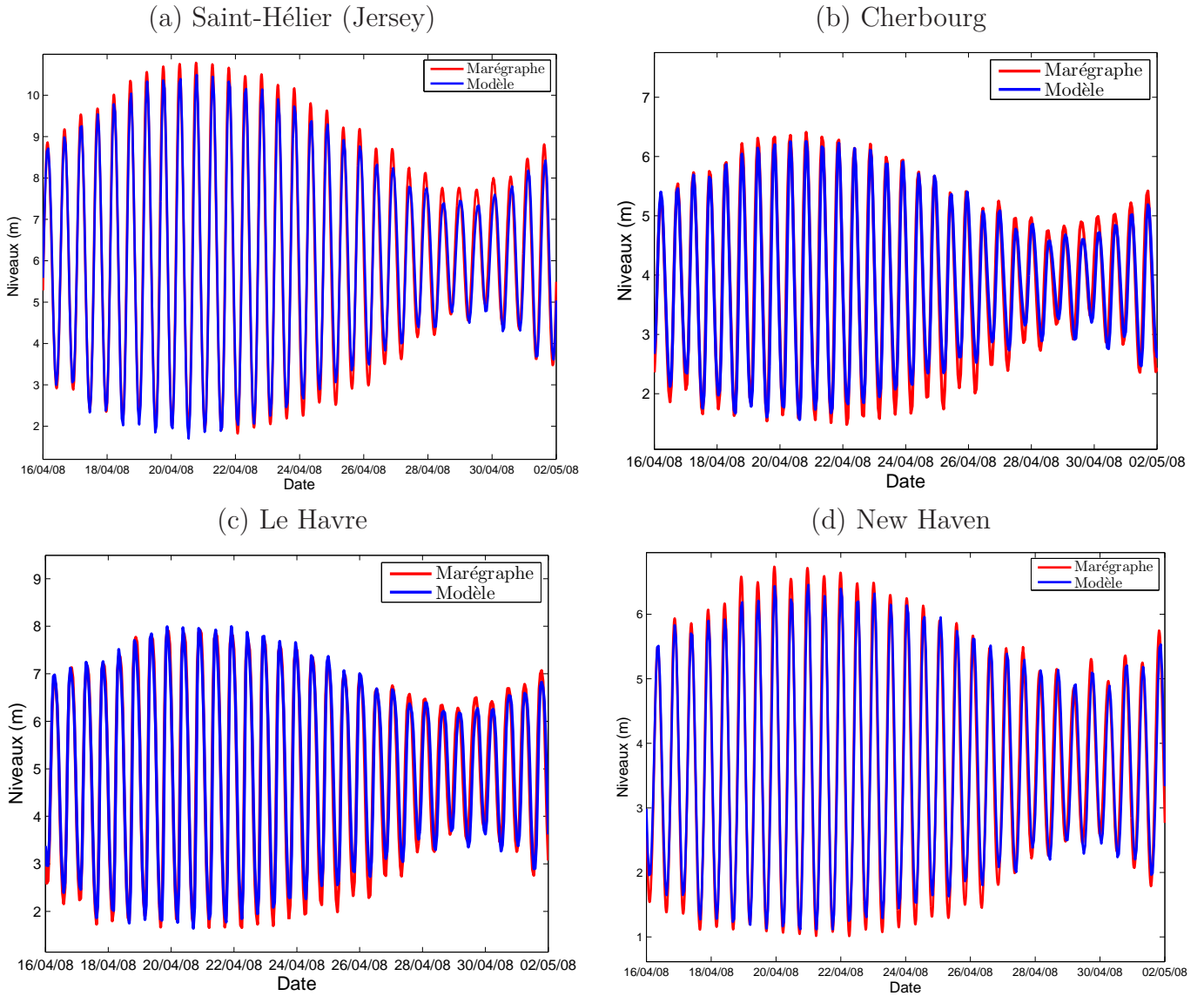


Figure 3.14 — Comparaisons des niveaux d'eau simulée par le modèle ROMS et mesurés aux marégraphes de (a) Saint-Héliier, (b) Cherbourg, (c) Le Havre et (d) New Haven [origine des données : BODC (British Oceanographic Data Centre) et SONEL (Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales)].

le golfe Normand-Breton, atteignant 12 m, et le plus faible à l'ouest de l'île de Wight, située à proximité du point amphidromique virtuel, compris entre 2 et 3 m.

Les vitesses du courant de marée sont maximales en Manche centrale. Elles dépassent les  $3 \text{ m.s}^{-1}$  au cap de la Hague et à la Pointe de Barfleur et les  $2 \text{ m.s}^{-1}$  au sud des îles de Wight et de Portland. La vitesse du courant atteint  $2,2 \text{ m.s}^{-1}$  dans le détroit du Pas de Calais. Les vitesses les plus faibles en Manche sont observées

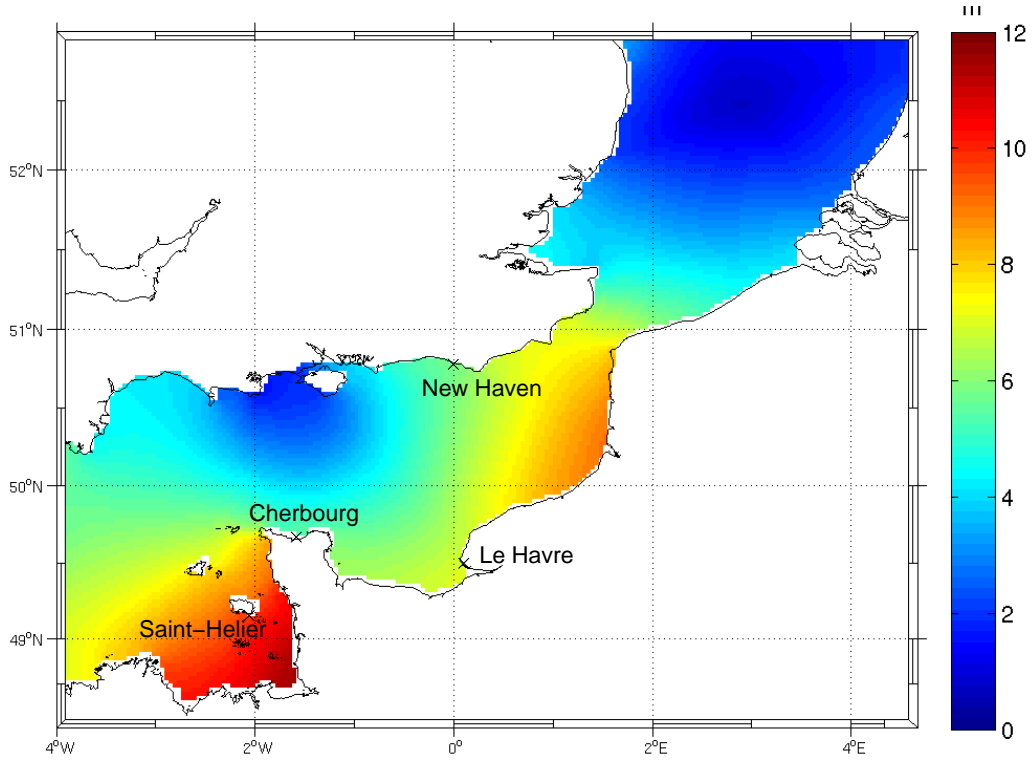


Figure 3.15 — Marnage en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) simulée par le modèle ROMS.

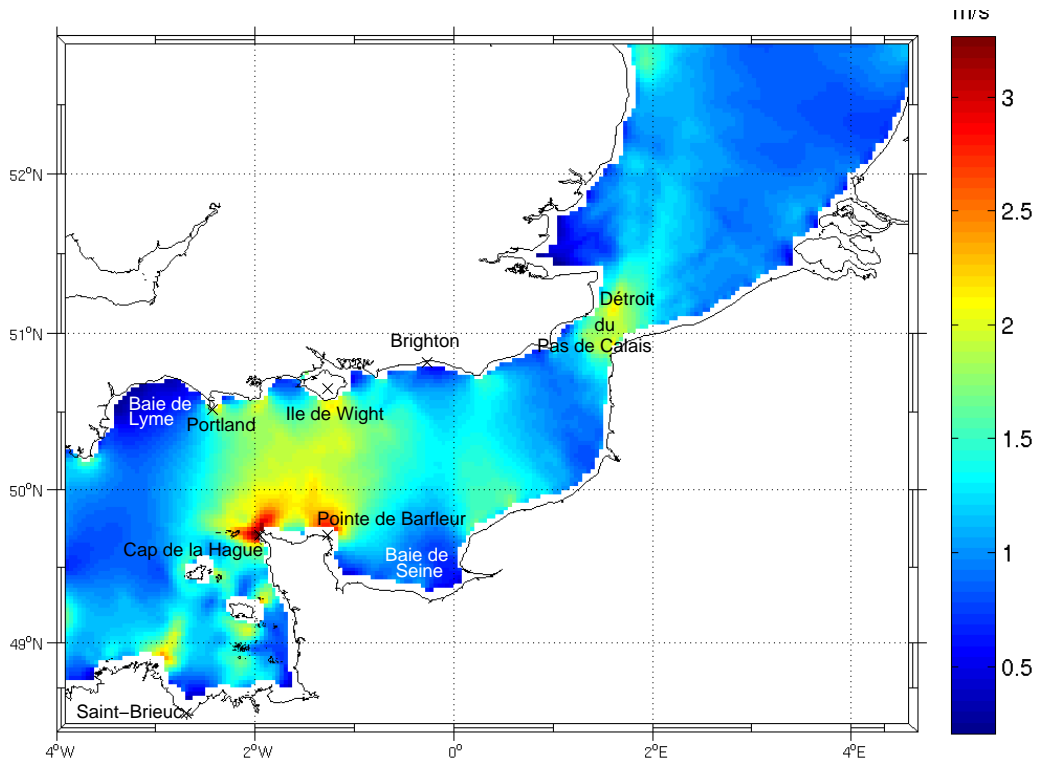
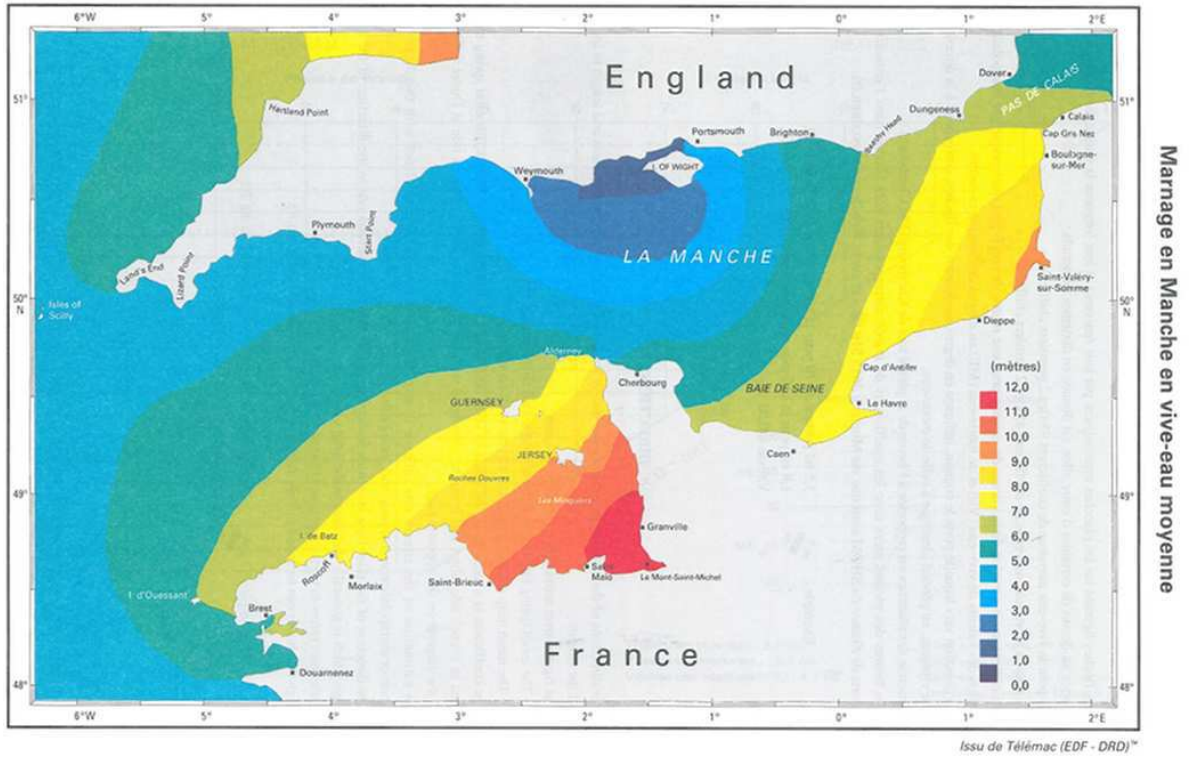


Figure 3.16 — Vitesse maximale du courant de marée moyennée sur la verticale en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) simulée par le modèle ROMS.



CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE TRIDIMENSIONNELLE

(a)



(b)

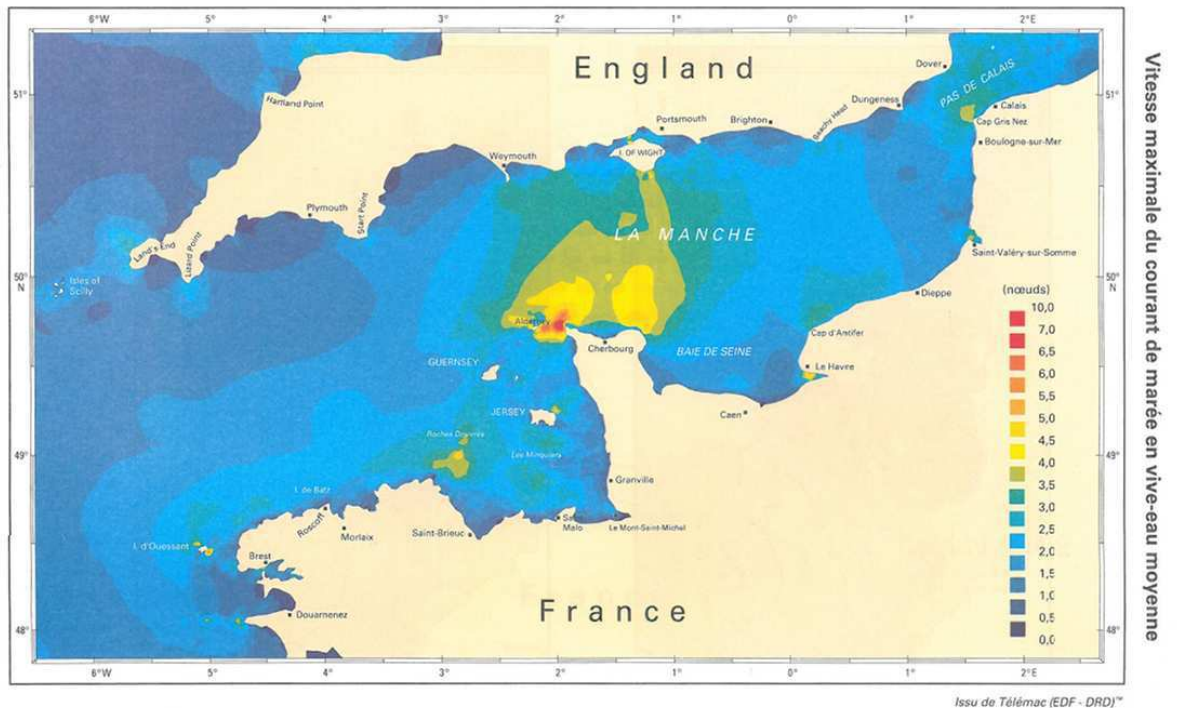


Figure 3.17 — (a) Marnage et (b) vitesse maximale du courant de marée moyennée sur la verticale en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) simulée par le SHOM (d'après SHOM, 2000). 1 noeud=0,51 m.s<sup>-1</sup>.

Extraits de l'atlas de courant de marée 564\_UJA du SHOM. Autorisation n°420/2013. Reproduction des prédictions de marées du SHOM non vérifiée par le SHOM et réalisée sous la seule responsabilité de l'éditeur.

en baie de Lyme, en baie de Seine, en baie de Saint-Brieuc et au large de Brighton. De manière générale, les courants sont plus forts sur le littoral français qu'anglais.

### 3.3.1.2 Matière en suspension

- **Comparaisons spatiales pour différentes conditions hydrodynamiques**

La présence de nuages, particulièrement fréquents en Manche, est problématique lors de comparaisons satellite-modèle. Le pourcentage de données disponibles sur l'emprise E#1 du modèle au cours de l'année 2008 est présenté figure 3.18. Une sélection d'images dites "claires" a été faite sur la base de ce pourcentage. Les mois où la disponibilité des données est la plus faible sont les mois de janvier, mars, novembre et décembre. Sur l'ensemble de l'année, il est rare de disposer d'images claires plusieurs jours d'affilée.

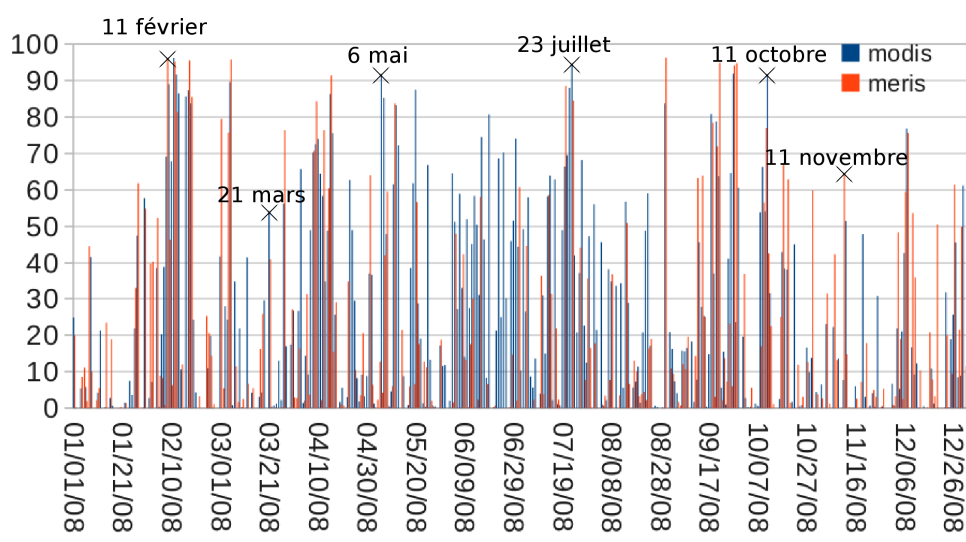


Figure 3.18 — Pourcentage de données provenant des satellites MODIS et MERIS disponibles sur l'emprise E#1 du modèle en 2008.

Quatre images avec plus de 90% de données disponibles et des conditions hydrodynamiques différentes ont été retenues : le 11 février, le 6 mai le 23 juillet et le 11 octobre 2008 (Figures 3.19 et 3.20). Les dates des 21 mars et 11 novembre 2008 ont également été sélectionnées, malgré une disponibilité de données plus faible (54% et 64% respectivement), afin de permettre des comparaisons en conditions de fortes houles. Les figures 3.19 et 3.20 présentent les concentrations de MES observées par satellite et modélisées en utilisant la configuration de base V1.

Les conditions hydrodynamiques de marée et de vagues sont décrites sur la

figure 3.12. Les principales caractéristiques des 6 dates sélectionnées sont résumées dans le tableau 3.4.

Date	Coefficient de marée	Conditions de houle
11/02/2008	vive-eau moyenne (93)	Houle faible à moyenne, forte houle 5 jours avant
21/03/2008	vive-eau moyenne (92)	Forte houle de direction ONO
06/05/2008	forte vive-eau (104)	Houle faible à moyenne
23/07/2008	marée moyenne (78)	Houle faible à cette date et les 10 jours précédents
11/10/2008	marée faible (51)	Houle faible à moyenne
11/11/2008	marée moyenne (76)	Forte houle de direction OSO

Tableau 3.4 — Caractéristiques principales des conditions hydrodynamiques lors des 6 dates sélectionnées pour les comparaisons satellite-modèle

Les concentrations les plus élevées sont observées le 11 février et le 21 mars 2008 (Figure 3.19, gauche) avec des valeurs supérieures à  $4\text{-}5 \text{ mg.l}^{-1}$  en Manche centrale. Ces deux dates correspondent à des conditions hydrodynamiques fortes. Différentes zones de CSS élevées sont relevées avec des niveaux supérieurs à  $10 \text{ mg.l}^{-1}$  : autour de l'île de Wight avec un prolongement continu le long des côtes anglaises, en quelques aires localisées dans le golfe normand-breton et face à la presqu'île du Cotentin, au large du Pays-de-Caux et au niveau de l'estuaire externe de la Seine. De fortes concentrations comprises entre  $7$  et  $15 \text{ mg.l}^{-1}$  sont également observées le 21 mars en Manche orientale, liées à l'action de la houle venant de l'ouest.

Le 11 novembre (Figure 3.20, gauche), malgré des conditions de houle forte, la CSS reste relativement faible en Manche centrale et dans le golfe Normand-Breton avec des valeurs inférieures à  $4\text{-}5 \text{ mg.l}^{-1}$ . Les CCS les plus fortes sont observées ce jour-là le long des côtes anglaises avec des maximums de concentrations dépassant les  $25 \text{ mg.l}^{-1}$ . L'orientation des vagues, d'origine Ouest-Sud-Ouest, semble responsable de cette répartition spatiale : ce sont les zones principalement exposées qui ont une CSS supérieure.

Les niveaux de CSS observés en surface les 6 mai (Figure 3.19, gauche) et 11 octobre 2008 (Figure 3.20, gauche) sont moins importants, restant limités à respectivement  $5$  et  $2 \text{ mg.l}^{-1}$  en Manche centrale. Cette diminution apparaît pour des conditions de houle réduites. Les aires de CSS maximales sont restreintes à la zone proche de l'île de Wight et au niveau du golfe normand-breton, avec une réduction des niveaux de CSS d'environ  $3 \text{ mg.l}^{-1}$  le 11 octobre par rapport au 6 mai.

Les concentrations sont les plus faibles le 23 juillet 2008 (Figure 3.20, gauche), durant une période où les conditions hydrodynamiques sont calmes. La CSS autour de l'île de Wight, au large de la presqu'île du Cotentin et du Pays de Caux est comprise entre 2 et 5 mg.l<sup>-1</sup>. Des CSS plus élevées sont observées uniquement à l'embouchure de la Seine.

Dans la configuration V1 (Figures 3.19 et 3.20, droite), le modèle reproduit globalement les structures observées dans le domaine côtier et particulièrement la forme de l'aire de CSS élevées autour de l'île de Wight. Celle-ci se prolonge vers l'est le long des côtes anglaises aux mois de février, mars, et novembre, lorsque la houle est importante. En octobre, l'image satellite et le modèle montrent une forme asymétrique vers l'est de cette aire de CSS élevée (Figure 3.20). Des élévations de la CSS sont correctement modélisées le long du Pays de Caux en février, mars et juillet, dans le golfe Normand-Breton sous forme de patches et aux caps de la presqu'île du Cotentin (cap de la Hague et pointe de Barfleur).

Cependant, ces concentrations sont plus faibles que celles observées par satellite, excepté au mois de juillet au niveau de l'île de Wight où la CSS modélisée est plus forte.

Au large, les concentrations simulées sont inférieures à celles issues des satellites de 5 à 10 mg.l<sup>-1</sup> en février et mars et de 3 à 5 mg.l<sup>-1</sup> en mai. En juillet, octobre et novembre, cette sous-estimation par le modèle de la CSS au large est moins marquée (de l'ordre de 1 à 3 mg.l<sup>-1</sup>).

- **Comparaisons ponctuelles le long de l'année 2008**

La concentration de MES simulée est comparée en 4 points M1, M2, M3 et M4 aux concentrations issues des images interpolées MODIS/MERIS décrites dans la section 2.2.2. Ces dernières fournissent un signal continu de la MES non-algale de surface durant l'année 2008, contrairement aux données satellite brutes MODIS et MERIS qui contiennent des discontinuités liées à la couverture nuageuse. La continuité du signal de MES facilite ainsi la comparaison de la dynamique temporelle par rapport à des données ponctuelles. Les images interpolées sont quotidiennes et ne représentent pas les MES à une heure précise. Pour les comparaisons, les concentrations modélisées par le modèle V1 sont extraites toutes les heures en 2008.

CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

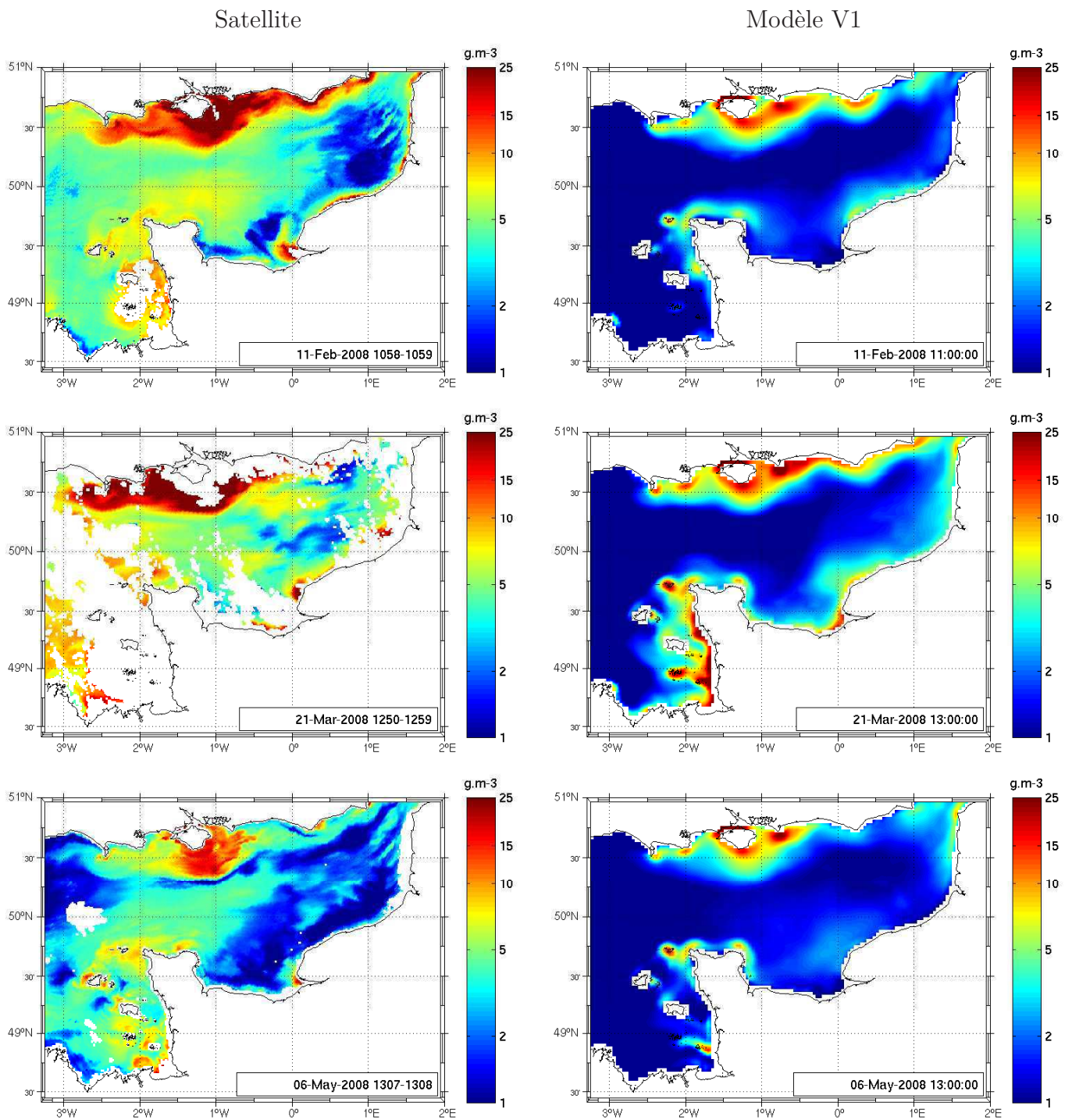


Figure 3.19 — Comparaisons des concentrations en MES observées par satellite (gauche) et modélisées par la configuration de base V1 (droite) le 11 février, le 21 mars et le 6 mai 2008.

CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

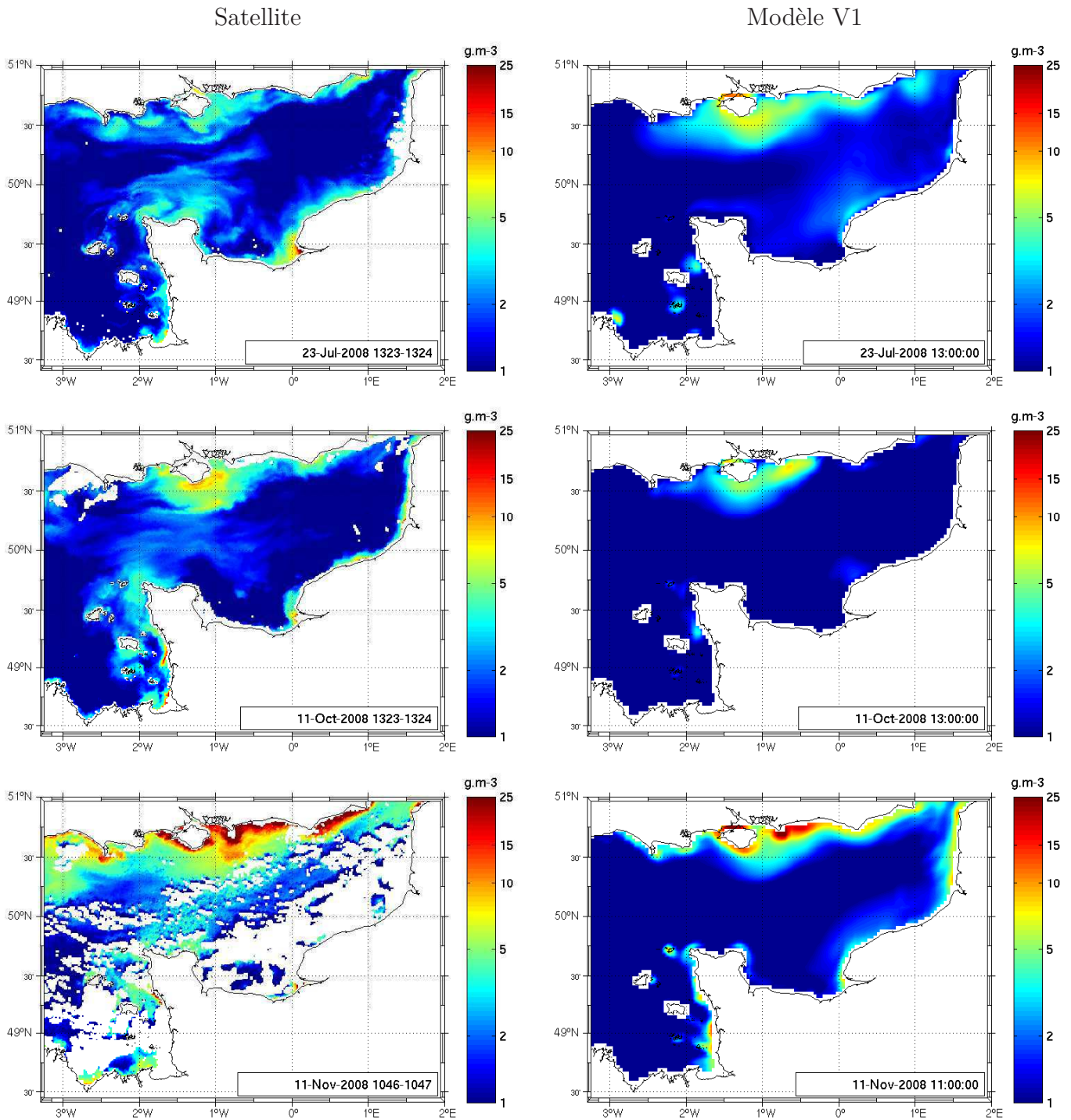


Figure 3.20 — Comparaisons des concentrations en MES observées par satellite (gauche) et modélisées par la configuration de base V1 (droite) le 23 juillet, le 11 octobre et le 11 novembre 2008.

Les points M1, M2, M3 et M4 sont localisés dans des zones présentant des conditions hydrodynamiques différentes. Leurs positions sont présentées sur la figure 3.21. Le point M1 est situé près des côtes bretonnes au large de Bréhat. Il a été détecté lors de l'analyse statistique des images satellite faites au chapitre précédent comme étant fortement influencé par le cycle morte-eau/vive-eau. Il est également exposé à la houle venant de l'Ouest. Le point M2 est situé en face de la pointe de Barfleur dans une zone présentant de forts courants de marée et modérément soumise à l'action des houles provenant de l'ouest par sa position géographique à l'est de la presqu'île du Cotentin. Le point M3 est situé à l'est de l'île de Wight dans une zone où la concentration de MES reste forte pendant toute l'année. Il est soumis à la fois à l'action de la marée et des houles. Le dernier point, M4, est situé en Manche orientale où l'action de la marée est moins forte par rapport aux autres points. Les vagues y sont faibles à modérées.

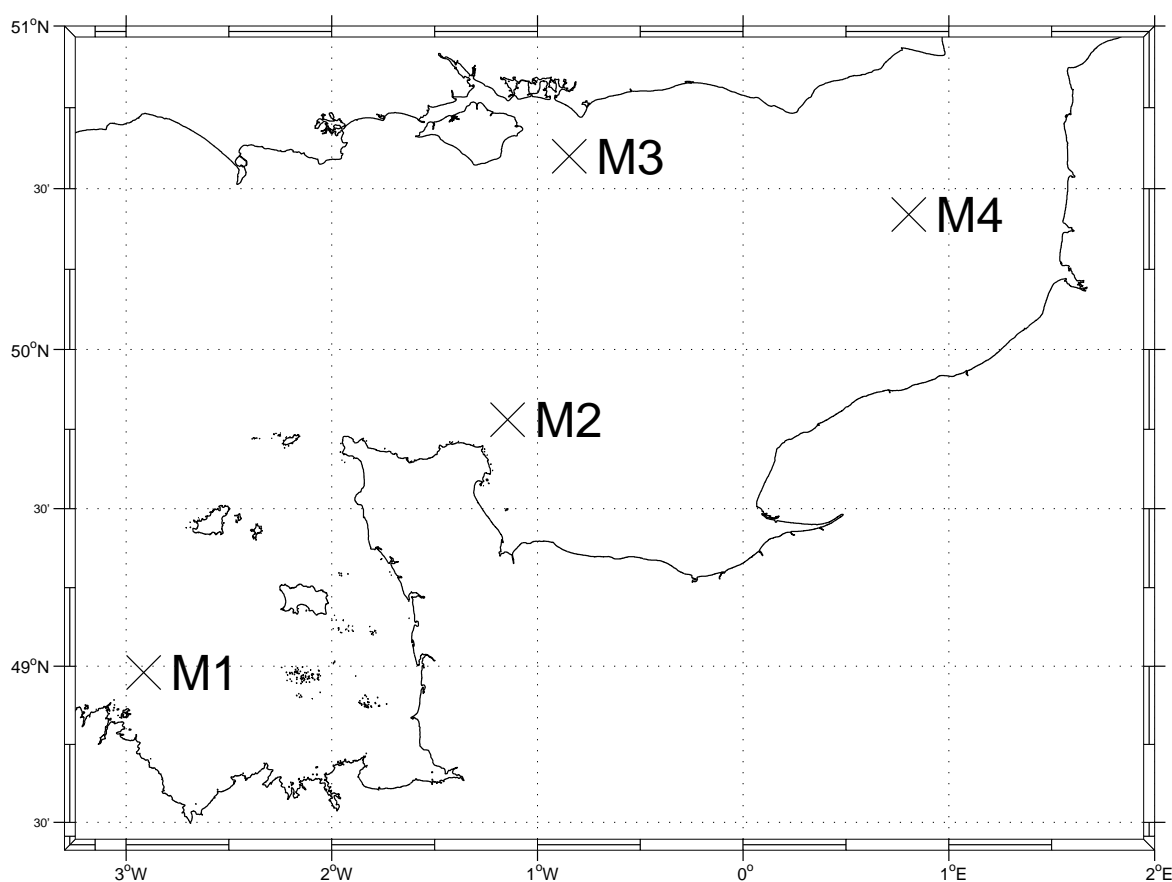


Figure 3.21 — Position des points M1, M2, M3 et M4.

La figure 3.22 présente les comparaisons entre les résultats du modèle hydrosé-

dimentaire et les données satellite interpolées par krigeage en ces 4 points durant l'année 2008. Au point M3, la CSS satellite atteint  $120 \text{ mg.l}^{-1}$  aux mois de mars. Ce pic de MES est à analyser avec précaution. Sur la partie est de la Manche, la couverture nuageuse est persistante à partir du 6 mars et des données sont disponibles pour l'interpolation uniquement les 12, 17, 21 et 27 mars. De plus, l'algorithme de traitements des données satellite a été validé sur des mesures de MES réparties majoritairement dans la gamme des  $1\text{-}40 \text{ mg.l}^{-1}$ . Les concentrations observées pendant les tempêtes, qui sont largement supérieures, peuvent donc être douteuses. Pour une meilleure visualisation de la dynamique temporelle, le maximum sur l'axe des ordonnées a été fixé à  $50 \text{ mg.l}^{-1}$  pour ce point.

La dynamique du cycle morte-eau/vive-eau est clairement visible dans les résultats du modèle. Aux points M1, M2 et M3, fortement influencés par la marée, les pics de CSS observés et modélisés ont lieu simultanément. La CSS augmente avec le coefficient de marée. La représentation de ce cycle est remarquable au point M2 où la marée est le forçage dominant. Les CSS les plus fortes sont modélisées pour les plus grandes marées de vive-eau.

Aux points M1, M3 et M4, la CSS augmente durant le mois de mars mais dans une moindre mesure par rapport à ce qui est observé. Les écarts de concentration entre les données satellite et les résultats du modèle sont de l'ordre de  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  au point M1, d'une dizaine de  $\text{mg.l}^{-1}$  au point M4 et de plusieurs dizaines de  $\text{mg.l}^{-1}$  au point M3. Au point M2, le maximum de MES en mars et le cycle saisonnier en règle générale sont moins marqués, ce dernier étant moins exposé à l'action des vagues provenant majoritairement de l'ouest.

La dynamique temporelle de la CSS est la mieux représentée aux point M2. Les variations bimensuelles et annuelles y sont correctement reproduites. Au point M1, la CSS durant les marées de morte-eau semble constante tout au long de l'année. Durant les mois de janvier à avril puis de décembre, la CSS est sous-estimée. La dynamique temporelle est bien respectée au point M3 avec cependant des CSS trop peu élevées de janvier à mi-avril. Au point M4, la CSS est relativement faible par rapport aux autres points. L'ordre de grandeur des CSS simulées est proche de celui des CSS observées, avec une sous-estimation du modèle de février à mars puis de novembre à décembre. De juin à août, la CSS modélisée reste légèrement supérieure à celle observée.



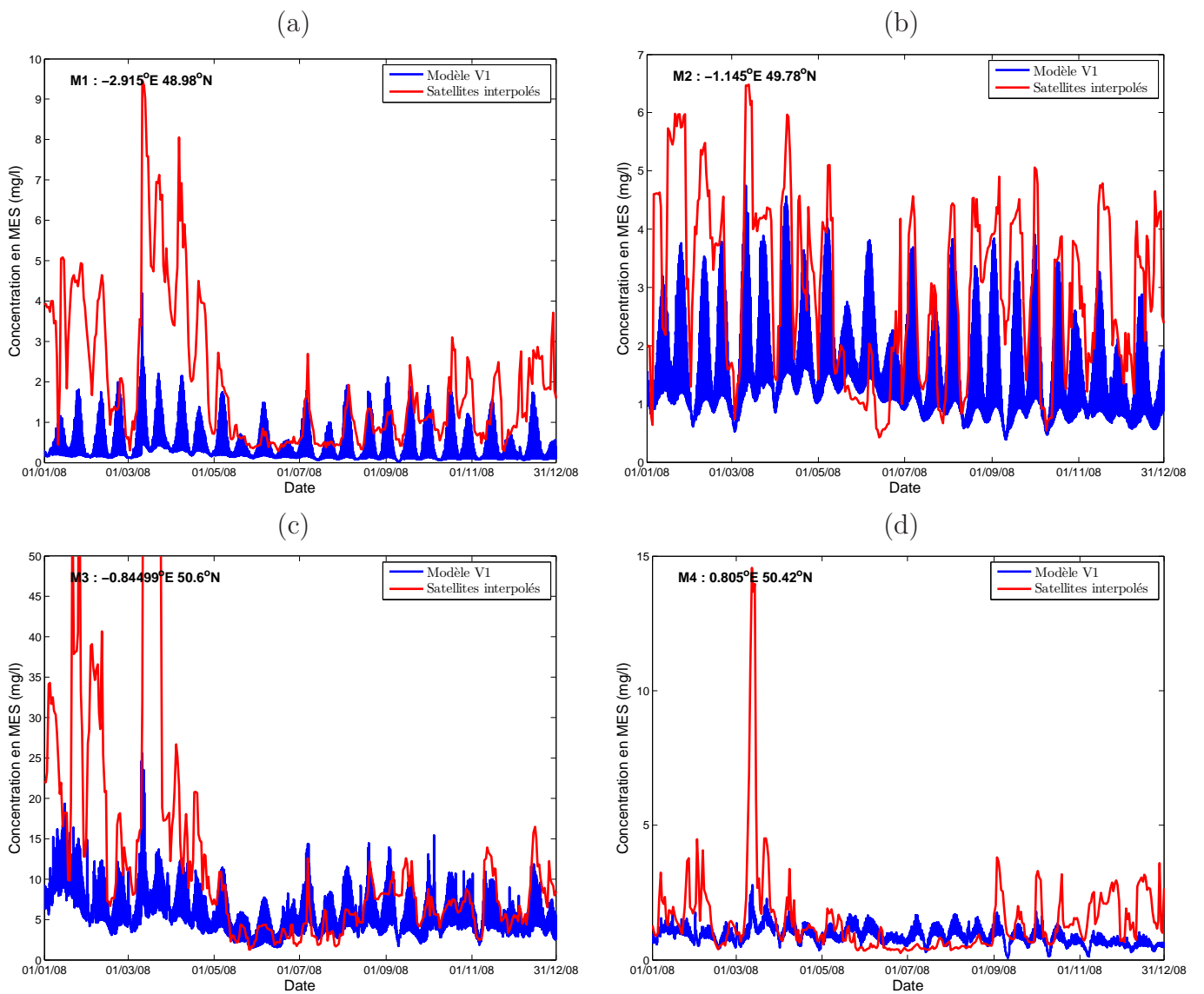


Figure 3.22 — Comparaison de la MES modélisée par V1 (bleu) et observée sur les images satellite interpolées par krigeage (rouge) en 2008 en 4 points.

### 3.3.1.3 Conclusions

L'hydrodynamisme de la marée est correctement reproduit par le modèle. L'évolution temporelle des niveaux d'eau aux marégraphes ne sera plus étudiée dans les configurations suivantes, les changements effectués dans les configurations suivantes impactant de façon négligeable les courants et les niveaux d'eau.

Les structures de MES observées à la côte sont bien représentées par le modèle V1 avec cependant des concentrations plus faibles. Au large, les concentrations modélisées sous-estiment la quantité de sédiments en suspension, particulièrement en Manche centrale où en hiver l'écart entre les MES satellite et modélisées est d'environ  $8 \text{ mg.l}^{-1}$ . Aux quatre points étudiés, c'est également en hiver mais aussi au début du printemps et à la fin de l'automne que la CSS prédite est inférieure à celle observée par satellite. L'écart entre les deux quantités reste globalement inférieur à  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  sauf au point M3.

La Manche étant une zone de transfert entre les eaux atlantiques et celles de la Mer du Nord (Salomon et Breton, 1993), la prise en compte d'apports de MES au niveau des frontières ouvertes va être testée. La sous-estimation en MES étant différente suivant les saisons, il est important de considérer des MES variables dans le temps aux frontières.

### 3.3.2 Sensibilité aux conditions limites en MES

Dans cette partie, la paramétrisation des conditions limites en MES aux frontières ouvertes fait l'objet de tests de sensibilité. Les conditions limites (CL) étudiées ont été présentées dans la section 3.2.4.3. Lors de ces tests, l'agrégation par la biologie n'est pas prise en compte (approche A1).

L'apport de ces paramétrisations est discuté afin de connaître le rôle joué par les MES entrant dans le domaine sur les concentrations de sédiments en suspension. La configuration V2 permet de mesurer l'importance de tenir compte d'un apport de MES aux frontières respectant les variations saisonnières moyennes. L'influence des variations inter-annuelles et au cours des mois de la concentration imposée aux frontières est analysée en utilisant la configuration V3. Dans la configuration V4, la résolution temporelle du forçage est dégradée par rapport à V3, afin de déterminer s'il est vraiment nécessaire de tenir compte des variations journalières au cours du mois.

Dans un premier temps (section 3.3.2.1), les résultats des configurations V2 et V3 sont comparés aux résultats de la configuration de base V1 et aux images satellites pour les 6 dates précédemment présentées dans la section 3.3.1.2. Ensuite, l'étude est étendue à l'ensemble des dates où la couverture nuageuse est inférieure à 50% à travers l'analyse de l'écart moyen sur l'emprise du modèle entre les données satellite et modélisées (section 3.3.2.2). Pour conclure, les différences entre les 4 configurations sont explorées spatialement par saison afin de déterminer si toutes les zones de la Manche sont impactées de la même façon par la paramétrisation des conditions limites (section 3.3.2.3).

#### 3.3.2.1 Comparaisons spatiales pour différentes conditions hydrodynamiques

Les figures 3.23 et 3.24 comparent la concentration de MES de surface observée par satellite et estimée par le modèle dans les configurations V1, V2 et V3 lors des 6 dates précédemment présentées dans la section 3.3.1.2.

L'imposition de MES aux frontières à l'aide des concentrations de MES non-algales issues des climatologies mensuelles satellite (configuration V2) augmente de 1 à 3 mg.l<sup>-1</sup> les niveaux de CSS modélisés par le modèle V1 (Figures 3.23 et 3.24, d, e, f) en Manche centrale sans dégrader les structures déjà représentées

CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

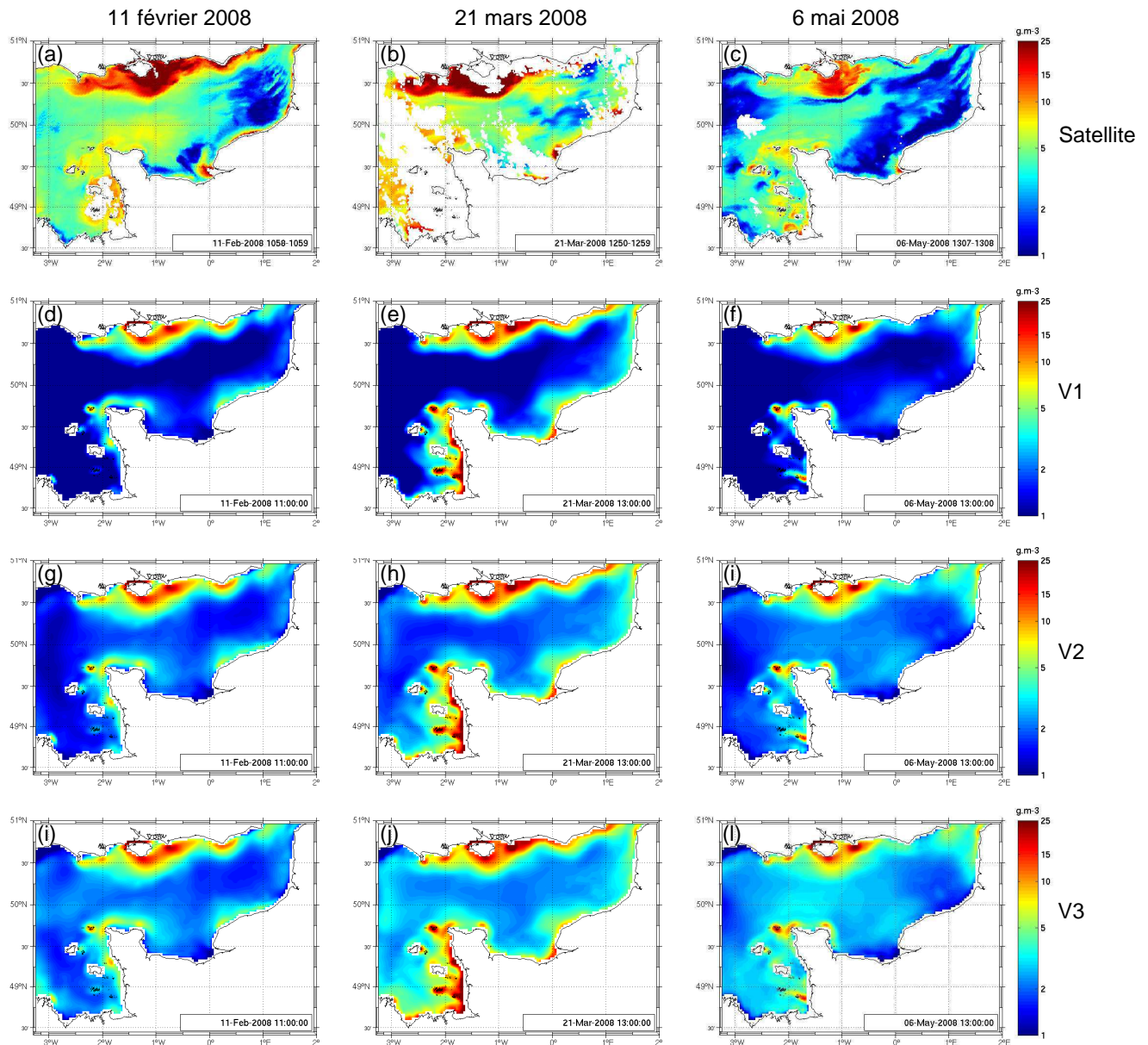


Figure 3.23 — Comparaison de la concentration de MES de surface observée par satellite (a,b,c) et estimée par le modèle dans les configurations V1 (d,e,f),V2 (g,h,i) et V3 (j,k,l) les 11 février, 21 mars et 6 mai 2008.

CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

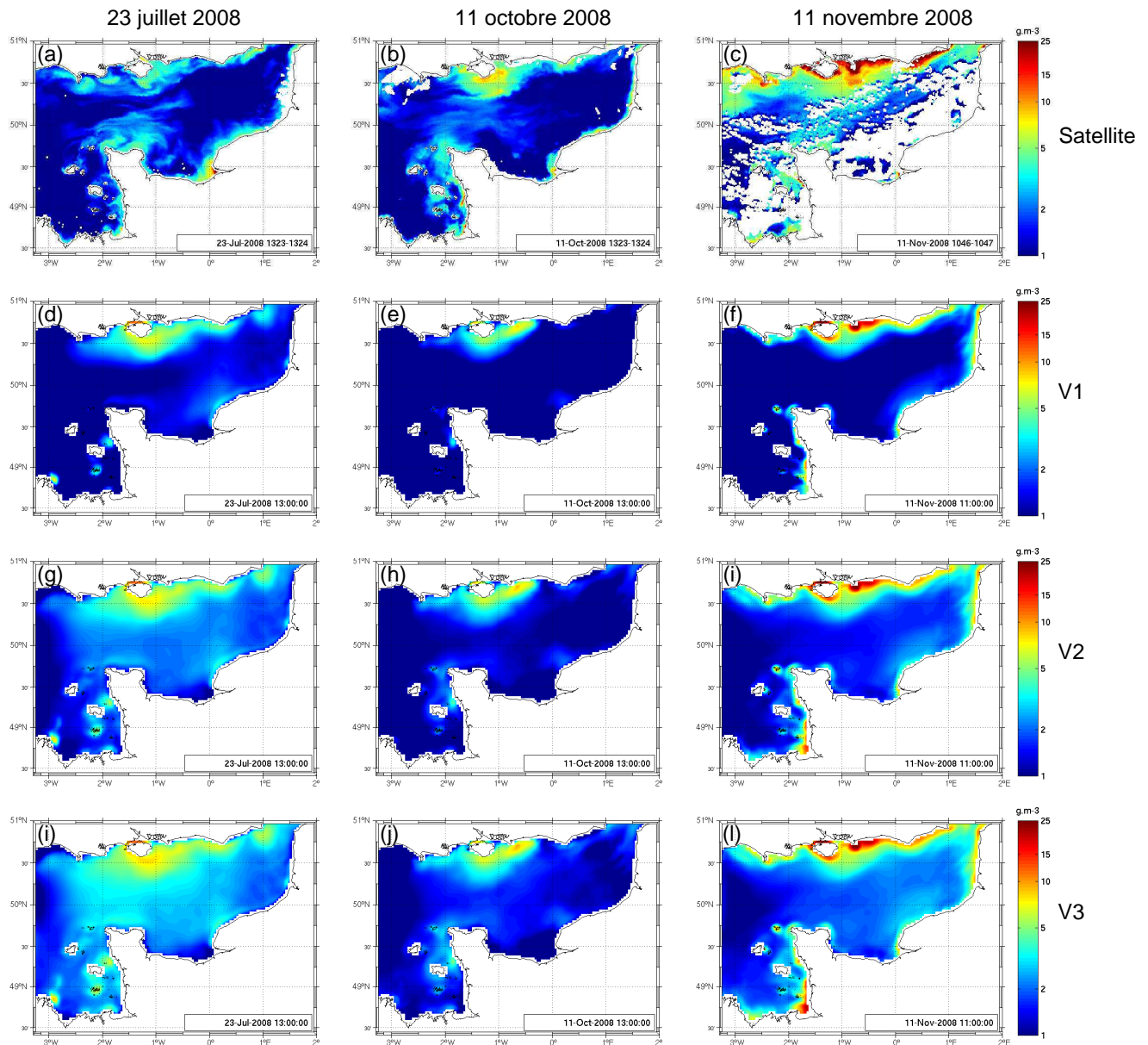


Figure 3.24 — Comparaison de la concentration de MES de surface observée par satellite (a,b,c) et estimée par le modèle dans les configurations V1 (d,e,f), V2 (g,h,i) et V3 (j,k,l) les 23 juillet, 11 octobre et 11 novembre 2008.

(Figures 3.23 et 3.24, g, h, i).

L'amélioration des résultats par le modèle V2 est visible en février, mars, mai, octobre et novembre. Elle est remarquable en mai (Figure 3.23-i) dans le golfe Normand-Breton et sur la section île de Wight-Cotentin. En novembre (Figure 3.24-i), l'aire de CSS élevée autour de l'île de Wight s'étend et prend une forme qui se rapproche davantage de ce qui est observé. Cependant, en juillet, la CSS modélisée par V2 est plus élevée que celle obtenue par V1, elle-même déjà supérieure à la CSS satellite.

Lorsque les sorties du modèle statistique III sont utilisées comme conditions limites (configuration V3), la valeur de la concentration de MES imposée en hiver au niveau de la frontière ouest est augmentée de quelques  $\text{mg.l}^{-1}$  (Figure 3.13), permettant la prise en compte d'une turbidité plus élevée en 2007 et 2008 par rapport à la moyenne.

Grâce à ce forçage plus réaliste, le modèle V3 reproduit les niveaux de concentrations et les structures observées par satellite en mai, octobre et novembre. Les meilleurs résultats sont obtenus le 11 octobre et le 11 novembre où les cartes représentant les concentrations modélisées par V3 sont très similaires à celles des données des satellites MODIS et MERIS. En mai, l'amélioration est nette en Manche centrale et dans le golfe Normand-Breton. La CSS modélisée reste toutefois inférieure à celle observée de 1 à 2  $\text{mg.l}^{-1}$  au centre de la Manche, et cet écart atteint 5  $\text{mg.l}^{-1}$  ponctuellement dans le golfe Normand-Breton.

En février et mars, la répartition spatiale de la MES est correctement représentée avec cependant des niveaux de CSS moins bien reproduits, mais qui restent plus proches des données satellite que les configurations précédentes V1 et V2. A l'opposé, en juillet, la prise en compte de la MES aux frontières a pour conséquence une augmentation excessive de la CSS de surface.

Ainsi, mis à part le 23 juillet, la prise en compte des MES présentes au niveau des frontières dans les configurations V2 et V3 donne une estimation de la MES qui tend à se rapprocher davantage des observations satellite. L'utilisation des sorties du modèle statistique basé sur l'analyse des images satellite dans le modèle V3 produit les meilleurs résultats sur 5 des 6 dates étudiées car elle permet le forçage du modèle par un signal qui tient compte des variabilités inter-annuelles et des variations journalières au cours du mois. Les résultats de la configuration V4, non

présentés ici, sont très similaires à ceux de la configuration V3.

### 3.3.2.2 Comparaison temporelle de l'écart

La comparaison de la répartition spatiale de la CSS en 6 dates représentatives de différentes conditions hydrodynamiques en Manche a permis de conclure à une amélioration des résultats du modèle en utilisant la configuration V2, puis V3, pour 5 de ces dates. Une étude plus globale est maintenant menée sur l'ensemble des dates de 2008 où plus de 50% des données satellite sont disponibles sur l'emprise E#1.

Pour cela, l'écart absolu  $e^{V_i}$  entre les données satellite et modélisées par la configuration  $V_i$ ,  $i \in [1,2,3,4]$ , est calculé par la relation 3.61 pour ces dates en chaque point du domaine.  $E^{V_i}$  est ensuite obtenu en moyennant spatialement  $e^{V_i}$  sur l'emprise du modèle E#1, en excluant les points nuageux. Ce paramètre permet d'évaluer quelle configuration donne les résultats les plus proches des données satellite.

La figure 3.25 représente ce paramètre  $E^{V_i}$ ,  $i \in [1,2,3,4]$ , à chaque date  $t$  de 2008 où plus de 50% de données satellite sont disponibles dans l'emprise du modèle.

$E^{V_i}$  est plus important en hiver et au début du printemps qu'en été dans les 4 configurations. On avait déjà pu observer que les écarts de niveaux de CSS entre les résultats des modèles et les données satellite étaient plus importants le 11 février et le 21 mars par rapport aux autres dates. Les fortes concentrations en sédiments spécifiques à l'hiver sont plus difficiles à atteindre par le modèle.

L'écart entre le satellite et le modèle est plus faible pour les configurations V2 et V3 la majorité du temps (avec un écart plus faible avec V3), excepté en été où  $E^{V_1} < E^{V_2} < E^{V_3}$ . Cela est en accord avec les comparaisons aux 6 dates où les configurations V2, puis V3, améliorent l'estimation de la CSS, mis à part le 23 juillet. Dans la configuration V1, la concentration de MES modélisée a déjà tendance à être plus forte que celle observée en été. En imposant une concentration de MES aux frontières, des sédiments sont injectés dans le domaine lorsque les courants sont rentrants, augmentant la concentration de MES pour les configurations V2 et V3. L'écart est ainsi rendu plus grand.

De plus, il a été montré dans le chapitre 2 que le modèle statistique III a tendance à sur-estimer la concentration de MES en été et à la sous-estimer durant et après les épisodes de tempêtes (section 2.5.2). Ainsi, il se peut que la quantité de MES introduite dans le domaine dans la configuration V3 soit trop élevée du-

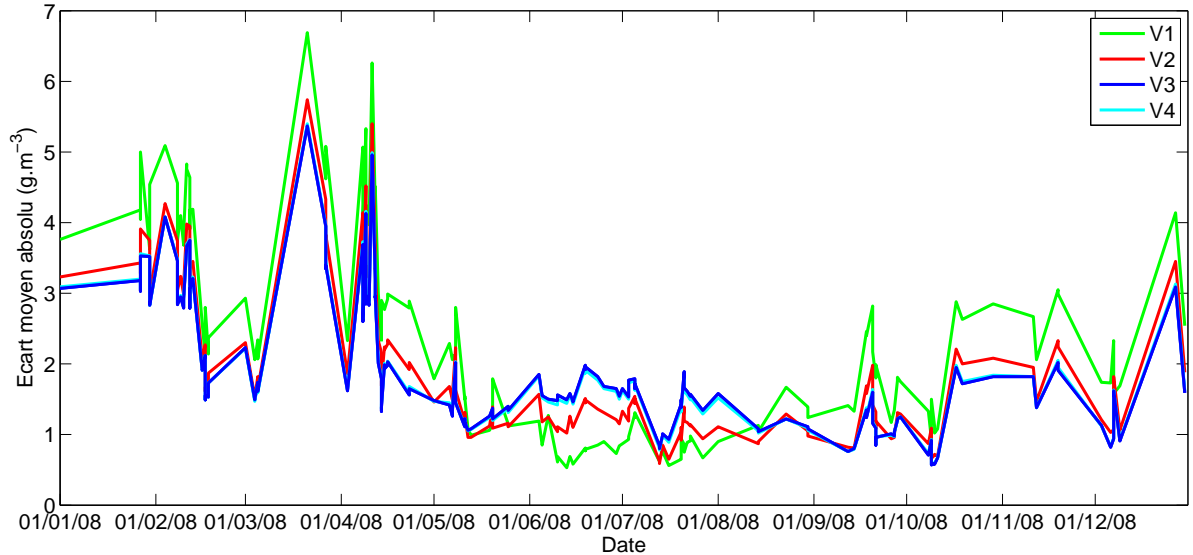


Figure 3.25 — Evolution de l'écart moyen  $E^{V_i}$  pour les configurations V1, V2, V3 et V4 en 2008.

rant l'été. Une légère surestimation du forçage appliqué en été peut provoquer des écarts visibles car les concentrations en cette saison sont faibles. De plus, l'algorithme d'estimation des MES est moins fiable pour les concentrations inférieures à  $1 \text{ mg.l}^{-1}$ . Au cours de l'automne 2007 et de l'hiver 2008 où plusieurs tempêtes ont eu lieu, la quantité de MES au niveau des frontières a à l'inverse pu être sous-évaluée, expliquant en partie la difficulté à atteindre de fortes concentrations durant ces périodes, notamment au mois de mars 2008.

Les résultats obtenus avec la configuration V4 sont ici introduits. Les écarts  $E^{V_3}$  et  $E^{V_4}$  sont identiques, les courbes les représentant étant confondues. Cela indique que globalement les résultats obtenus avec les configurations V3 et V4 sont similaires. Les variations journalières de la MES au niveau des frontières au cours du mois ne semblent pas modifier la CSS moyenne dans le domaine.

### 3.3.2.3 Comparaisons spatiales de l'écart par saison

La comparaison temporelle de l'écart le long de l'année 2008 a permis d'évaluer globalement les différentes configurations. Elle a montré que la configuration qui donne les résultats les plus proches des données satellite diffère suivant la saison.

Les écarts entre les modèles et le satellite sont maintenant étudiés spatialement afin de voir si toutes les régions de la Manche sont impactées de la même façon



par la paramétrisation de la condition limite en MES. D'après les conclusions précédentes, il est plus pertinent d'évaluer spatialement les différentes configurations par saison et non globalement sur l'ensemble de l'année.

Les figures 3.26 à 3.29 représentent  $\Delta(V_{ij})$ ,  $i \in [1,2,3,4]$  moyenné par trimestre. Le paramètre  $\Delta(V_{ij})$  permet de comparer deux configurations entre elles. Par la suite, le premier trimestre sera assimilé à l'hiver, le deuxième au printemps, le troisième à l'été et le quatrième à l'automne. Si  $\Delta(V_{ij})$  est positif, l'écart absolu entre le satellite et le modèle est plus faible avec la version  $V_j$ , synonyme d'amélioration avec celle-ci, et inversement.

- **V1 versus V2**

La comparaison des configurations V1 et V2 (Figure 3.26) a pour but de montrer l'importance de la prise en compte des sédiments extérieurs au domaine d'étude. De manière générale, la configuration V2 améliore les résultats du modèle par rapport à la configuration V1 :

- En hiver (Figure 3.26-a), l'amélioration est plus importante en Manche occidentale et centrale.
- En automne (Figure 3.26-d), elle est visible sur l'ensemble de la Manche avec des valeurs de  $\Delta(V_{12})$  maximales au centre.
- Au printemps (Figure 3.26-b), la zone où les résultats sont améliorés est plus réduite, localisée sur la partie ouest de la Manche. Ils sont très peu dégradés, uniquement à l'est du domaine.
- En été (Figure 3.26-c), les résultats sont dégradés à l'est et améliorés à l'ouest. Une zone d'amélioration est nettement visible au nord de la presqu'île du Cotentin.

Ainsi la prise en compte de conditions limites améliore globalement les résultats du modèle par rapport à la configuration sans imposition de MES aux frontières (V1), et plus particulièrement en hiver et en automne. Ces deux saisons sont des périodes où l'action des vagues est plus forte, entraînant une érosion et un maintien en suspension des sédiments plus importants. La concentration de sédiments est donc plus élevée aux niveaux des frontières durant ces périodes. Il est donc essentiel de tenir compte des sédiments extérieurs au domaine en hiver et en automne car ces concentrations ne sont pas négligeables. L'ouest du domaine bénéficie davantage

de cet apport en MES car la dérive des sédiments est principalement dirigée de l'ouest de la Manche vers la Mer du Nord (Salomon et Breton, 1993).

- **V1 versus V3**

La figure 3.27 compare la configuration V1 à la configuration V3 qui utilise les résultats du modèle statistique III. Globalement, la répartition spatiale des  $\Delta(V12)$  et  $\Delta(V13)$  sont identiques. Les zones dans lesquelles les modèles V2 et V3 améliorent ou dégradent les résultats du modèle V1 sont donc identiques. Les conclusions du paragraphe précédent s'appliquent aussi ici. Cependant, les valeurs prises par  $\Delta(V12)$  et  $\Delta(V13)$  diffèrent. Cette écart s'explique par le fait que dans la configuration V3, les concentrations imposées aux frontières sont supérieures à celles imposées dans la configuration V2. Dans l'ensemble, l'amélioration est plus importante avec le modèle V3. La comparaison suivante, V2 versus V3, va permettre d'étudier plus précisément les différences entre ces deux configurations et ainsi de déterminer l'influence jouée par les variations au cours du mois et entre les années sur les CSS de surface en Manche.

- **V2 versus V3**

Les configurations V2 et V3 sont comparées à travers  $\Delta(V23)$  sur la figure 3.28. L'intérêt de cette analyse est de confirmer l'importance d'imposer une concentration de MES tenant compte des variations inter-annuelles et des variations au cours du mois par rapport une concentration respectant uniquement un cycle saisonnier moyen.

L'étude de  $\Delta(V23)$  permet de confirmer que, dans l'ensemble, la configuration V3 minimise les écarts entre les concentrations modélisées et observées par satellite par rapport à la configuration V2. Elle améliore l'estimation de la MES :

- à l'ouest en hiver (Figure 3.28-a),
- au centre, dans le golfe Normand-Breton et dans le détroit du Pas de Calais en automne (Figure 3.28-d),
- uniquement dans une zone réduite à l'ouest de la presqu'île du Cotentin et près des côtes Bretonnes au printemps (Figure 3.28-b).

En été, les configurations V2 et V3 sont équivalentes (Figure 3.28-c), les concentrations imposées étant peu différentes durant cette saison aux deux frontières (Fi-

### CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE TRIDIMENSIONNELLE

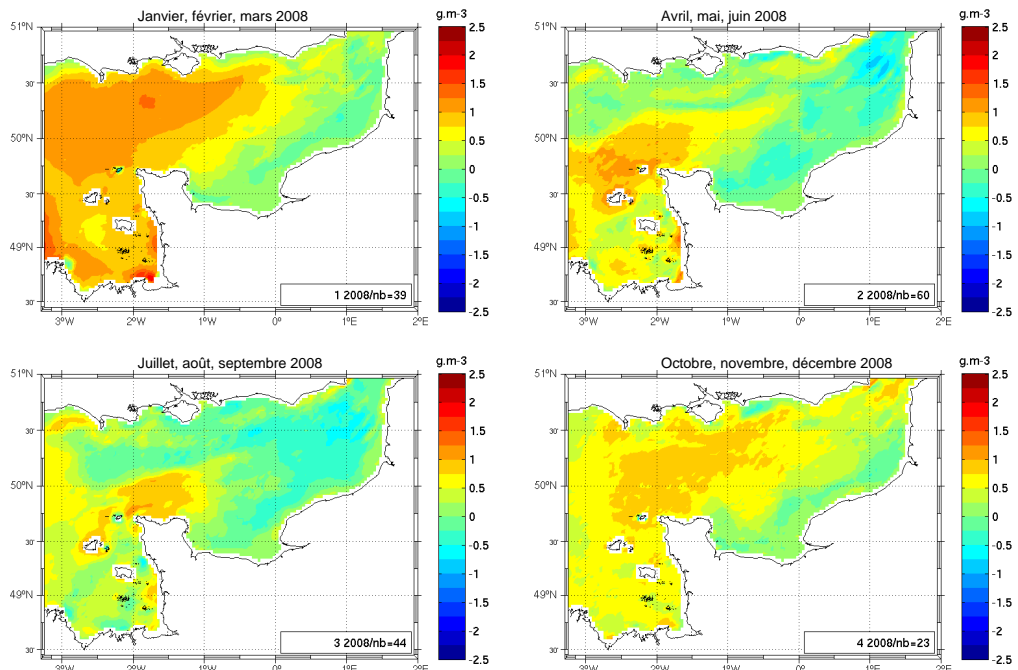


Figure 3.26 — Moyenne saisonnière de  $\Delta(V12)$  en 2008 (Sans imposition de concentration en conditions limites contre conditions limites issues des climatologies 2003-2010). Les valeurs positives indiquent une amélioration des estimations de la configuration V2 par rapport à V1.

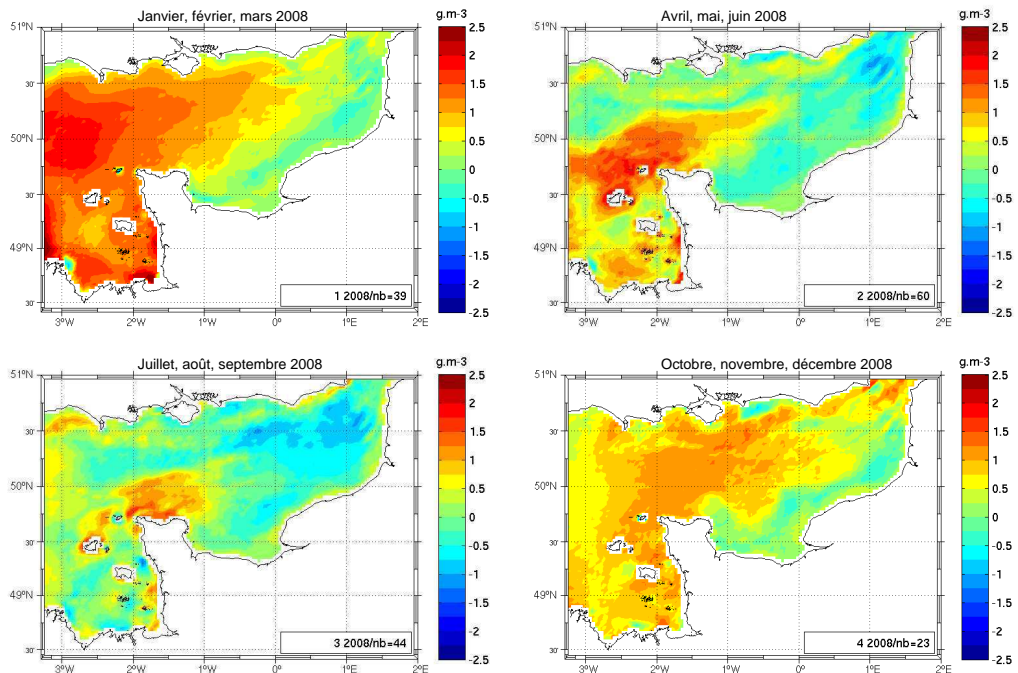


Figure 3.27 — Moyenne saisonnière de  $\Delta(V13)$  en 2008 (Sans imposition de concentration en conditions limites contre conditions limites issues du modèle statistique). Les valeurs positives indiquent une amélioration des estimations de la configuration V3 par rapport à V1.

gure 3.13).

L'utilisation des résultats du modèle statistique (V3) donne de meilleurs résultats car elle permet la prise en compte d'évènements au cours du mois et de la variabilité inter-annuelle, contrairement aux données de climatologies mensuelles (V2). Ceci est important dans cette étude car de nombreuses tempêtes ont eu lieu en 2008, menant à des concentrations en MES de surface supérieures à la moyenne en hiver et à un flux de sédiments entrant en Manche plus élevé. Il y a donc un véritable intérêt à développer cette méthode pour imposer une concentration aux frontières.

Les concentrations imposées dans les configurations V2 et V3 diffèrent principalement à la frontière ouverte située à l'ouest durant l'hiver et l'automne. C'est donc logiquement à l'ouest du domaine que la configuration V3 améliore majoritairement les résultats par rapport à la configuration V2 durant ces périodes.

- **V3 versus V4**

La figure 3.29 représente  $\Delta(V34)$ . Dans la version V4, la concentration ainsi imposée tient compte des variations saisonnières et inter-annuelles des MES mais non des ses variations journalières. Les résultats obtenus avec la configuration V4 sont similaires à ceux obtenus dans la configuration V3. Pour les 4 saisons de 2008,  $\Delta(V34)$  est compris dans l'intervalle  $[-0.25, 0.25]$   $\text{mg.l}^{-1}$  (Figure 3.29). Cela confirme ce qui a été notifié lors de la comparaison temporelle de l'écart et montre que c'est la prise en compte de la variabilité inter-annuelle qui permet d'améliorer les prédictions du modèle plus que la variabilité journalière.

### 3.3.2.4 Limites

L'utilisation d'un profil uniforme verticalement n'est pas tout à fait réaliste. La forme théorique du profil de MES peut être estimée par la formulation de Rouse (1936) (cf. paragraphe 3.2.3.4). Dans notre étude, lors de l'utilisation de l'approche A1, la vitesse de chute des sédiments de diamètre inférieur à  $50 \mu\text{m}$  entrant dans le domaine par les frontières est de  $0,36 \text{ mm.s}^{-1}$ . Les profils sont relativement verticaux pour ces sédiments lorsque la vitesse de frottement  $u_*$  est supérieure à  $3 \text{ cm.s}^{-1}$  (Figure 3.6). C'est le cas notamment du côté français de la frontière ouest. L'approximation d'un profil uniforme y est justifiée sous les

### CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE TRIDIMENSIONNELLE

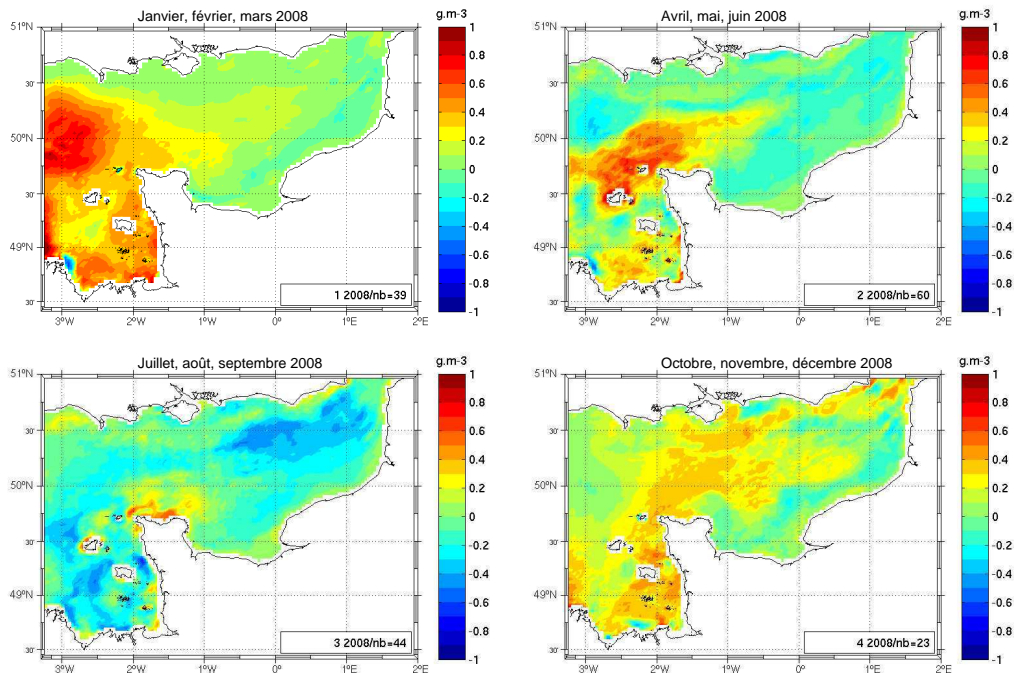


Figure 3.28 — Moyenne saisonnière de  $\Delta(V23)$  en 2008 (conditions limites issues des climatologies 2003-2010 contre conditions limites issues du modèle statistique). Les valeurs positives indiquent une amélioration des estimations de la configuration V3 par rapport à V2.

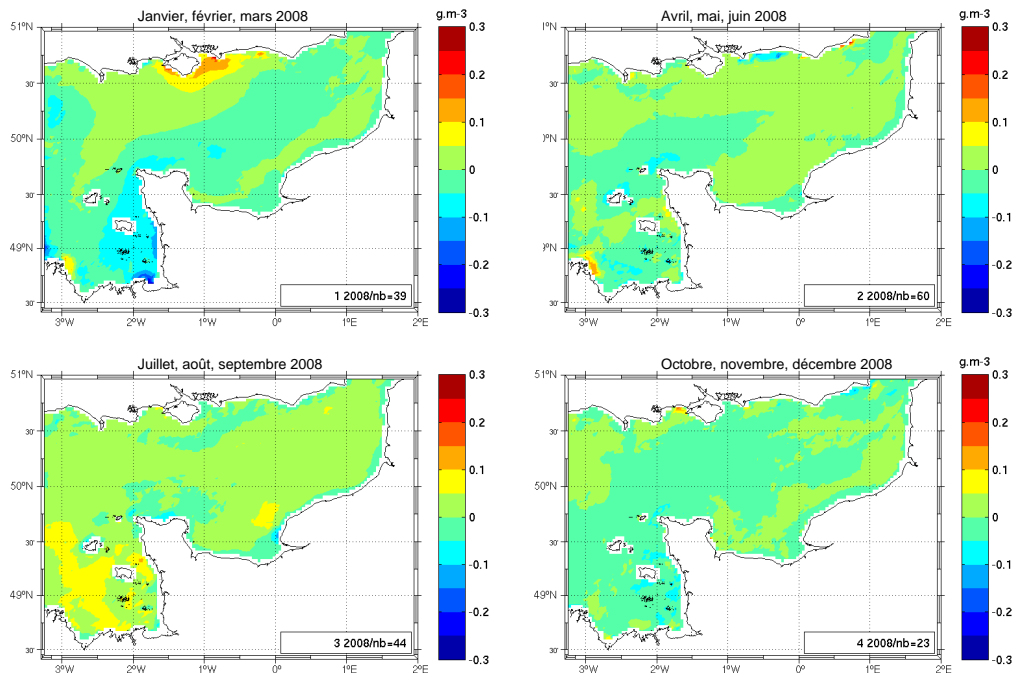


Figure 3.29 — Moyenne saisonnière de  $\Delta(V34)$  en 2008 (conditions limites issues du modèle statistique contre conditions limites issues du modèle statistique moyennés mensuellement). Les valeurs positives indiquent une amélioration des estimations de la configuration V4 par rapport à V3.

hypothèses d'application du profil de Rouse. Côté anglais, la vitesse de frottement  $u_*$  a tendance à être plus faible. Cela implique que le gradient de concentration de MES entre le fond et la surface est dans ces zones plus important. En appliquant un profil uniforme verticalement, la concentration imposée est sous-estimée dans la colonne d'eau. Il est d'ailleurs noté sur les figures 3.26 et 3.27 que l'amélioration est plus faible côté anglais.

### 3.3.2.5 Conclusions

Les MES extérieures au domaine qui transitent par la Manche sont prises en compte dans le modèle en imposant une concentration de MES à ses frontières ouvertes.

Ces concentrations sont plus élevées durant les périodes où les vagues sont les plus fortes. C'est pourquoi leur prise en compte est primordiale en automne et en hiver.

Le modèle statistique fournit des valeurs de concentration qui tiennent compte de la variabilité inter-annuelle et ainsi des particularités des années 2007 et 2008. Durant ces deux années, la concentration de MES est plus élevée que la MES issue des climatologies à l'ouest. L'utilisation d'un forçage plus réaliste corrige donc davantage les résultats du modèle dans cette zone. La prise en compte de MES entrantes dans le domaine variant saisonnièrement et inter-annuellement permet une meilleure reproduction des MES observées. Cela suggère que le flux de MES transitant en Manche varie suivant l'année. La variabilité journalière des MES entrantes joue un rôle négligeable. L'intérêt de l'analyse statistique des images satellite est ici clairement démontré. L'utilisation des résultats des modèles statistiques pour forcer le modèle est clairement un atout pour la modélisation hydrosédimentaire. La technique présentée dans cette partie à l'avantage d'être applicable dans d'autres zones.

### 3.3.3 Prise en compte des influences saisonnières

Dans cette partie, le modèle tenant compte des influences saisonnières à travers l'agrégation et la biostabilisation est testé en utilisant une formulation simple. La configuration V5, où la vitesse de chute et la contrainte critique des sédiments fins varient en fonction de la saison, est comparée à la configuration V3, où ces deux paramètres restent constants et égaux à une valeur moyenne, et aux données satellite.

Les moyennes mensuelles en MES des configurations V3 et V5 sont dans un premier temps comparées aux climatologies mensuelles issues du satellite MODIS. Puis les résultats de ces deux configurations sont directement confrontés aux données satellite de l'année 2008 à travers la concentration et l'écart moyenné sur l'ensemble du domaine. Pour conclure, le modèle V5 est comparé aux images MERIS et MODIS aux 6 dates retenues précédemment et aux données interpolées aux 4 points M1, M2, M3 et M4.

#### 3.3.3.1 Comparaisons des configurations V3 et V5

- **Climatologies mensuelles**

Les résultats des modèles V3 et V5 sont moyennés mensuellement et comparés aux climatologies mensuelles satellite (Figures 3.30 à 3.32) dans le but d'étudier le cycle annuel de la MES.

Ce cycle annuel est observé sur les climatologies mensuelles satellite (Figures 3.30 à 3.32, première colonne). Les concentrations sont les plus fortes durant les mois de décembre à mars avec des CSS maximales dépassant  $20 \text{ g.m}^{-3}$  et faibles de mai à août avec des CSS inférieures à  $5 \text{ g.m}^{-3}$ . Elles sont intermédiaires en dehors de ces périodes.

Sur les figures 3.30 à 3.32, la colonne centrale présente les moyennes mensuelles obtenues avec le modèle V3 en 2008. Ces cartes montrent que la modulation des CSS entre l'hiver et l'été est faible. Pourtant, dans la section 3.3.2.1, les figures 3.23 et 3.24 montrent que le modèle V3 simule correctement les structures observées pour différentes conditions hydrodynamiques. Les écarts entre les concentrations de MES observées et modélisées avec V3 sont faibles au printemps et en automne mais s'accroissent durant les autres saisons.

CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

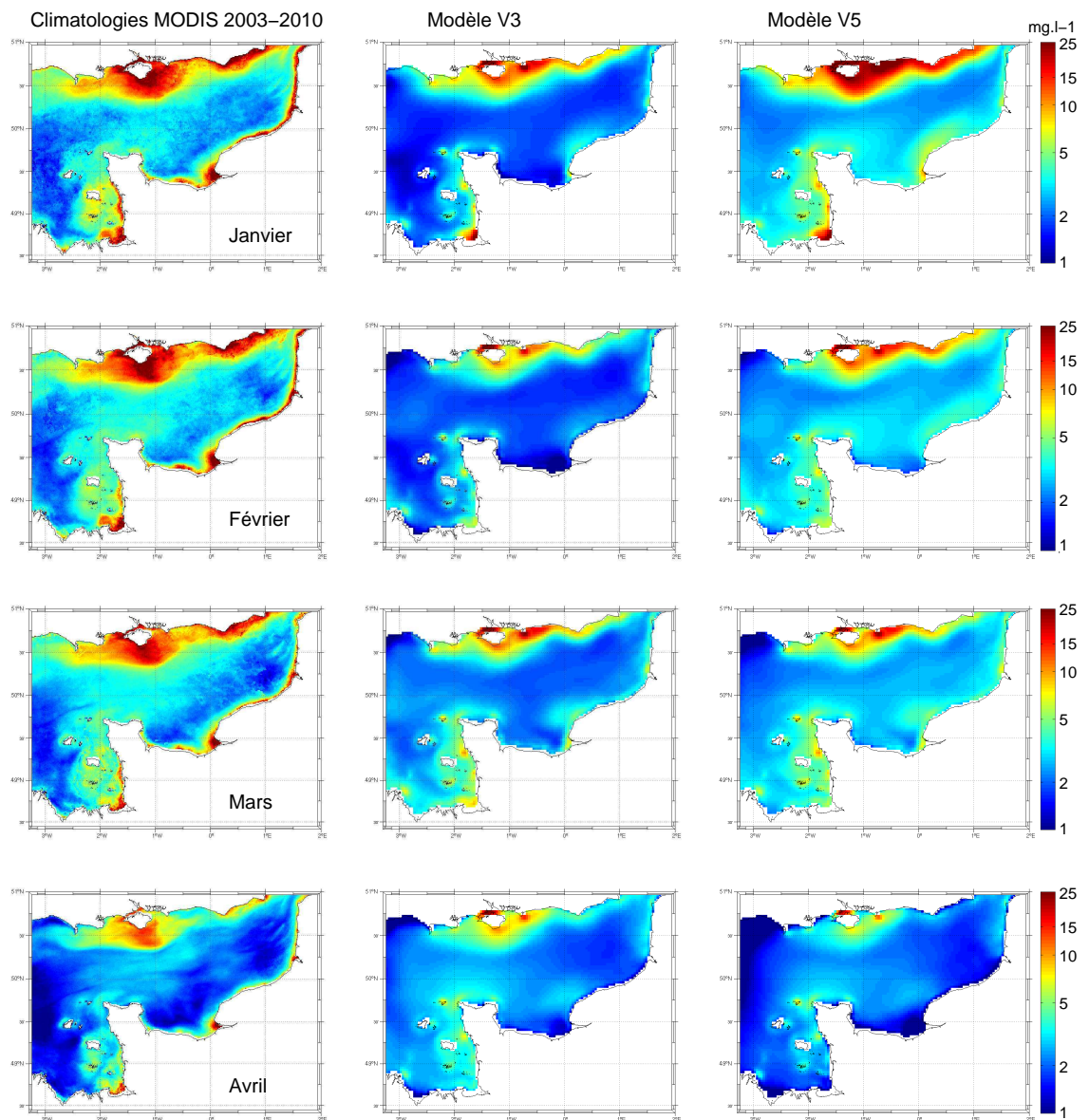


Figure 3.30 — Climatologies mensuelles des MES observées par le satellite MODIS entre 2003 et 2010 (gauche), modélisées par le modèle V3 (centre) et V5 (droite) en 2008 de janvier à avril.



CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

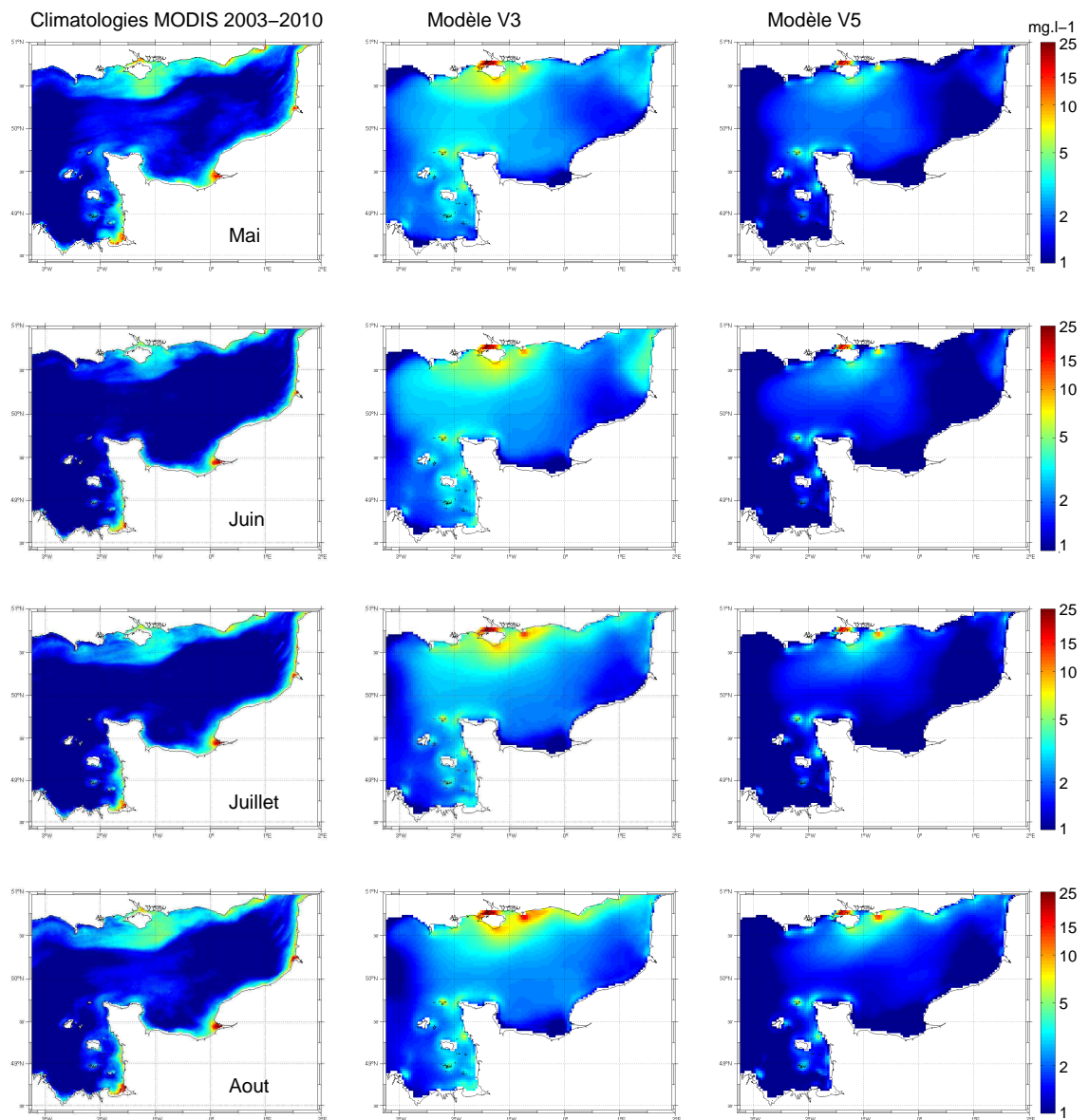


Figure 3.31 — Climatologies mensuelles des MES observées par le satellite MODIS entre 2003 et 2010 (gauche), modélisées par le modèle V3 (centre) et V5 (droite) en 2008 de mai à août.

CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

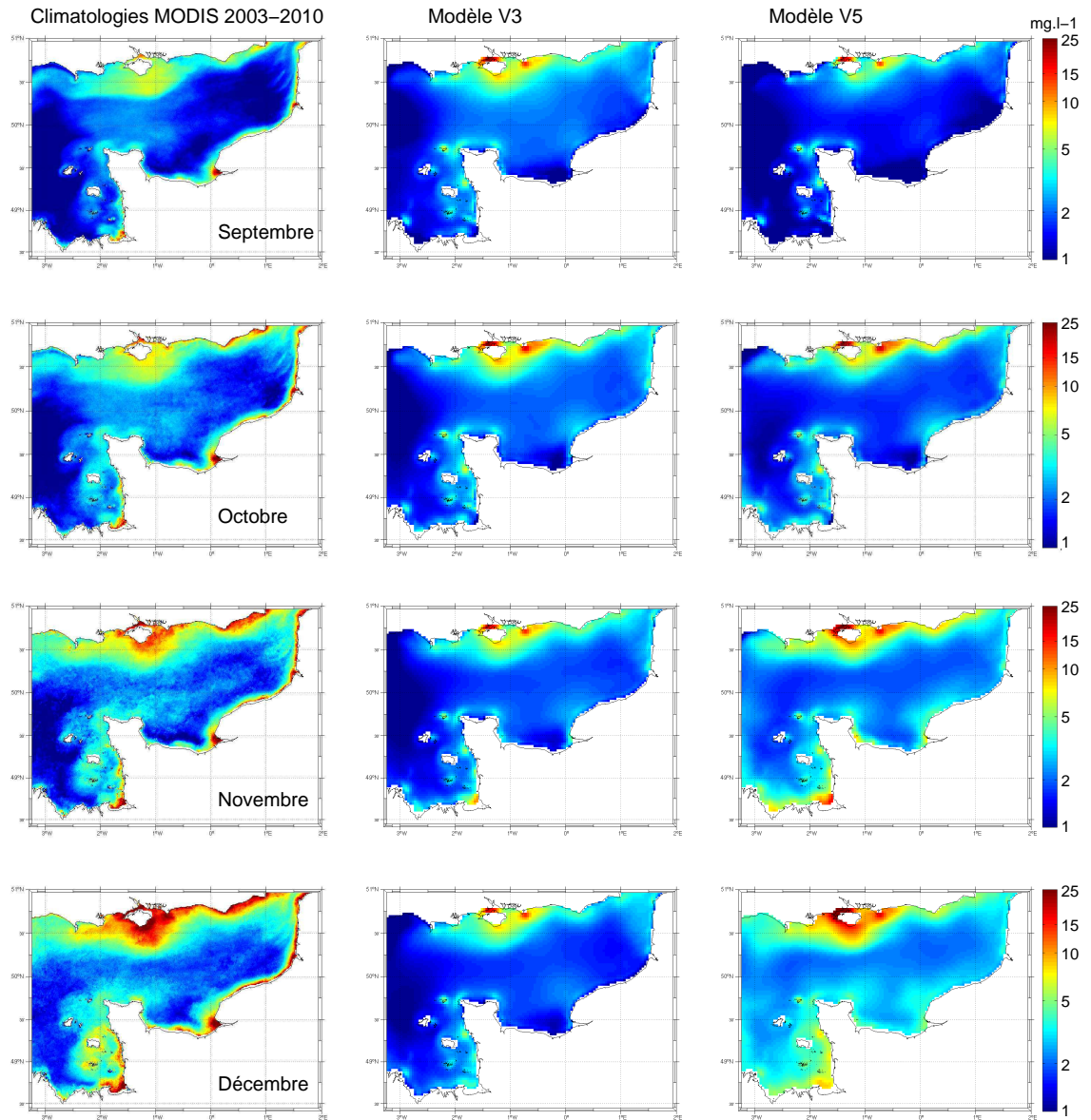


Figure 3.32 — Climatologies mensuelles des MES observées par le satellite MODIS entre 2003 et 2010 (gauche), modélisées par le modèle V3 (centre) et V5 (droite) en 2008 de septembre à décembre.

A l'inverse, la variabilité saisonnière est reproduite avec le modèle V5 tenant compte de l'influence de la biologie (Figures 3.30 à 3.32, 3<sup>e</sup> colonne). En utilisant cette configuration, la MES est maximale en hiver et minimale en été comme il a été observé par satellite. La prise en compte d'une vitesse de chute et d'une contrainte critique d'érosion variant saisonnièrement au lieu de valeurs moyennes constantes, afin de représenter l'agrégation et la bio-stabilisation, entraîne une augmentation de la CSS en surface en hiver et une diminution en été sur l'ensemble de la Manche.

Les zones les plus impactées sont la Manche centrale, incluant les alentours de l'île de Wight, et le golfe Normand-Breton. Les structures de MES observées, leurs intensités et leurs dynamiques dans le temps sont mieux modélisées :

- l'aire de fortes CSS autour de l'île de Wight s'étend durant les mois de décembre, janvier et février et diminue jusqu'à presque disparaître durant les mois de juin et de juillet,
- Des patches où la CSS est forte apparaissent dans le golfe Normand-Breton en hiver,
- Le prolongement de la tache de MES vers le Nord-Est observée sur les climatologies satellite en hiver est modélisé,
- Les CSS sont faibles à l'est de la presqu'île du Cotentin.

Cependant les CSS modélisées sont inférieures de quelques  $\text{mg.l}^{-1}$  à celles observées durant les mois de mars, avril, mai et septembre. La zone la plus impactée est le littoral de l'île de Wight où la CSS de surface est sous-estimée de  $10 \text{ mg.l}^{-1}$  aux mois de mars et d'avril.

- **Concentrations en MES et écarts moyens**

Dans le paragraphe précédent, les résultats des modèles sont comparés aux climatologies mensuelles satellite qui représentent des concentrations moyennées entre 2003 et 2010. Or on a pu voir que l'année 2008 est une année où la CSS de surface est supérieure à la moyenne, notamment au niveau des frontières (Figure 3.13). Les CSS sont donc maintenant directement comparées aux données satellite de l'année étudiée, 2008. Pour cela, les images satellite de 2008 où la couverture nuageuse est inférieure à 50% du domaine modélisé ont été sélectionnées. Pour ces dates, les CSS observées et modélisées avec ou sans agrégation sont moyennées spatialement sur l'emprise du modèle afin d'être comparées entre elles. La figure 3.33 représente ces moyennes spatiales pour les données satellite (vert) et pour les

résultats des modèles V3 (bleu) et V5 (rouge).

Lorsque la vitesse de chute et la contrainte critique d'érosion des sédiments de la classe 1 sont prises constantes et égales à des valeurs moyennes (configuration V3), la moyenne spatiale de la CSS ne diminue pas en été comme observée par satellite et reste égale aux valeurs hivernales. Cela confirme les constatations faites précédemment à partir des climatologies.

Le modèle intégrant les influences saisonnières attribuées aux processus d'agrégation et de biostabilisation (configuration V5) tend à reproduire les variations temporelles de la CSS le long de l'année 2008 : la courbe représentant la CSS moyenne modélisée par V5 s'approche davantage de la courbe représentant la CSS moyenne observée par satellite en été et en hiver.

Aux mois de janvier et février 2008, puis aux mois d'octobre, novembre et décembre, les pics de CSS liés à des épisodes de houles sont simulés. De janvier à mars, les CSS modélisées par V5 sont inférieures à celles observées mais restent plus proches des données satellite que celles modélisées sans tenir compte de l'agrégation et de la biostabilisation (configuration V3). Cependant, la prise en compte des influences saisonnières, à travers une vitesse de chute et une contrainte critique d'érosion des sédiments de la classe 1 variables, dégrade les résultats du modèle aux mois d'avril et mai puis entre mi-août et fin septembre. La comparaison avec les climatologies mensuelles avait déjà conclu à une sous-estimation de la CSS lors de la prise en compte de ces influences pour ces périodes.

La figure 3.34 représente les écarts absolus moyens  $E^{V3}$  et  $E^{V5}$  calculés suivant l'équation 3.61 les jours où la couverture nuageuse est inférieure à 50% du domaine modélisé. Les mêmes conclusions que précédemment sont retrouvées en analysant ses valeurs suivant la configuration utilisée. La prise en compte de l'agrégation et de la biostabilisation (V5) améliore clairement les résultats de janvier à mi-février, en été et en décembre. De mi-février à fin mars puis d'octobre à novembre, les deux approches donnent des résultats similaires. Cependant, en avril, mai et septembre le modèle V3 donne de meilleurs résultats mais la différence entre les écarts moyen  $E^{V3}$  et  $E^{V5}$  reste inférieure à  $0,5 \text{ mg.l}^{-1}$ .

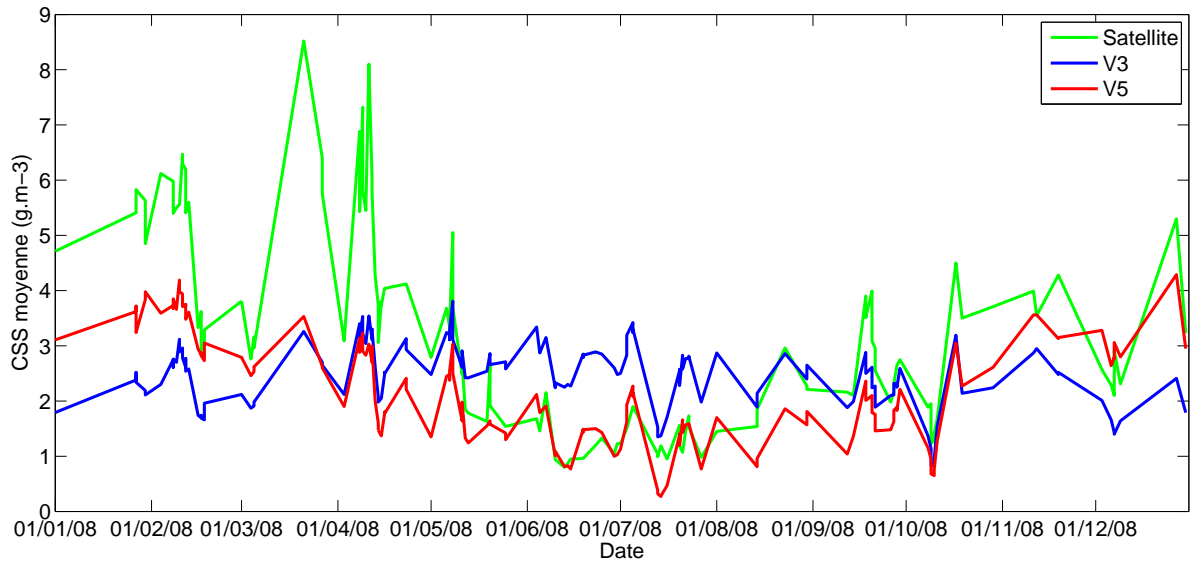


Figure 3.33 — Moyenne spatiale de la MES observée par satellite (vert) et modélisée par V3 (bleu) et V5 (rouge) sur l'emprise du modèle les jours où plus de 50% de données sont disponibles.

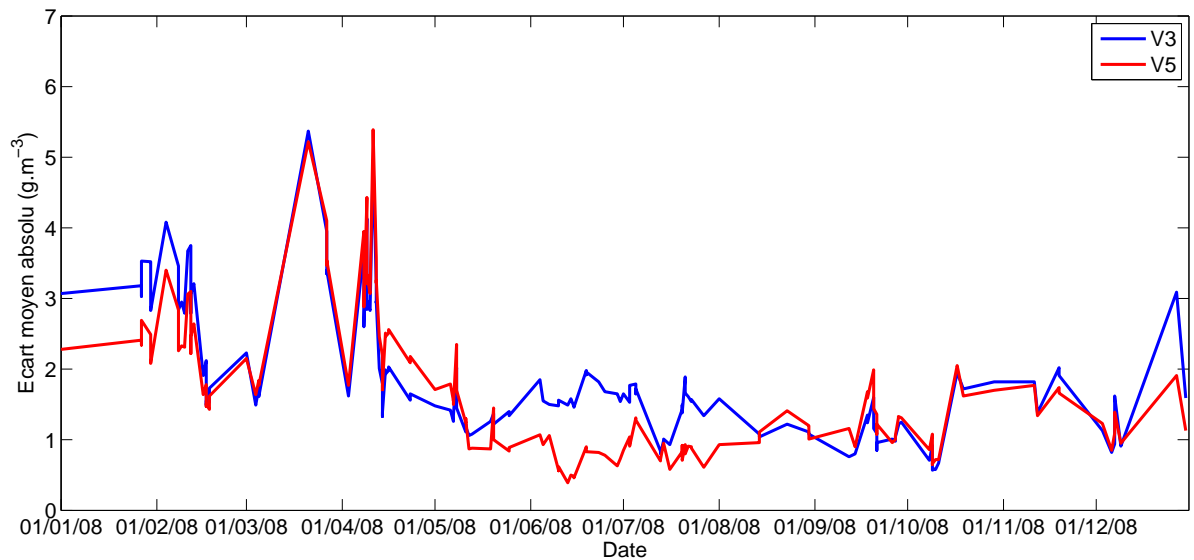


Figure 3.34 — Evolution de l'écart moyen  $E^{Vi}$  pour les configurations V3(bleu) et V5 (rouge) en 2008.

### 3.3.3.2 Confrontation du modèle V5 aux données satellite

Les résultats du modèle V5 sont d'abord comparés spatialement en 6 dates comme il a été fait avec les configurations V1, V2 et V3 (section 3.3.1.2 et 3.3.2.1) puis temporellement en 4 points comme pour la configuration de base V1.

- **Comparaisons spatiales pour différentes conditions hydrodynamiques**

Les figures 3.35 et 3.36 présentent les concentrations de MES observées par satellite et modélisées par la configuration V5 aux 6 dates sélectionnées dans la section 3.3.1.2.

Les prédictions du modèle sont améliorées avec l'utilisation de la configuration V5 par rapport à celle de la configuration de base V1. Dans la configuration V5 (Figures 3.35 et 3.36, droite), le modèle reproduit globalement la répartition spatiale des sédiments en suspension et les zones de CSS élevée autour de l'île de Wight, dans le golfe normand-breton et autour de la presqu'île du Cotentin. En juillet, octobre et novembre, les cartes représentant les CSS modélisées et satellite présentent de nombreuses similarités.

La forme de l'aire de CSS élevée autour de l'île de Wight se prolongeant le long des côtes anglaises est particulièrement bien reproduite en novembre. Ce prolongement est également modélisé aux mois de février et mars. En octobre, la forme asymétrique vers l'est de cette aire de CSS élevée est obtenue autant sur l'image satellite que dans le modèle. Au mois de juillet, la CSS modélisée dans cette zone est particulièrement faible, en accord avec les observations.

Les niveaux de CSS sont correctement modélisés en juillet, octobre et novembre. Il sont cependant sous-estimés en février, mars et mai, particulièrement en Manche centrale. En mai, V5 donne des meilleurs résultats que V1 et V2, mais l'écart entre le satellite et le modèle est plus important avec V5 qu'avec V3. En février et en mars, les concentrations modélisées par V5 restent toutefois plus proches des concentrations observées que les CSS obtenues par les autres configurations.

- **Comparaisons ponctuelles le long de l'année 2008**

La figure 3.37 présente les comparaisons temporelles entre les résultats du modèle hydrosédimentaire V5 et les données satellite interpolées par krigeage aux 4 points présentés figure 3.21.

Les variations des CSS de surface sont mieux représentées dans cette configuration V5 (Figure 3.37) qu'avec la configuration de base V1 (Figure 3.22). Sur

CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

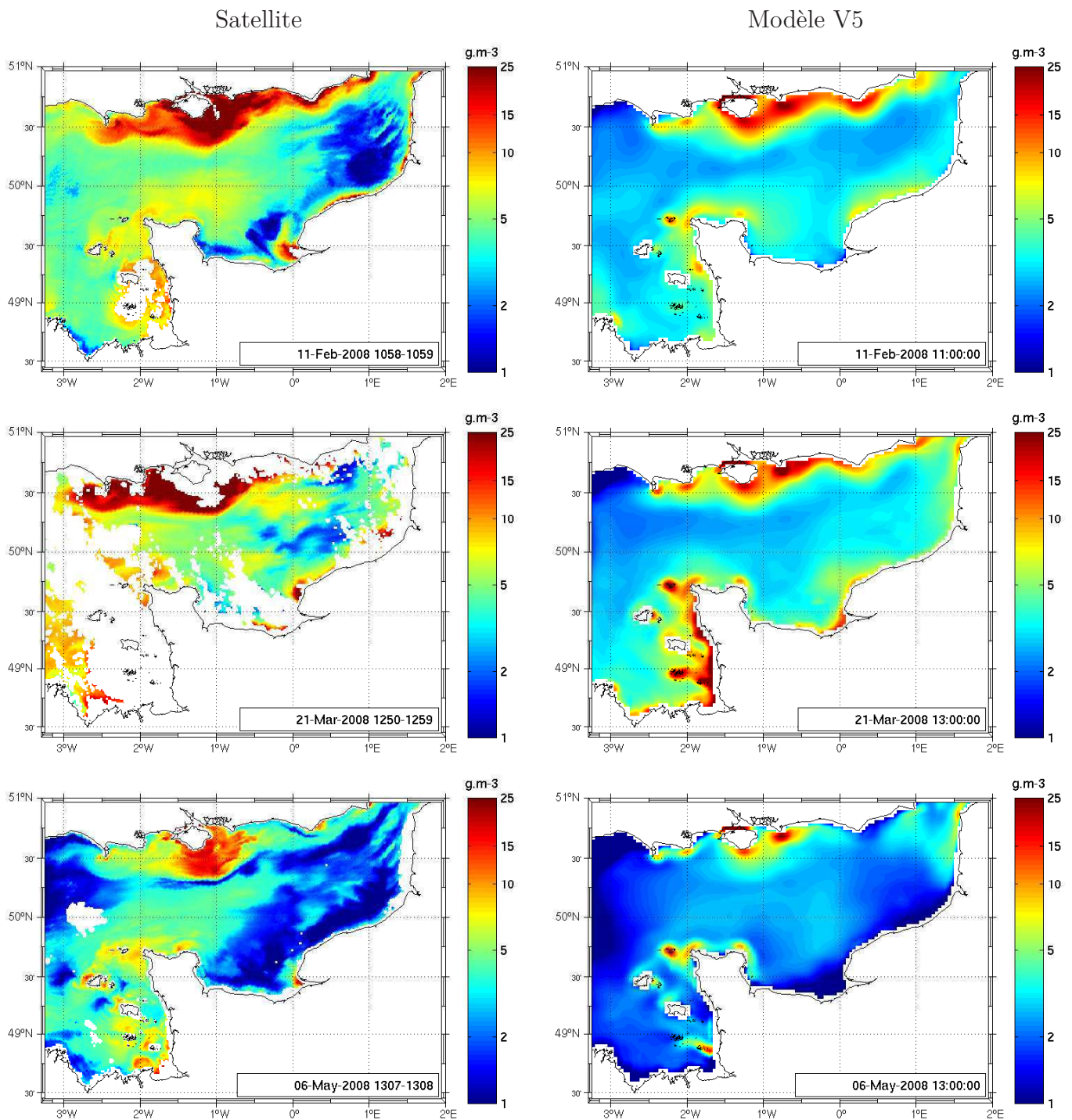


Figure 3.35 — Comparaison des concentrations en MES observées par satellite (gauche) et modélisées (droite) le 11 février, le 21 mars et le 6 mai 2008.

CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

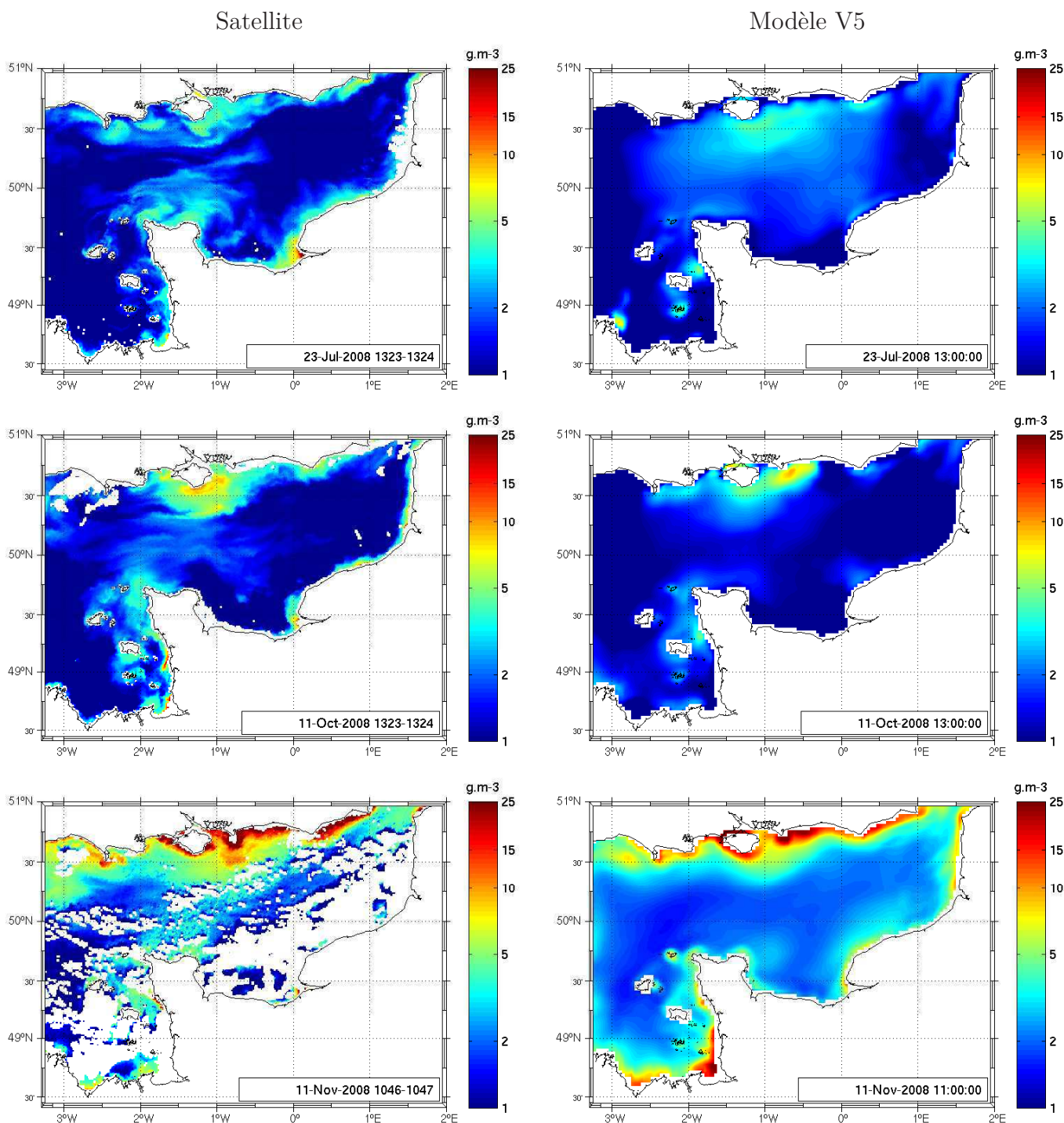


Figure 3.36 — Comparaison des concentrations en MES observées par satellite (gauche) et modélisées (droite) le 23 juillet, le 11 octobre et le 11 novembre 2008.



l'ensemble des 4 points, la dynamique saisonnière est correctement reproduite. Les CSS modélisées sont plus élevées en hiver et en automne. Les maximums de MES observés lors de la tempête du 10 mars 2008 sont modélisés à la période correspondante avec cependant une intensité moindre aux points M1, M3 et M4. Les écarts de concentration entre les données satellite et les résultats du modèle sont toutefois réduits par rapport à ceux obtenus dans la configuration de base V1.

Le modèle V5 simule toujours correctement l'influence des cycles morte-eau/vive-eau sur les MES de surface. La concentration de MES estimée par le modèle V5 augmente nettement lors d'épisodes de vive-eau comme il est observé par satellite. Aux points M1 et M2, fortement influencés par la marée, cette dynamique est particulièrement bien reproduite.

### 3.3.3.3 Confrontation du modèle V5 aux mesures SRN

La figure 3.38 présente les comparaisons temporelles entre les résultats du modèle hydrosédimentaire V5 et les mesures en surface de MES minérales effectuées dans le cadre du Suivi Régional des nutriments (SRN) en baie de Somme et à proximité de Boulogne. Les caractéristiques de ces points sont précisées dans le tableau 1.1.

Les gammes de concentrations mesurées sont correctement modélisées avec le modèle V5 aux deux points. En Baie de Somme, l'écart entre les concentrations de MES minérales mesurées et la gamme de concentrations modélisée ce jour là restent inférieurs à  $1,5 \text{ mg.l}^{-1}$ . La différence la plus importante est observée en novembre. A Boulogne, mise à part en février et en décembre, cet écart est inférieur à  $1 \text{ mg.l}^{-1}$ . Les élévations de la MES lors des marées de vive-eau sont correctement représentées aux mois d'avril, juillet, septembre et novembre et ainsi que les diminutions en condition de marée de morte-eau aux mois de juin et août.

### 3.3.3.4 Limites de l'approche

Les influences saisonnières, attribuées ici à la biologie, ont été considérées dans cette étude de manière simplifiée. De plus, l'activité biologique pourrait être mieux représentée dans le modèle en utilisant par exemple des climatologies mensuelles de Chl-a, de la teneur en matière organique algale ou de température. Cela permettrait de tenir compte de l'hétérogénéité spatiale de l'activité biologique en Manche. En effet, les blooms phytoplanctoniques n'ont pas lieu au même moment à l'est et

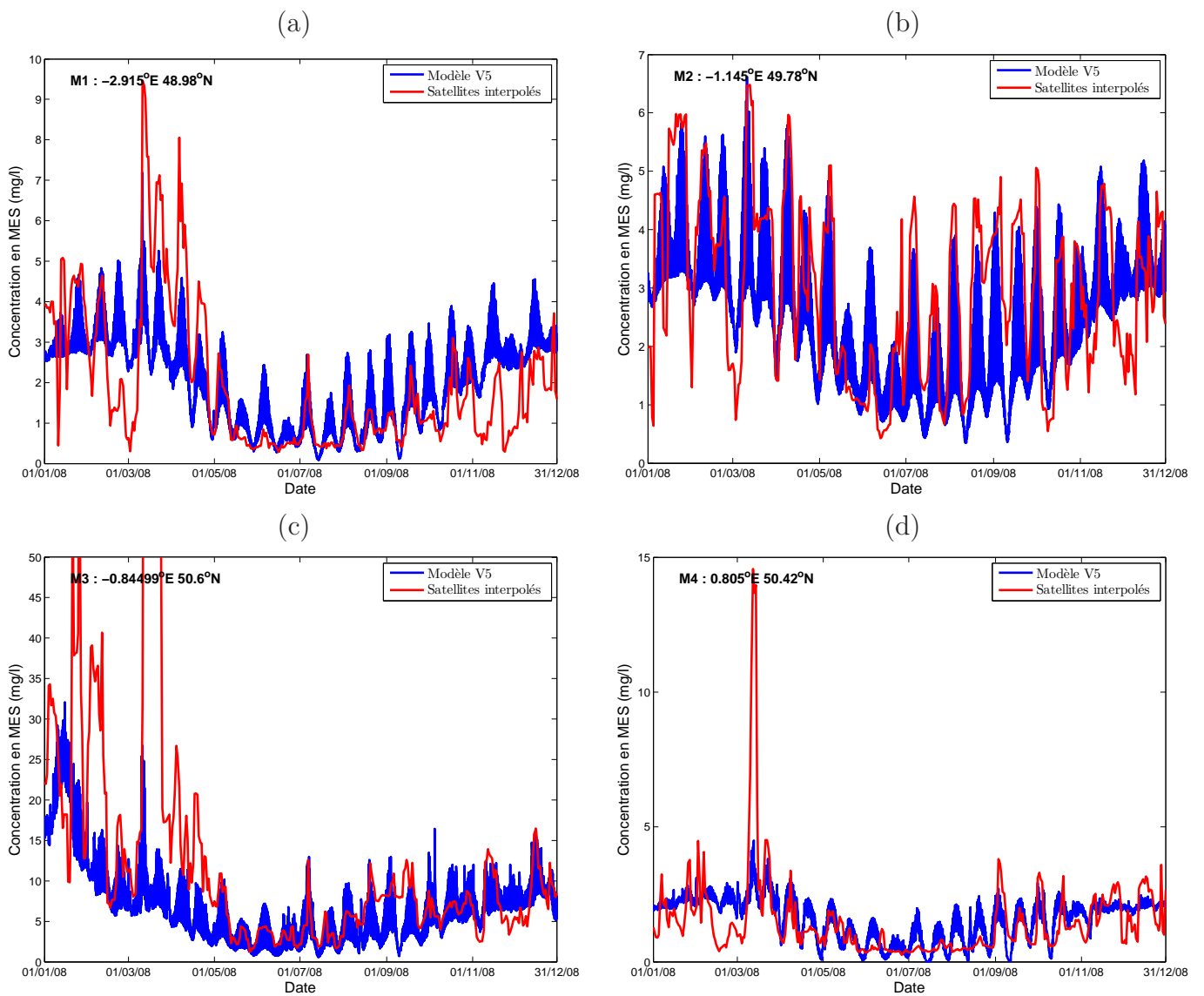
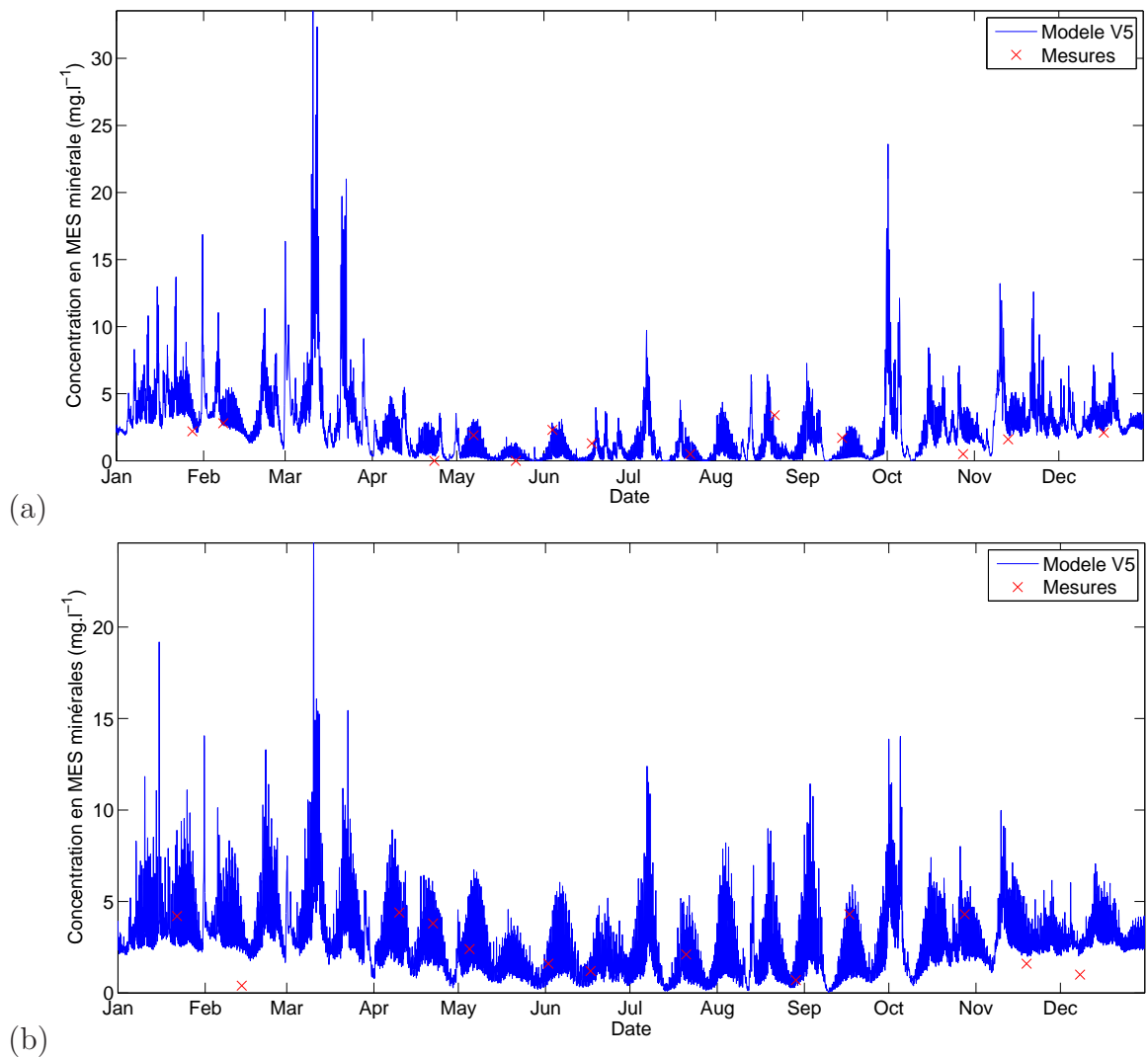


Figure 3.37 — Comparaison de la MES modélisée par V5 (bleu) et observée sur les images satellite krigées (rouge) en 2008 en 4 points.



(a)  
(b)  
Figure 3.38 — Comparaison des MES modélisées par V5 (bleu) et mesurées (rouge) en 2008 aux points (a) Mer 2 en baie de Somme et (b) P2 au large de Boulogne.

à l'ouest de la Manche.

D'autres paramètres sont connus pour influencer les processus de floculation, parmi lesquelles la salinité (*e.g.*, Migniot, 1968), la concentration de MES (*e.g.*, Thorn, 1981; Dyer, 1989) et la turbulence (*e.g.*, Van Leussen, 1988; Winterwerp, 1998; Bowers et al., 2007).

La salinité est considérée constante à l'échelle globale de la Manche. Toutefois, les apports fluviaux peuvent modifier la salinité à proximité de l'embouchure de la Seine.

Une concentration élevée en MES facilite la floculation des particules en augmentant le nombre de contacts entre elles. Cela se traduit généralement en pratique par une vitesse de chute des particules qui varie suivant la concentration de MES (Krone, 1962). Cependant, en dessous d'une certaine concentration, la vitesse de chute ne dépend pas de la concentration (Hwang, 1989). Pour Mehta (1988), cette limite est fixée entre 0,1 et 0,3 g.l<sup>-1</sup>. En Manche, de telles concentrations sont rarement observées par satellite en surface, mais ont cependant été mesurées au fond en situation de tempête (*e.g.* Guillou et Chapalain, 2011). Cette influence de la concentration est négligée dans notre étude.

La turbulence, estimée par le modèle à partir de la dissipation de l'énergie cinétique  $\epsilon$ , évolue temporellement en suivant les variations du courant, de la houle et du vent. Cependant, la valeur moyenne de  $\epsilon$  dans la colonne d'eau semble globalement dominée par l'action de la marée. La turbulence est maximale lors des marées de vive-eau et minimale lors des marées de morte-eau. Dans cette étude, la prise en compte de l'agrégation a pour but d'accentuer l'effet saisonnier, comme détecté lors de l'analyse statistique des images satellite, afin de corriger les sous-estimations en hiver et les sur-estimations en été des CSS modélisées. Or la marée ne varie pas de manière saisonnière, les marées les plus fortes ayant lieu autant en été qu'en hiver. Ainsi, la prise en compte de la turbulence dans la formulation de l'agrégation ne permet pas a priori d'améliorer globalement le cycle annuel de la MES. Cette affirmation est toutefois à pondérer car la houle et le vent, variant suivant les saisons, peuvent modifier la turbulence, particulièrement dans les zones de faibles profondeurs. La prise en compte de la turbulence serait toutefois nécessaire si on étudiait l'impact de l'agrégation sur la dynamique des MES à l'échelle du cycle semi-diurne ou morte-eau/vive-eau.

La contrainte critique d'érosion du fond peut également être influencée par la consolidation des sédiments. Ce processus est négligé dans notre étude.

Les variations saisonnières des MES de surface non reliées à l'action de la houle et du vent peuvent également être expliquées par la stratification (Bowers, 2003) qui entrave la transmission de la turbulence dans la colonne d'eau. Souza et al. (2007) constatent en mer du Nord que la concentration de MES en surface diminue lorsque la thermocline se développe. Sur les côtes hollandaises, Vos et al. (2000) représentent la stratification en faisant varier la vitesse de chute suivant une fonction cosinus. L'approche utilisée pour tenir compte de l'agrégation liée à la biologie est donc également applicable pour la stratification. Il est ainsi possible que l'influence de la stratification sur les MES de surface soit prise en compte indirectement dans notre modèle à travers la formulation de la vitesse de chute variant suivant la saison. Toutefois le phasage des fonctions cosinus peut être différent, la teneur en matière organique et la stratification n'étant pas forcément maximales au même moment. L'emprise considérée dans notre modélisation est située dans une zone où les eaux sont bien mélangées (Pingree et Griffiths, 1978), la zone stratifiée en été en Manche étant située plus à l'ouest. Les effets de la stratification sur la MES de surface sont ainsi supposés négligeables. Dans le cas contraire, il aurait été nécessaire de tenir compte dans le modèle des variations de température et de salinité.

Dans la partie 2.5.3, on a vu que le coefficient de retrodiffusion spécifique des particules est sensible à l'agrégation et la désagrégation qui modifie la nature, la taille et la forme de celles-ci. Par exemple, le coefficient de diffusion spécifique des particules, et par conséquent le coefficient de retrodiffusion spécifique des particules, est inversement proportionnel au diamètre des particules (Bowers et Binding, 2006). L'algorithme de traitement des images satellite fait l'hypothèse d'un coefficient de retrodiffusion spécifique constant dans le temps et uniforme spatialement. La concentration en MES a donc tendance à être surestimée lorsque les particules en surface sont fines et sous-estimée lorsque les particules en surface sont plus grosses. Des biais peuvent ainsi être observés dans les concentrations estimées par satellite suivant la présence ou non de floes en surface.

### 3.3.3.5 Conclusions

La prise en compte des influences saisonnières en faisant varier la vitesse de chute et la contrainte critique des sédiments fins suivant l'activité biologique au lieu d'utiliser des valeurs moyennes constantes améliore les résultats du modèle. Le signal de MES modélisé présente une saisonnalité en adéquation avec celle observée. Les résultats obtenus avec cette approche A2 sont corrects et encourageants. Ils permettent de confirmer la présence d'influences saisonnières non liées aux forçages hydrodynamiques et suggèrent l'importance du rôle joué par la biologie à travers l'agrégation et la bio-stabilisation sur la dynamique des MES minérales.

## 3.4 Exploitation du modèle et interprétations

Les résultats du modèle V5 intégrant les conditions limites issues du modèle statistique III et les processus d'agrégation sont maintenant exploités durant l'année 2008. L'année 2007 est considérée comme année d'initialisation.

### 3.4.1 Influences respectives du courant et de la houle

Dans cette partie, les influences respectives du courant de marée et de la houle sur la MES de surface sont étudiées à l'échelle globale de la Manche afin de déterminer les zones d'action de ces processus.

#### 3.4.1.1 Étude des contraintes maximales sur le fond

Les influences respectives de la marée et de la houle sur les MES de surface sont étudiées d'abord en termes de contraintes exercées sur le fond, responsables de la mise en suspension des sédiments. Les contraintes de cisaillement maximales exercées sur le fond par le courant, la houle et sous l'effet combiné de la houle et du courant sont calculées en tous points de la Manche sur la période allant du 1<sup>er</sup> janvier au 31 décembre 2008 et présentées figure 3.39.

La répartition spatiale des contraintes maximales de cisaillement liées au courant (Figure 3.39-a) correspond à celle des vitesses maximales des courants (Figure 3.16). La distribution observée est similaire à celle calculée également en Manche par Guillou (2007) sur un cycle de marée moyenne. Les contraintes maximales sont situées au centre de la Manche entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight (entre 5 et 20  $\text{N.m}^{-2}$ ), localement dans le golfe Normand-Breton (entre 5 et 15  $\text{N.m}^{-2}$ ) et le long du pays de Caux (entre 5 et 10  $\text{N.m}^{-2}$ ). Elles sont particulièrement fortes aux caps de la presqu'île du Cotentin (supérieures à 15  $\text{N.m}^{-2}$ ) et au large de l'île de Wight (11  $\text{N.m}^{-2}$ ).

Les contraintes exercées par la houle sont globalement plus fortes à l'ouest, plus exposé aux vagues, qu'à l'est (Figure 3.39-b). L'action des vagues est importante dans le golfe Normand-Breton, dans une bande allant coté anglais de Brighton à Weymouth et côté français du Cap de la Hague à Perros-Guirec, et face au Pays de Caux. Les contraintes sont maximales dans le golfe Normand-Breton et au sud-est de l'île de Wight. La Baie de Seine est protégée par la presqu'île du Cotentin

lorsque la houle vient de l'ouest.

En 2008, l'action des vagues n'atteint pas le fond au niveau de la fosse centrale car la profondeur est trop importante. La houle agit principalement dans les zones où la bathymétrie est faible. La propagation de la houle est influencée par cette fosse centrale qui la canalise, rendant plus exposé l'est de l'île de Wight à son action.

Le maximum de la contrainte de cisaillement due à la superposition de la houle et du courant est présenté (Figure 3.39-c). Sa répartition spatiale est une combinaison non linéaire des répartitions spatiales des contraintes exercées par le courant et par la houle. La prise en compte de la houle augmente significativement la contrainte de cisaillement au centre de la Manche, dans le golfe Normand-Breton, au large du Pays de Caux et le long des côtes anglaises.

#### 3.4.1.2 Répartition spatiale de la MES en fonction des forçages de marée et de houle

Les influences respectives de la marée et de la houle sur les MES de surface sont maintenant étudiées en analysant la répartition spatiale de la MES en fonction des conditions hydrodynamiques. Les figures 3.40, 3.41 et 3.42 présentent la concentration maximale de sédiments en suspension en surface en condition de marée seule (4 juin 2008), sous l'action combinée de la marée et de la houle (7 mars 2008) et sous l'action combinée d'une forte houle et d'une forte marée (10 mars 2008).

- **MES en condition de marée seule**

Le 4 juin 2008, la houle étant faible (hauteur significative des vagues inférieure à 1,5 m), son influence est négligée. On considère que seuls les courants de marée (résultant d'une vive-eau moyenne de coefficient 96-97) agissent sur la MES de surface.

La répartition spatiale de la CSS de surface observée (Figure 3.40) est proche de celle des courants maximums en Manche pour une marée de vive-eau moyenne (coefficient 95, Figure 3.16) et des contraintes maximales exercées par le courant (Figure 3.39-(a)). Côté anglais, la CSS est maximale au large des caps et en face de l'île de Wight. Côté français, la CSS est forte ponctuellement dans le golfe Normand-Breton, aux caps de la presqu'île du Cotentin et au large du Pays de Caux. Au centre de la Manche, la CSS est de quelques  $\text{mg.l}^{-1}$ . Cependant, des sédiments sont présents en surface dans une zone plus étendue que celle où les



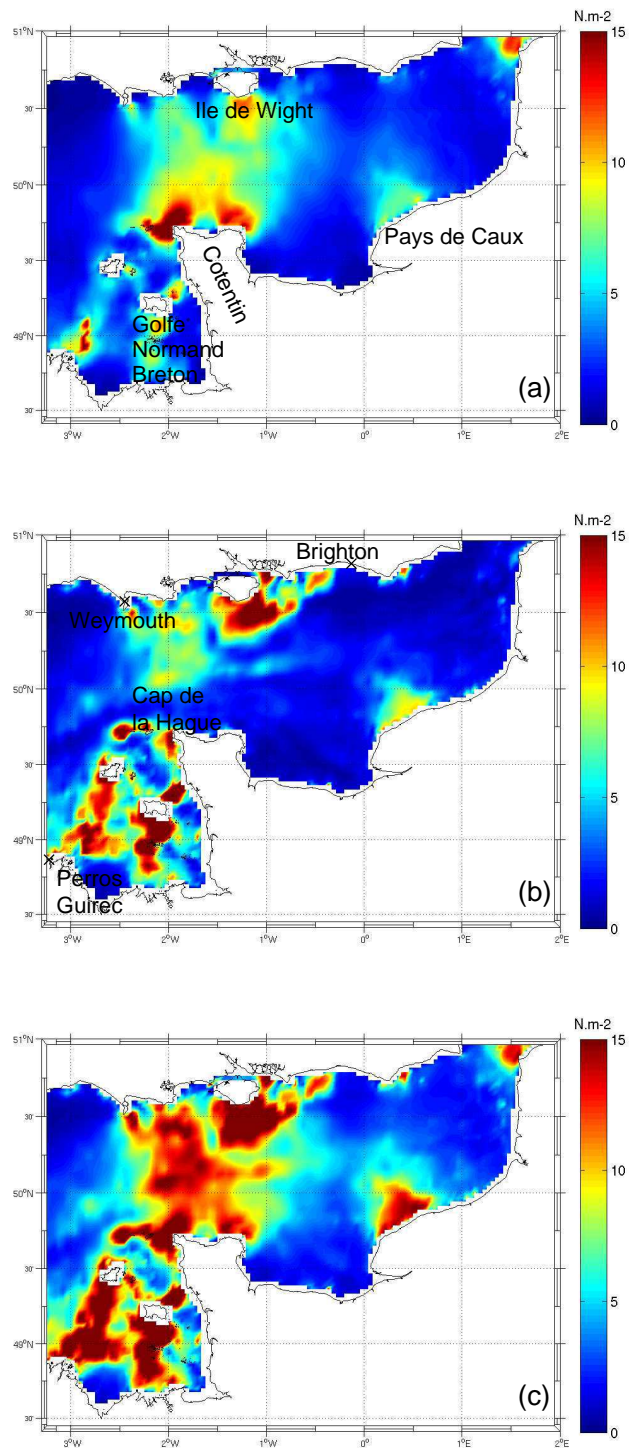


Figure 3.39 — Contraintes maximales exercées par (a) le courant, (b) la houle et (c) la superposition de la houle et du courant.

contraintes de cisaillement liées à la marée sont fortes. Cela suggère que les sédiments remis en suspension sont ensuite advectés par les courants de marée.

- **MES sous l'action combinée de la marée et de la houle**

La CSS obtenue en surface sous l'action combinée d'une marée de vive-eau moyenne (coefficient de 91-96) et d'une houle moyenne en provenance de l'ouest (hauteur significative inférieure à 3 m) est étudiée le 7 mars 2008.

Bien que l'intensité de la marée soit relativement similaire le 7 mars et le 4 juin 2008, les CSS modélisées sur l'ensemble du domaine sont plus fortes en présence de vagues (Figure 3.41) qu'en situation de marée seule (Figure 3.40). Les structures observées sur la carte des contraintes maximales de cisaillement dues à la superposition de la houle et du courant (Figure 3.39-c) sont retrouvées.

Le littoral anglais situé autour de l'île de Wight et à l'est de celle-ci est particulièrement impacté par la houle. Les CSS y dépassent les  $20 \text{ mg.l}^{-1}$ , alors qu'en marée seule, elles sont comprises entre 5 et  $15 \text{ mg.l}^{-1}$ . L'asymétrie vers l'est de l'aire de CSS élevée est représentative de l'action des vagues. En effet, la contrainte maximale de cisaillement exercée par la houle et le courant est élevée à l'est de l'île de Wight (Figure 3.39-c).

La prise en compte de la houle a également augmenté les contraintes maximales de cisaillement au centre de la Manche (Figure 3.39-c). Par conséquent, la CSS est y plus élevée, passant de  $2\text{-}3 \text{ mg.l}^{-1}$  en situation de marée seule à  $3\text{-}5 \text{ mg.l}^{-1}$  en présence de houle. Dans le golfe Normand-Breton et le long du Pays de Caux, la CSS est également plus forte.

Comme en condition de marée seule, des sédiments sont en suspension dans des zones où les contraintes exercées par la houle et le courant sont faibles, par exemple en Manche est. Cela montre le rôle joué par l'advection.

- **MES sous l'action combinée d'une forte houle et d'une forte marée**

Le 10 mars 2008, la hauteur significative des vagues a atteint de très fortes valeurs : 9 m à l'entrée du domaine et jusqu'à 13 m à l'ouest de la Manche. La direction moyenne des vagues est la direction dominante en Manche Ouest-Sud-Ouest. Cette date coïncide avec une forte marée de vive-eau de coefficient 104.

De manière générale, la CSS est élevée sur l'ensemble de la Manche avec une

valeur moyenne de  $5 \text{ mg.l}^{-1}$  au centre (Figure 3.42). Elle est particulièrement forte près des côtes avec des valeurs dépassant aisément les  $15 \text{ mg.l}^{-1}$  sur tout le littoral jusqu'à l'isobathe 40 m. Dans le golfe Normand-Breton, elle est supérieure à  $25 \text{ mg.l}^{-1}$ , ainsi qu'autour de l'île de Wight. Les fortes contraintes exercées à la fois par la houle et le courant ont remis en suspension une importante quantité de MES.

- **Conclusions**

La répartition spatiale de la CSS de surface est corrélée aux contraintes de cisaillement exercées par le courant et par la houle. Les zones d'influence de la marée et de la houle détectées lors de l'analyse statistique sont retrouvées lors de l'analyse des résultats du modèle hydrosédimentaire. La marée influence la CSS de surface principalement dans le golfe Normand-Breton, face au Pays de Caux et en Manche centrale, particulièrement autour de l'île de Wight et aux caps de la presqu'île du Cotentin. La présence de houle provenant de l'ouest, direction dominante en Manche, augmente globalement la CSS sur l'ensemble du domaine et davantage dans les zones de faibles profondeurs et particulièrement près des côtes. Au large, la CSS augmente de quelques  $\text{mg.l}^{-1}$ , mais sur le littoral anglais situé à l'est de l'île de Wight, zone la plus impactée, elle augmente de plus de  $10 \text{ mg.l}^{-1}$ . Lorsque la houle et la marée sont plus importantes, les concentrations modélisées en surface augmentent fortement sur l'ensemble de la Manche tout en gardant une répartition spatiale identique. Près des côtes, la CSS en surface augmente de plus de  $20 \text{ mg.l}^{-1}$ .

Grochowski et Collins (1994) évaluent l'impact de la houle sur le lit sédimentaire en Manche à partir de mesures *in situ* et concluent que les sédiments sont mis en mouvement par l'action de la houle principalement en zone côtière où la bathymétrie est inférieure à 20 m. A l'aide d'un modèle hydrodynamique 2D et en considérant une houle caractéristique de la zone étudiée, Velegrakis et al. (1999) montrent que la prise en compte de l'action des vagues augmente la mise en suspension des sédiments de 40 et  $200 \mu\text{m}$  de diamètre également à proximité des côtes. A l'échelle du détroit du Pas de Calais, Guillou et Chapalain (2011) soulignent, en se basant sur un modèle hydrosédimentaire 3D comparé à des mesures *in situ*, l'influence de la houle sur la CSS le long des côtes françaises et anglaises lors d'une tempête de secteur est. Les résultats de notre modèle, obtenus en conditions hydrodynamiques réelles, sont en accord avec ces constatations. Cependant, ils

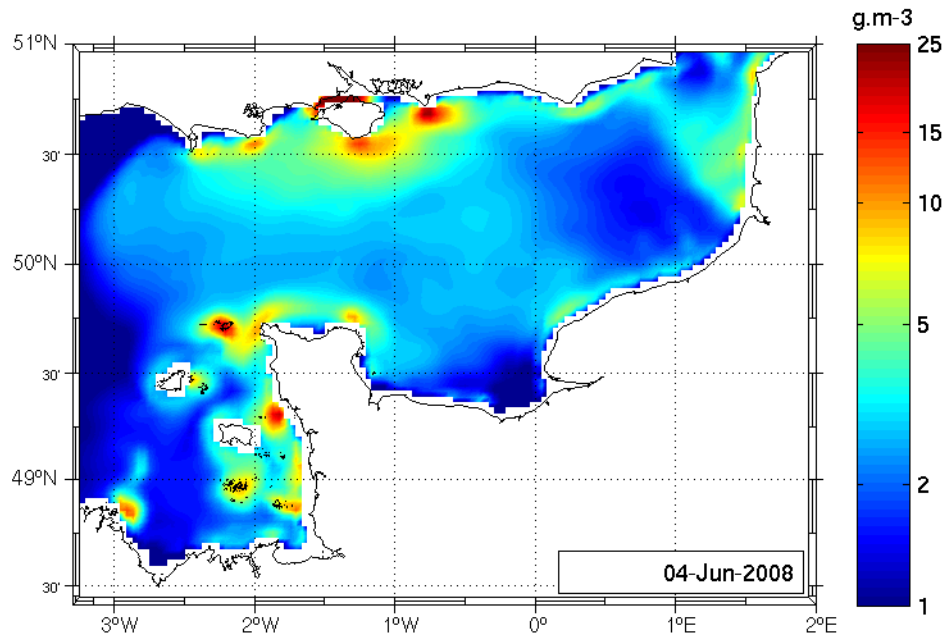


Figure 3.40 — Concentration maximale de sédiments en suspension le 4 juin 2008 (marée seule).

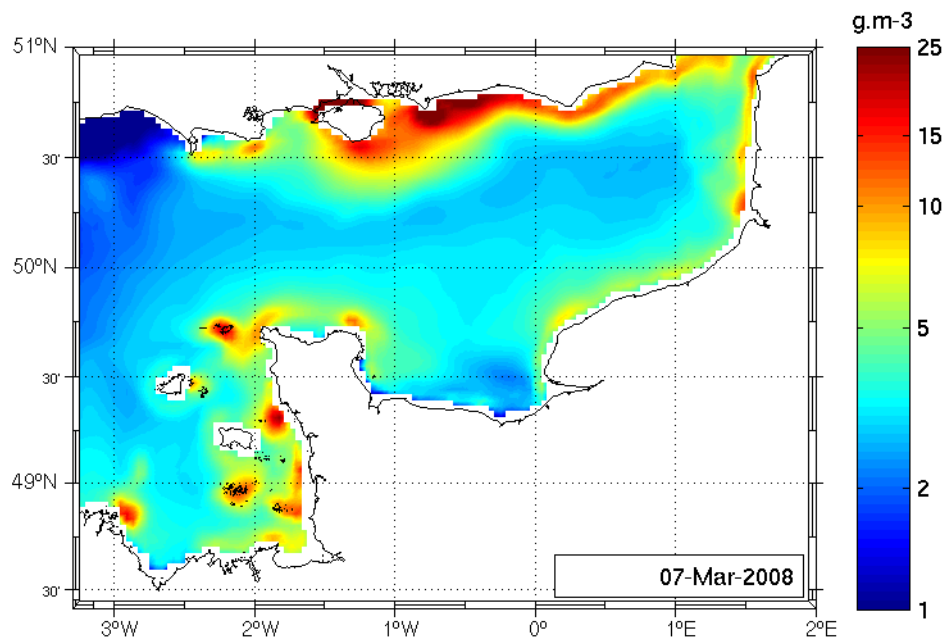


Figure 3.41 — Concentration maximale de sédiments en suspension le 7 mars 2008 (marée + houle).

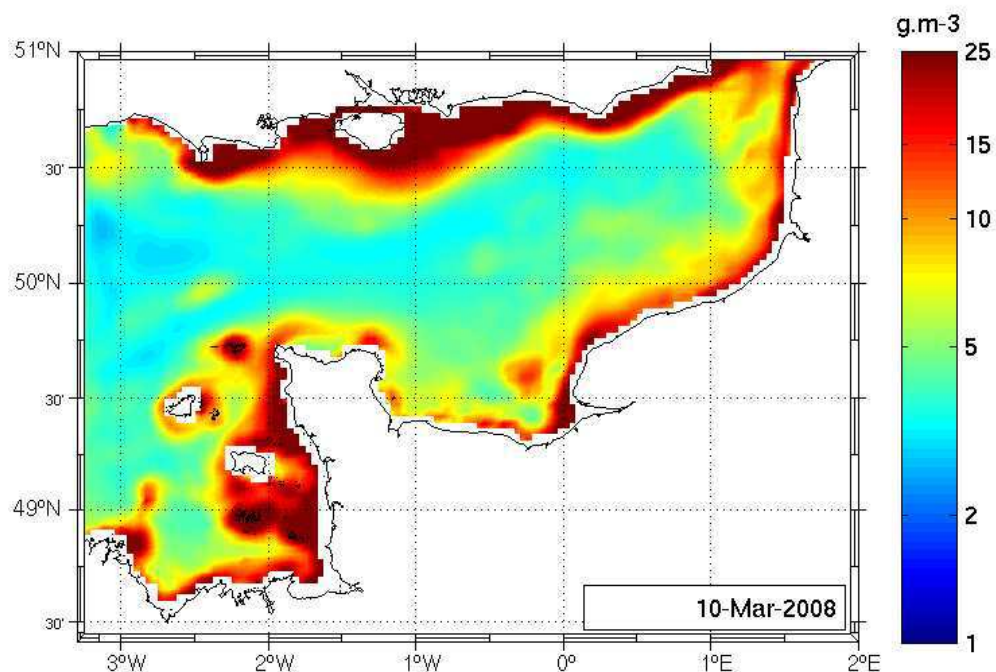


Figure 3.42 — Concentration maximale de sédiments en suspension le 10 mars 2008 (forte marée et forte houle).

montrent également une élévation de la CSS plus au large, même dans des zones où les sédiments ne sont pas mobilisés par ce forçage. De plus, la répartition spatiale des lieux où la CSS de surface est élevée est plus étendue que celle où la contrainte exercée sur le fond par la houle et les courants est forte. Cela montre l'importance de l'advection par les courants des sédiments remis en suspension en zone côtière, notamment vers le large comme le notent Velegrakis et al. (1997).

### 3.4.1.3 Réponse en MES à différentes directions de houles

La couverture nuageuse est généralement importante lorsque les épisodes de houle ont lieu, réduisant les possibilités d'analyse des MES de surface par satellite lors de tempêtes. Le modèle permet de s'affranchir de cette contrainte pour étudier la répartition spatiale de la CSS de surface. Velegrakis et al. (1999), qui s'intéressent à l'action de la houle en Manche, considèrent uniquement les houles provenant de l'ouest car il s'agit de la direction dominante. A l'échelle du détroit du Pas de Calais, Guillou et Chapalain (2011) étudient un évènement de tempête

induisant une houle venant de l'est. Suivant sa direction, la houle en Manche agit de manière différente sur les CSS de surface.

La distribution spatiale de la MES de surface est étudiée pour différentes directions de houles. Les dates retenues sont les 6 février, 14 janvier, 21 mars, 1<sup>er</sup> novembre et 28 décembre 2013 dont les conditions hydrodynamiques sont résumées dans le tableau 3.5. La marée est moyenne sauf pour la houle de direction Ouest-Nord-Ouest qui a lieu en condition de marée de vive-eau. Les répartitions spatiales des concentrations maximales journalières obtenues par le modèle et les caractéristiques des champs de houle (hauteur significative et direction) sont présentées sur les figures 3.43, 3.44, 3.45, 3.46 et 3.47.

Date	Direction de la houle	Hauteur significative (Hs)	Marée (coefficient)
06/02/2008	OSO	5 m	moyenne (73-76)
14/01/2008	OSO	3 m Hs>3 m les 13 jours précédents	moyenne (70-73)
21/03/2008	ONO	3,5 m	vive-eau (92-94)
01/11/2008	NNE	3 m	moyenne (74-70)
28/12/2008	ENE	2,5m	moyenne (72-73)

Tableau 3.5 — Conditions hydrodynamiques de houle et de marée durant les 5 jours analysés

- **Réponse à une houle Ouest-Sud-Ouest (OSO)**

Lorsque la houle provient de l'Ouest-Sud-Ouest (Figure 3.43), direction la plus classique en Manche (Figure 3.12), la CSS en surface est forte le long des côtes anglaises avec des maximums atteints entre l'île de Wight et le détroit du Pas de Calais. Une aire de CSS élevée est présente autour de l'île de Wight avec des concentrations plus importantes à l'est. Cette aire reste relativement proche des côtes. Des remises en suspension ont également lieu dans le golfe Normand-Breton le long de la presqu'île du Cotentin et sur le littoral du Pays de Caux. A l'opposé, les CSS sont plus faibles à l'est du Cotentin.

- **Réponse à une houle Ouest-Sud-Ouest (OSO) persistante**

Les conditions hydrodynamiques les jours précédents ont une influence sur l'intensité de la CSS du jour. En effet, les conditions hydrodynamiques le 14 janvier 2008 sont sensiblement semblables à celles du 6 février 2008, avec cependant une hauteur significative de la houle qui dépasse les 3 m les 13 jours précédents le

14 janvier. Les CSS modélisées sont globalement plus fortes le 14 janvier dans les zones où la houle a une influence (Figure 3.44). L'aire de CSS élevée autour de l'île de Wight est plus étendue et la concentration y dépasse les  $25 \text{ mg.l}^{-1}$ . Au niveau du golfe Normand-Breton, la CSS double par endroit. A l'est de la presqu'île du Cotentin, zone peu impactée par les houles en provenance de l'ouest, les CSS restent identiques.

- **Réponse à une houle Ouest-Nord-Ouest (ONO)**

Les sédiments sont fortement remis en suspension dans le golfe Normand-Breton et le long du littoral de la Baie de Seine et du Pays de Caux lorsque la houle provient de l'Ouest-Nord-Ouest (Figure 3.45). Ces zones subissent l'action de la houle du fait de la direction ONO de celle-ci. L'aire de CSS élevée est présente autour de l'île de Wight. A l'inverse des situations de houle de direction OSO où la CSS est plus élevée le long du littoral anglais, la CSS atteint des niveaux similaires sur les côtes françaises et anglaises en situation de houle de direction ONO.

- **Réponse à une houle Nord-Nord-Est (NNE)**

Contrairement à ce qui est observé avec des houles venant de l'ouest, des remises en suspension sont observées en présence de houle de direction Nord-Nord-Est à l'est de la presqu'île du Cotentin et la CSS est plus faible dans le golfe Normand-Breton (Figure 3.46). L'aire de CSS élevée autour de l'île de Wight a tendance à s'étirer vers l'ouest.

- **Réponse à une houle Est-Nord-Est (ENE)**

Lorsque la houle provient de l'Est-Nord-Est (Figure 3.47), la CSS est plus forte à l'ouest qu'à l'est au niveau de l'aire de CSS élevée observée autour de l'île de Wight, contrairement à ce qui est observé pour les autres directions. Cependant, un vent de secteur est accompagnée la houle et peut être responsable du déplacement de l'aire de CSS élevée vers l'ouest par advection. Cette houle a peu d'impact dans le golfe Normand-Breton (contrairement aux houles d'ouest) et le long du Pays de Caux (contrairement aux houles d'ouest et du NNE). Des sédiments sont remis en suspension à l'est de la presqu'île du Cotentin.

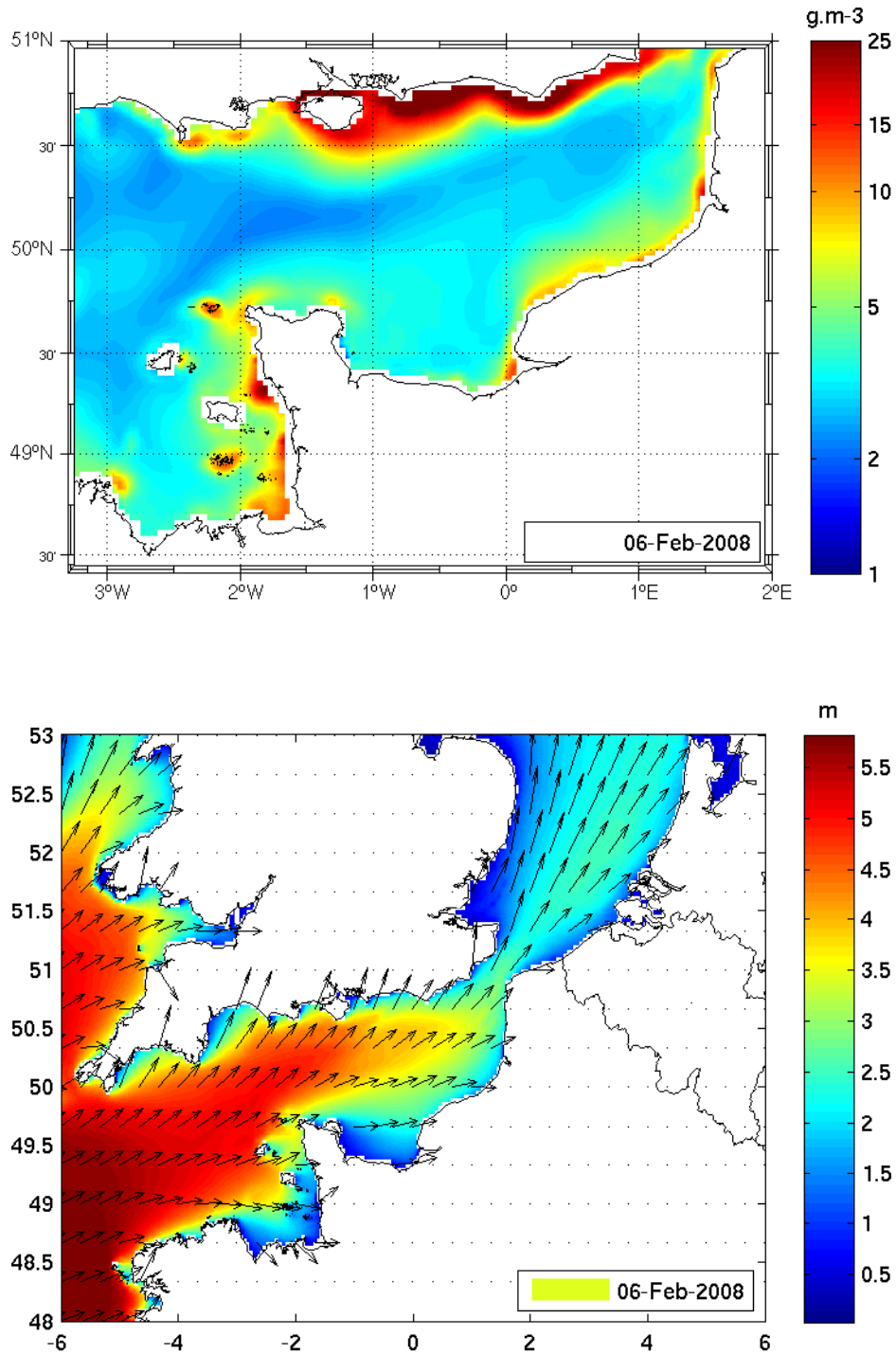


Figure 3.43 — Concentration maximale de sédiments en suspension (haut) et hauteur significative  $H_s$  de la houle (bas, les flèches indique sa direction) le 6 février 2008 (Houle OSO).



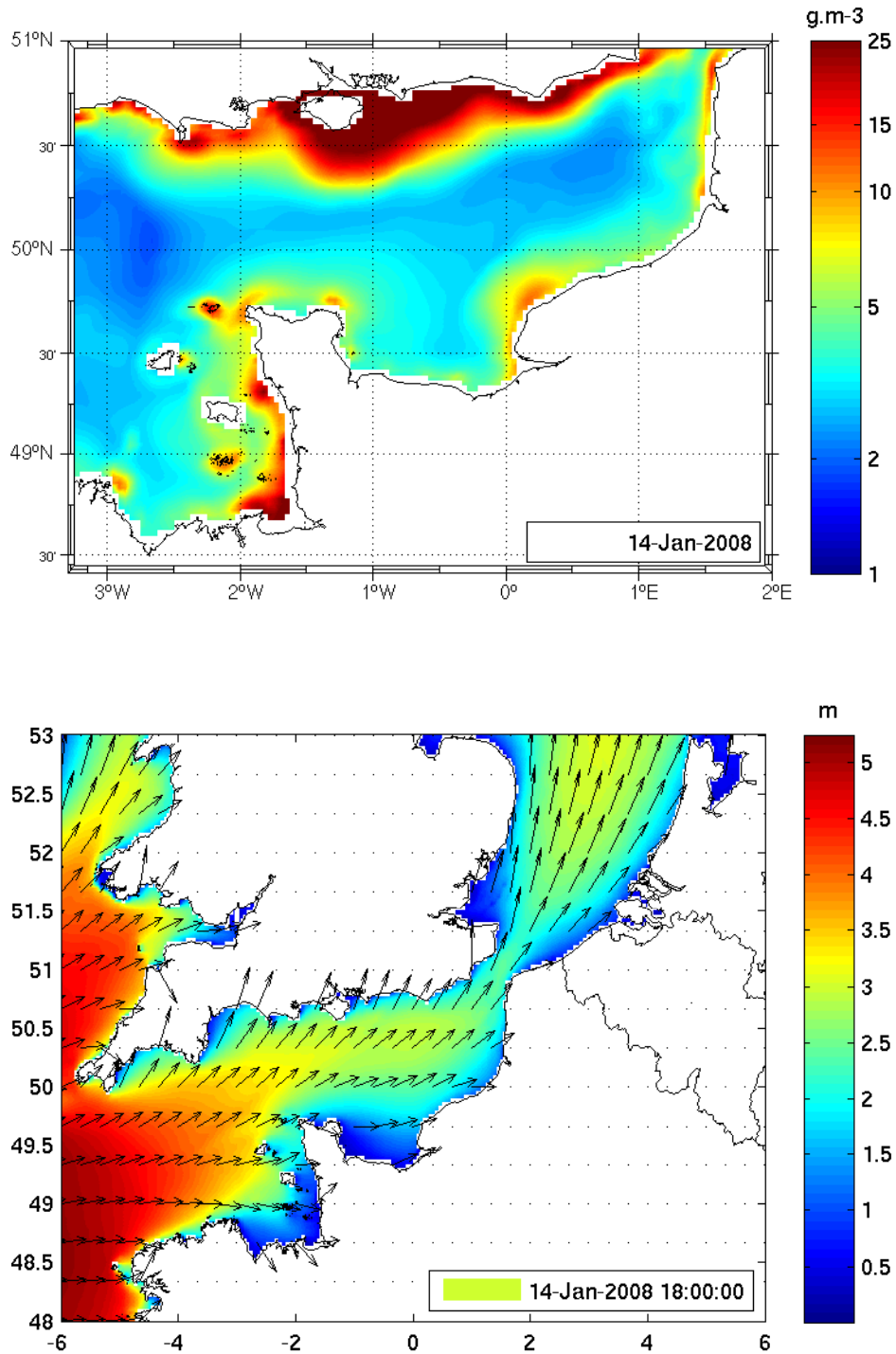


Figure 3.44 — Concentration maximale de sédiments en suspension (haut) et hauteur significative  $H_s$  de la houle (bas, les flèches indique sa direction) le 14 janvier 2008 (Houle OSO).

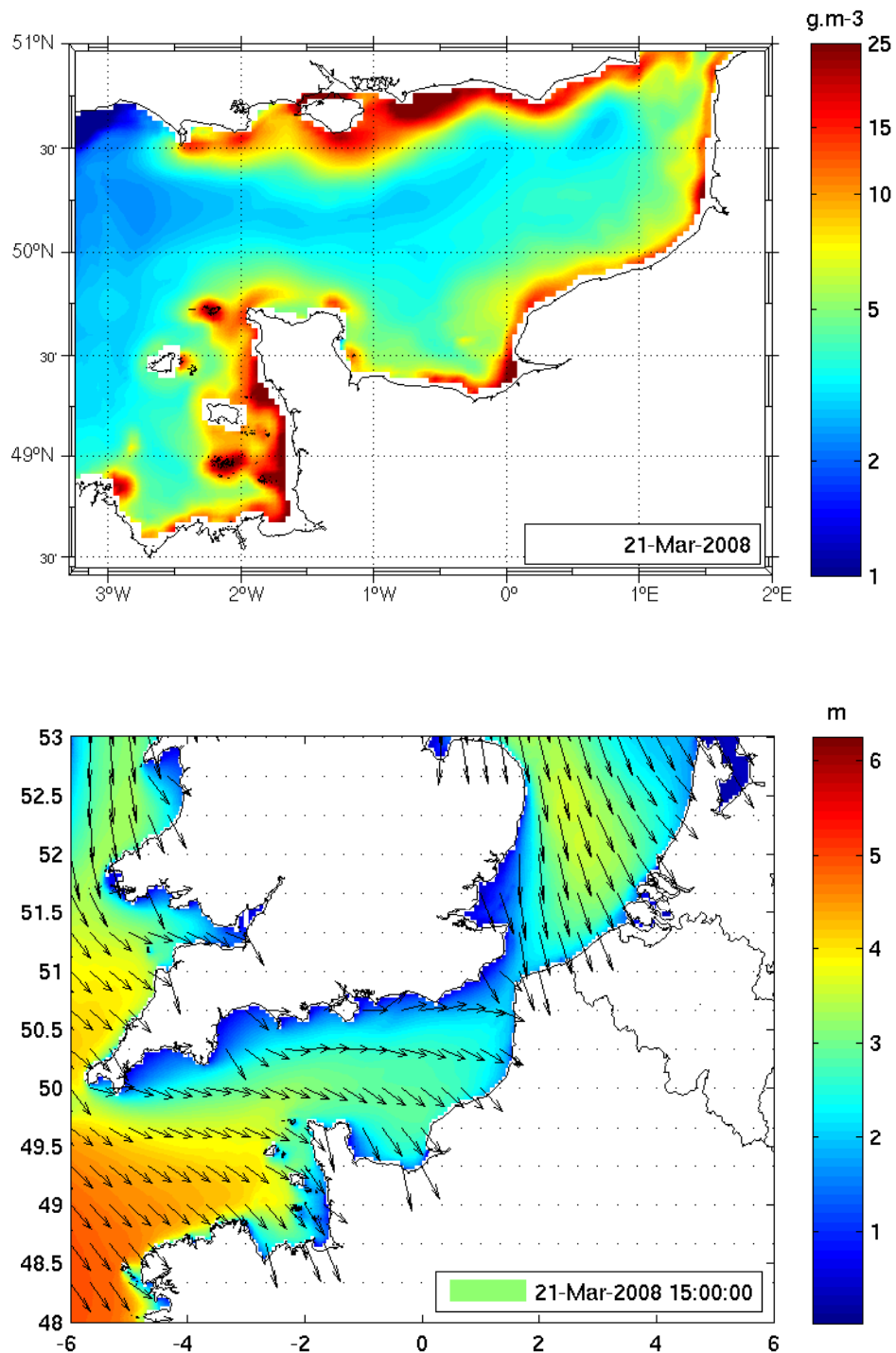


Figure 3.45 — Concentration maximale de sédiments en suspension (haut) et hauteur significative  $H_s$  de la houle (bas, les flèches indique sa direction) le 21 mars 2008 (Houle ONO).

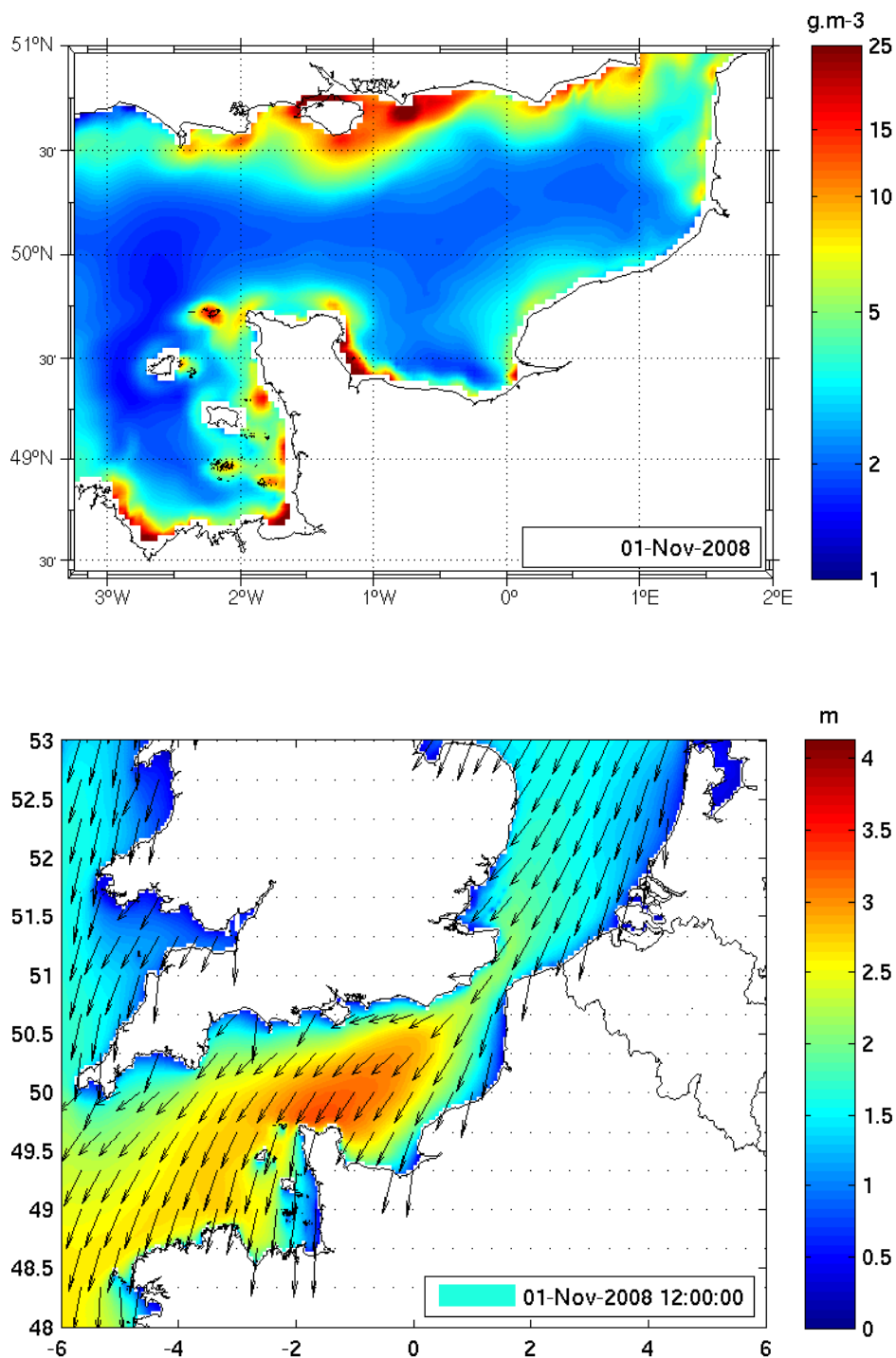


Figure 3.46 — Concentration maximale de sédiments en suspension (haut) et hauteur significative  $H_s$  de la houle (bas, les flèches indique sa direction) le 1<sup>er</sup> novembre 2008 (Houle NNE).

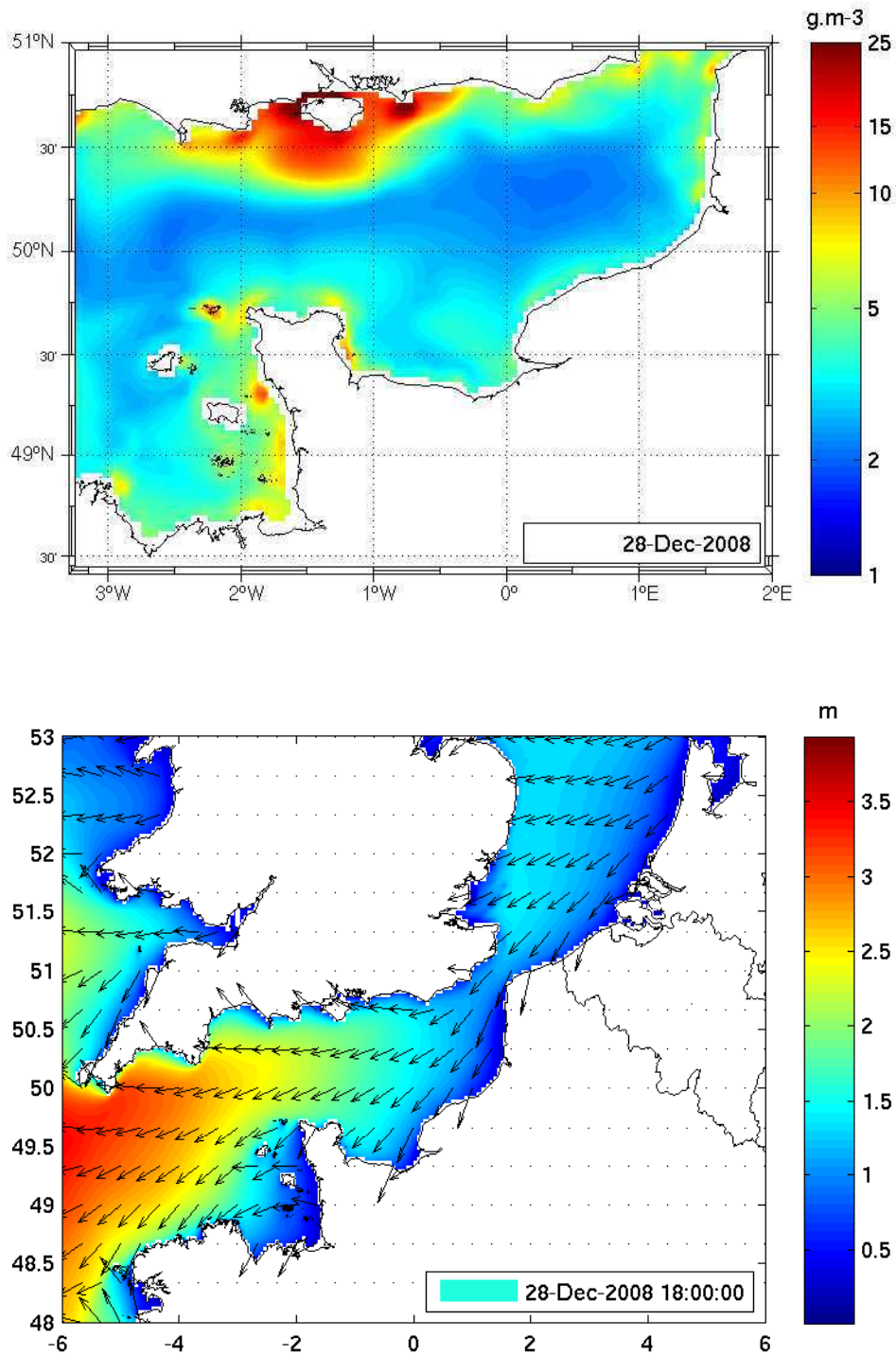


Figure 3.47 — Concentration maximale de sédiments en suspension (haut) et hauteur significative  $H_s$  de la houle (bas, les flèches indique sa direction) le 28 décembre 2008 (Houle ENE).

- **Conclusions**

La direction de la houle a un impact sur la répartition spatiale de la CSS de surface. Ce sont dans les zones exposées que la CSS est la plus forte. Les houles en provenance de l'ouest, direction dominante, agissent principalement dans le golfe Normand-Breton et le long du littoral anglais à l'est de l'île de Wight. En situation de houle en provenance de l'est, des remises en suspension sont observées à l'est de la presqu'île du Cotentin. En cas de houle persistante, la distribution spatiale des CSS est identique mais les concentrations sont plus élevées.

La direction de la houle modifie également la forme de l'aire de CSS élevée autour de l'île de Wight. En cas de houle provenant de l'ouest, elle est plus étendue à l'est de l'île. Lorsque la houle vient de l'est, cette aire s'étire vers l'ouest. L'intensité des vagues les jours précédant la date observée a également un impact sur la CSS du jour.

La répartition spatiale de l'anomalie de MES non-algales obtenue par l'observation satellite peut aussi être étudiée en fonction des directions de la houle. L'anomalie de MES, disponible sur le site de PREVIMER à partir de fin 2011, est la différence entre la concentration de MES observée et la concentration issue des climatologies mensuelles. Les dates du 30 janvier et du 14 mars 2013 ont été retenues. La houle provient du sud-ouest le 30 janvier et la journée du 14 mars est postérieure à un épisode de houle de direction Nord-Est. La marée est une vive-eau moyenne (de coefficients de marée 90-89 et 99-95 respectivement) dans les deux situations.

Les anomalies observées semblent être influencées par la direction de la houle. Lorsque la houle provient du sud-ouest (Figure 3.48, 30 janvier 2013), l'anomalie est forte à l'est et à l'ouest de l'île de Wight, en Baie de Lyme à l'est, dans le golfe Normand-Breton et sur le littoral du Pays de Caux, indiquant que la concentration de MES non-algales est plus forte dans ces zones par rapport aux climatologies. Au sud de l'île de Wight, l'anomalie est négative, indiquant que la concentration est plus faible que la moyenne dans cette zone. Ceci corrobore les résultats des modélisation en présence d'une houle OSO (Figures 3.43 et 3.44). A la suite d'un épisode de houle de direction Nord-Est (Figure 3.49, 14 mars 2013), la concentration est supérieure à la moyenne à l'est du Cotentin, au sud et à l'ouest de l'île de Wight, à l'ouest de la Baie de Lyme et au sud du golfe Normand-Breton. Des CSS plus élevées sont modélisées dans ces zones lorsque la houle est de provenance

NNE et ENE (Figures 3.46 et 3.47). Des corrélations sont ainsi observées entre les répartitions spatiales de la CSS de surface modélisée et de l'anomalie de MES issue de la télédétection pour différentes directions de houle. L'observation satellite confirme donc les résultats obtenus par la modélisation sur l'impact de la direction de la houle sur la CSS de surface.

Cependant, les cartes issues du modèle et de la télédétection décrivent des répartitions spatiales pour des conditions hydrodynamiques réelles particulières et la direction des vagues n'est pas toujours l'unique paramètre qui diffère entre les situations présentées. Le vent, la hauteur significative et la période des vagues peuvent, par exemple, également influencer les MES présentes en surface. La section 3.4.3.1 montrera que le cycle semi-diurne de la marée modifie les structures de CSS au cours d'une journée, notamment autour de l'île de Wight. Suivant le moment de la journée où les satellites survolent la Manche, l'anomalie peut ainsi être modulée par la marée.

Malgré cela, un lien est clairement établi dans cette partie entre la direction des houles et la répartition spatiale des MES modélisées ou de l'anomalie satellite.

### 3.4.2 Composition de la MES de surface

La figure 3.50 présente la composition moyenne de la MES en surface en 2008 à travers les fractions des classes de sédiments de diamètre inférieur à 1 mm.

Les sédiments de diamètre inférieur à 50  $\mu\text{m}$  issus du fond et introduits aux frontières sont prédominants en surface avec des pourcentages cumulés supérieurs à 70% sur l'ensemble du domaine.

La classe de sédiments 1 (0-50  $\mu\text{m}$ ) issus du fond est majoritaire en surface le long du littoral anglais, à proximité des côtes françaises de la Pointe de Barfleur à la côte d'Opale, et dans l'ensemble à l'est de la Manche. Ceci corrobore les travaux de Guillou et Chapalain (2010) qui notent que, sous l'action de la marée seule, ce sont les silts qui sont principalement transportés dans ces zones. Les sédiments de cette classe ne sont pas disponibles initialement sur l'ensemble de ces zones (Figure 3.10), suggérant le rôle joué par l'advection .

Les sédiments introduits aux frontières de diamètre inférieur à 50  $\mu\text{m}$  dominent les autres classes à l'ouest et au centre de la Manche. Dans la partie 3.3.2, il ressortait que l'introduction de la MES aux frontières améliorerait les résultats prin-

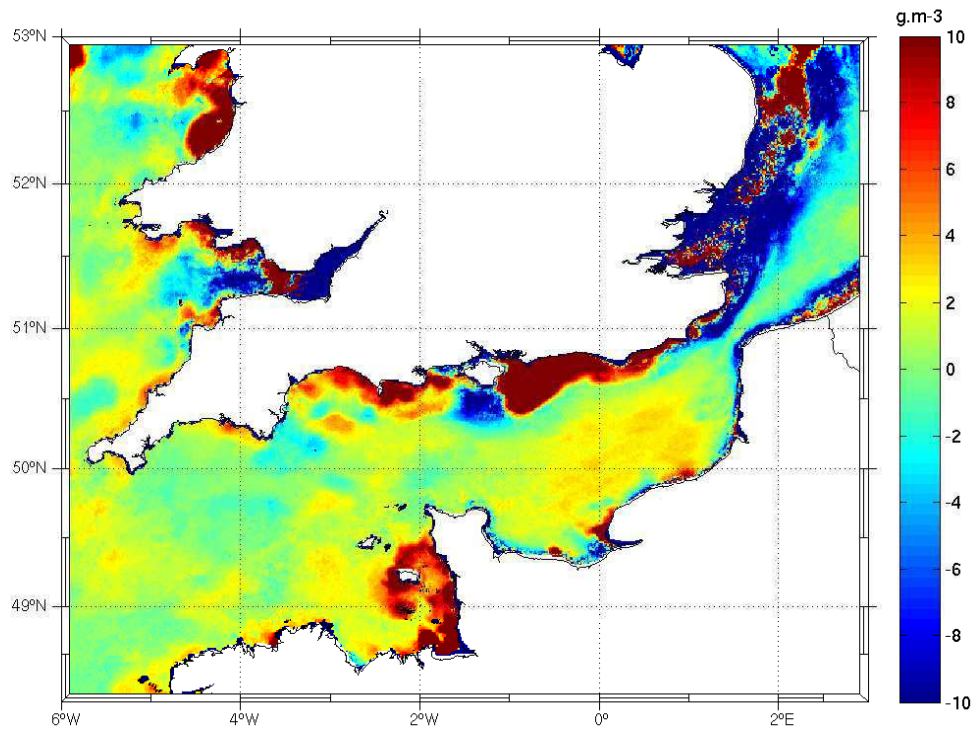


Figure 3.48 — Anomalie de matières en suspension non-algues obtenue par l'observation satellite le 30 janvier 2013 (PREVIMER) lors d'une houle de direction Sud Ouest.

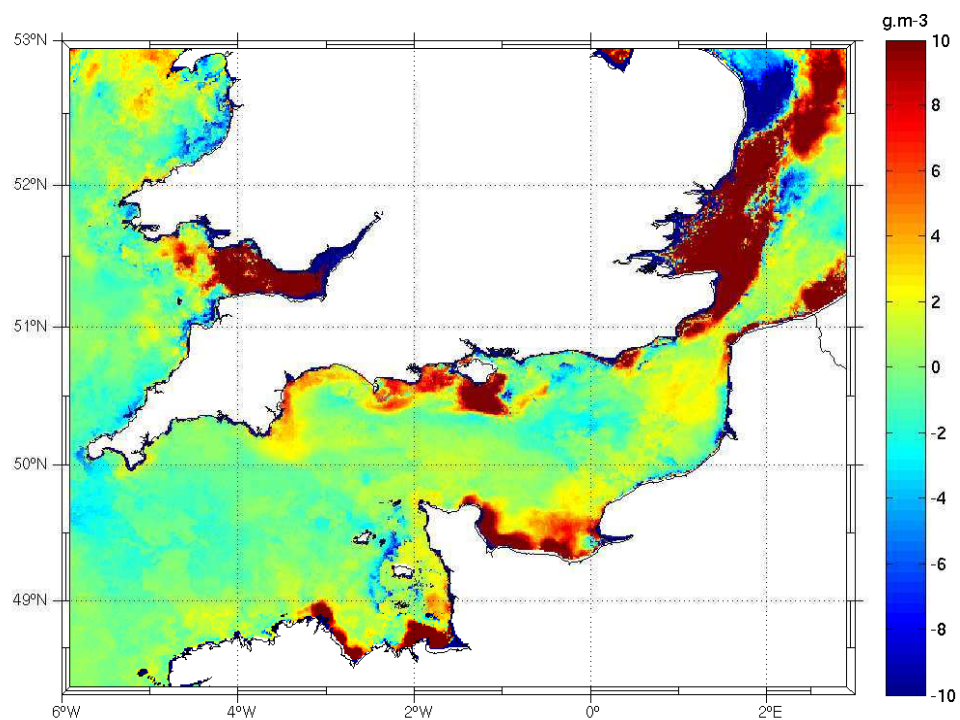


Figure 3.49 — Anomalie de matières en suspension non-algues obtenue par l'observation satellite le 14 mars 2013 (PREVIMER) à la suite d'une houle de direction Nord-Est.

cipalement à l'ouest et au centre de la Manche. Il s'agit de zones où cette classe est quasi-exclusivement la seule présente. La répartition spatiale du pourcentage de silts en provenance des frontières présente des corrélations avec celle du pourcentage de la masse d'eau en provenance de l'Atlantique au bout d'un an, publiée dans le cadre du programme FLUXMANCHE (Figure 3.51, Salomon et Breton, 1992).

Les répartitions spatiales de ces deux catégories de silts sont complémentaires. Près des côtes, des silts en transit sont également présents. La forte présence de ceux issus de l'érosion du fond entraînent un faible pourcentage pour la classe de sédiments issus des frontières.

Les autres classes participent de façon moindre aux MES en surface avec des maximums ponctuels atteignant 20% de la MES totale près des îles et des caps. La classe 2 (50-100  $\mu\text{m}$ ) est présente en surface le long du littoral anglais, de la côte d'Opale et du pays de Caux, et au Nord du Cotentin. La classe 3 (100-200  $\mu\text{m}$ ) a une répartition similaire avec une étendue moindre mais des concentrations plus fortes. Dans ces zones, des sédiments de 100 et de 200  $\mu\text{m}$  sont potentiellement érodables (Velegarakis et al., 1999) et des sédiments des classes 2 et 3 sont transportés par suspension durant un cycle de marée (Guillou et Chapalain, 2010).

Les classes 4 (200-500  $\mu\text{m}$ ) et 5 (500-1000  $\mu\text{m}$ ) sont très peu présentes en surface à l'exception de quelques patches ponctuels autour des îles anglo-normandes, des caps du Cotentin et des pointes anglaises situées à l'ouest et à l'est de l'île de Wight. La disponibilité de ces classes sur le fond sédimentaire (Figure 3.10) et les maximums de courants en ces lieux et (Figure 1.2) peuvent expliquer cette présence. De plus, Guillou et Chapalain (2010) ne détectent pas de transport de sédiments de la classe 4 dans le golfe Normand-Breton en condition de marée seule, suggérant l'influence de la houle dans la mise en suspension de ces sédiments. Cependant, il faut noter que la CSS totale en surface dans ces zones est peu élevée et les CSS moyennes en surface pour les classes 4 et 5 restent très faibles, inférieures à 1  $\text{mg.l}^{-1}$ .

Les classes restantes sont négligeables et ont des contributions en moyenne inférieures à 1%.



CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

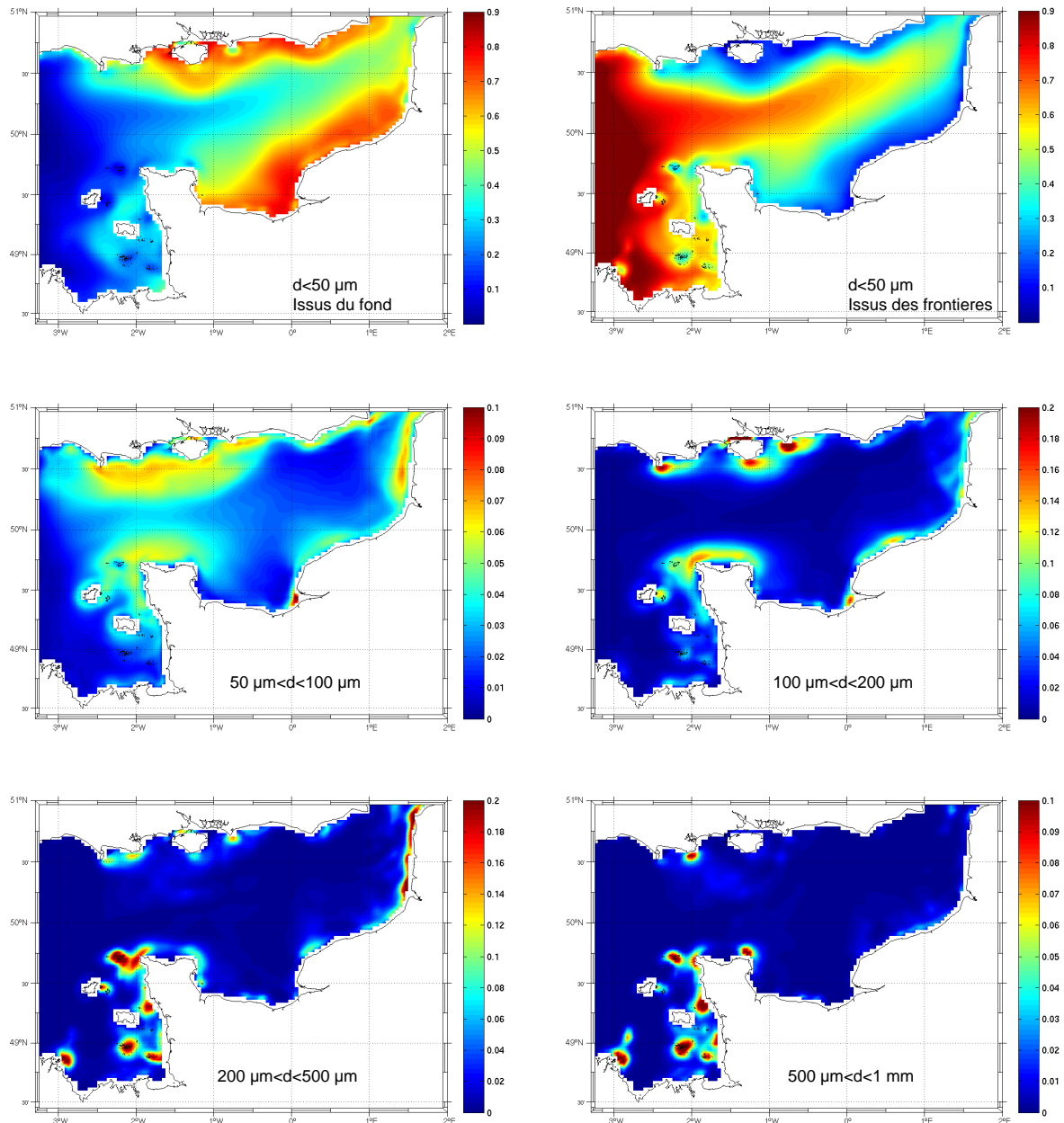


Figure 3.50 — Fractions moyennes des sédiments de chaque classe présents en surface en 2008

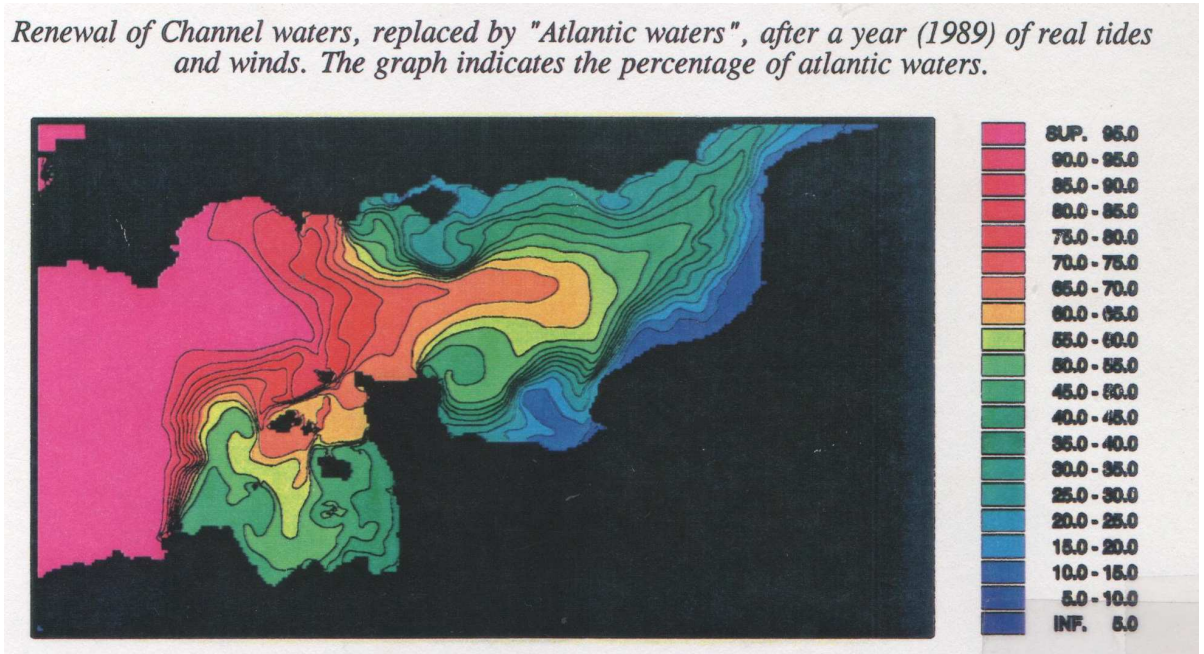


Figure 3.51 — Renouvellement des eaux de la Manche, remplacées par les eaux de l'Atlantique, après un an (1989) de marées et vents réels (Salomon et Breton, 1992). La légende indique le pourcentage d'eaux atlantiques.

### 3.4.3 Dynamique temporelle de la MES en Manche

La dynamique temporelle des CSS en surface est étudiée à différentes échelles de temps. Elle est d'abord analysée à l'échelle des cycles de marée semi-diurne et morte-eau/vive-eau pour des situations où l'action de la houle est considérée constante. Puis, l'évolution temporelle des silts et des sables est examinée autour d'un événement de houle.

#### 3.4.3.1 Variabilité à l'échelle d'une journée

Lors de l'étude des images satellite, la dynamique de la MES au cours d'une journée n'a pu être étudiée car la résolution temporelle de ces données était quotidienne. Pourtant, le cycle de marée semi-diurne contribue significativement aux processus de resuspension de la MES en Manche (*e.g.* Grochowski et al., 1993; Velegrakis et al., 1997; Lafite et al., 2000). Le modèle permet de remédier à ce problème grâce à sa discrétisation en temps plus fine.

L'évolution de la CSS de surface durant la journée du 11 février 2008 est présentée figure 3.52. Il s'agit d'une marée de vive-eau moyenne (coefficient de 93-90). Durant cette journée, la mer est peu agitée (hauteur significative  $H_s$  inférieur à

1,5 m sur l'emprise du domaine). La hauteur significative des vagues reste relativement constante le 11 février et la direction des vagues change seulement dans les zones où  $H_s$  est inférieure à 1 m. Ainsi, il est fait l'hypothèse que les modifications observées durant la journée sont imputables à la marée. Cette journée fait suite au 5 février où l'intensité des vagues était élevée, ce qui explique les fortes CSS.

De manière générale, les structures observées sur l'ensemble de la Manche à une heure donnée sont identiques 12 heures plus tard. Un cycle semi-diurne de la MES de surface est ainsi observé.

Des variations de la concentration de surface sont clairement observées près des côtes et plus particulièrement autour de l'île de Wight, aux caps du Cotentin, dans le golfe Normand-Breton et face au pays de Caux. La zone de fortes concentrations en MES est advectée d'ouest en est autour de l'île de Wight avec une période d'environ 12 heures. Lors du flot, les courants de marée sont dirigés vers l'ouest, la zone de CSS élevée s'étire vers l'ouest (Figure 3.52, à 8h00 et 20h00). A l'inverse, cette aire de forte CSS se déplace vers l'est de l'île lorsque les courants changent de sens (Figure 3.52, à 2h00 et 14h00).

Au large de la pointe de Barfleur et du cap de la Hague, des sédiments sont remis en suspension toutes les 6 heures (Figure 3.52, à 5h00, 11h00, 17h00 et 23h00). Ces remises en suspension ont lieu lorsque les courants, et par conséquent les contraintes de cisaillement, sont maximaux.

L'influence du cycle semi-diurne sur la CSS de surface est également visible dans le golfe Normand-Breton et face au Pays de Caux où des élévations de la CSS sont modélisées toutes les 6 heures, avec des concentrations similaires toutes les 12 heures.

En Manche orientale, la MES de surface varie peu durant le cycle car les courants de marée et les contraintes de cisaillement qui en découlent y sont trop faibles pour mettre en suspension les sables et cailloutis qui composent principalement le lit sédimentaire. La CSS en surface au-dessus de la fosse centrale et sa continuité reste quasi-nulle malgré des courants importants, particulièrement à l'est de cette zone. La bathymétrie joue ici un rôle : les sédiments mis en suspension dans une zone profonde atteignent plus difficilement la surface.

CHAPITRE 3. MODÉLISATION NUMÉRIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE  
TRIDIMENSIONNELLE

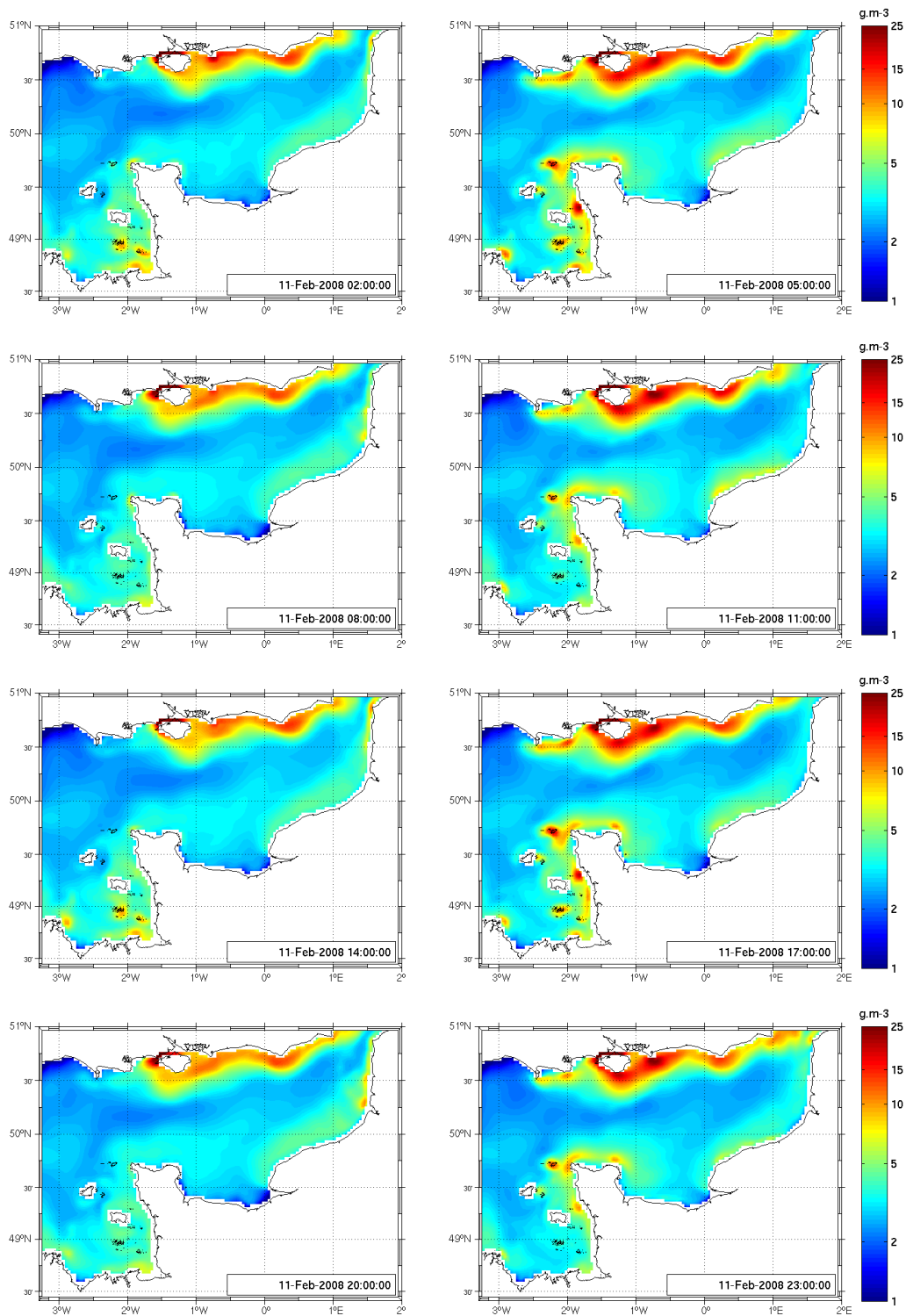


Figure 3.52 — Évolution de la MES le 11 février 2008 toutes les 3 heures

### 3.4.3.2 Variabilité à l'échelle du cycle morte-eau/vive-eau

L'analyse statistique des données satellite a montré l'influence du cycle de marée morte-eau/vive eau sur la CSS de surface. Dans cette partie, les résultats du modèle statistique III et du modèle hydrosédimentaire V5 sont présentés conjointement le long d'un demi-cycle vive-eau/morte-eau en période calme (du 5 au 13 juin 2008, figure 3.53) et à la suite d'un épisode de houle (du 10 au 16 février 2008, figure 3.54). Pour les deux conditions climatiques, le demi-cycle est composé d'une marée de vive-eau moyenne, d'une marée moyenne et d'une marée de morte-eau moyenne.

Le modèle statistique III fournit quotidiennement une répartition spatiale de la MES non-algale de surface qui donne une vision globale de la CSS ce jour-là (Figures 3.53 et 3.54, gauche). On ne peut attribuer cette image à une heure précise de la journée. Le modèle hydrosédimentaire V5 estime toutes les 5 minutes la distribution de la CSS. Afin de pouvoir comparer les deux modèles, les concentrations maximales journalières de sédiments en suspension en surface obtenues par le modèle V5 sont calculées (Figures 3.53 et 3.54, droite).

Sur les deux périodes, les modèles statistiques et hydrosédimentaires présentent logiquement des CSS de surface maximales au moment de la vive-eau et minimales lors de la morte-eau. Les répartitions spatiales des MES et la dynamique des structures observées sont similaires avec les deux modèles.

Au cours de la période calme (Figure 3.53), la CSS est modulée par le cycle morte-eau/vive-eau en Manche centrale, autour de l'île de Wight et du Cotentin, et ponctuellement dans le golfe Normand-Breton. Le modèle hydrosédimentaire montre une évolution de la CSS suivant le coefficient de marée en face de la côte d'Opale et du Pays de Caux. Dans le modèle statistique, l'influence du cycle morte-eau/vive-eau est moins visible dans ces 2 zones. L'aire de CSS élevées autour de l'île de Wight présente des concentrations comprises entre 5 et 25 mg.l<sup>-1</sup> lors de la vive-eau et inférieures à 7 mg.l<sup>-1</sup> lors de la morte-eau. Toutes ces zones où la CSS varie correspondent aux endroits où les courants de marée et les contraintes de cisaillement dues à ceux-ci sont importants (Figures 3.16 et 3.39).

Les CSS sont plus élevées sur l'ensemble du domaine après un épisode de fortes houles (Figure 3.54). Les CSS évoluent suivant l'intensité de la marée dans les

zones précédemment détectées en période calme. Cependant le signal de CSS est également modulé par le cycle morte-eau/vive-eau le long des côtes anglaises (et particulièrement à l'est de l'île de Wight), sur l'ensemble du golfe Normand-Breton et en Manche orientale. Lors de l'épisode de houle précédant la période étudiée, les vagues provenaient de l'ouest, provoquant des remises en suspensions dans le golfe Normand-Breton et à l'est de l'île de Wight. Ces MES mobilisées par l'action de la houle ne se redéposent pas totalement. Les courants de marée participent ensuite à leur maintien en suspension et à leur advection. L'évolution de la concentration de silts et de sables autour de cet événement de houle est étudiée en un point situé à l'est de l'île de Wight dans la partie suivante.

Modèle statistique III

Modèle hydrosédimentaire V5  
(maximum journalier)

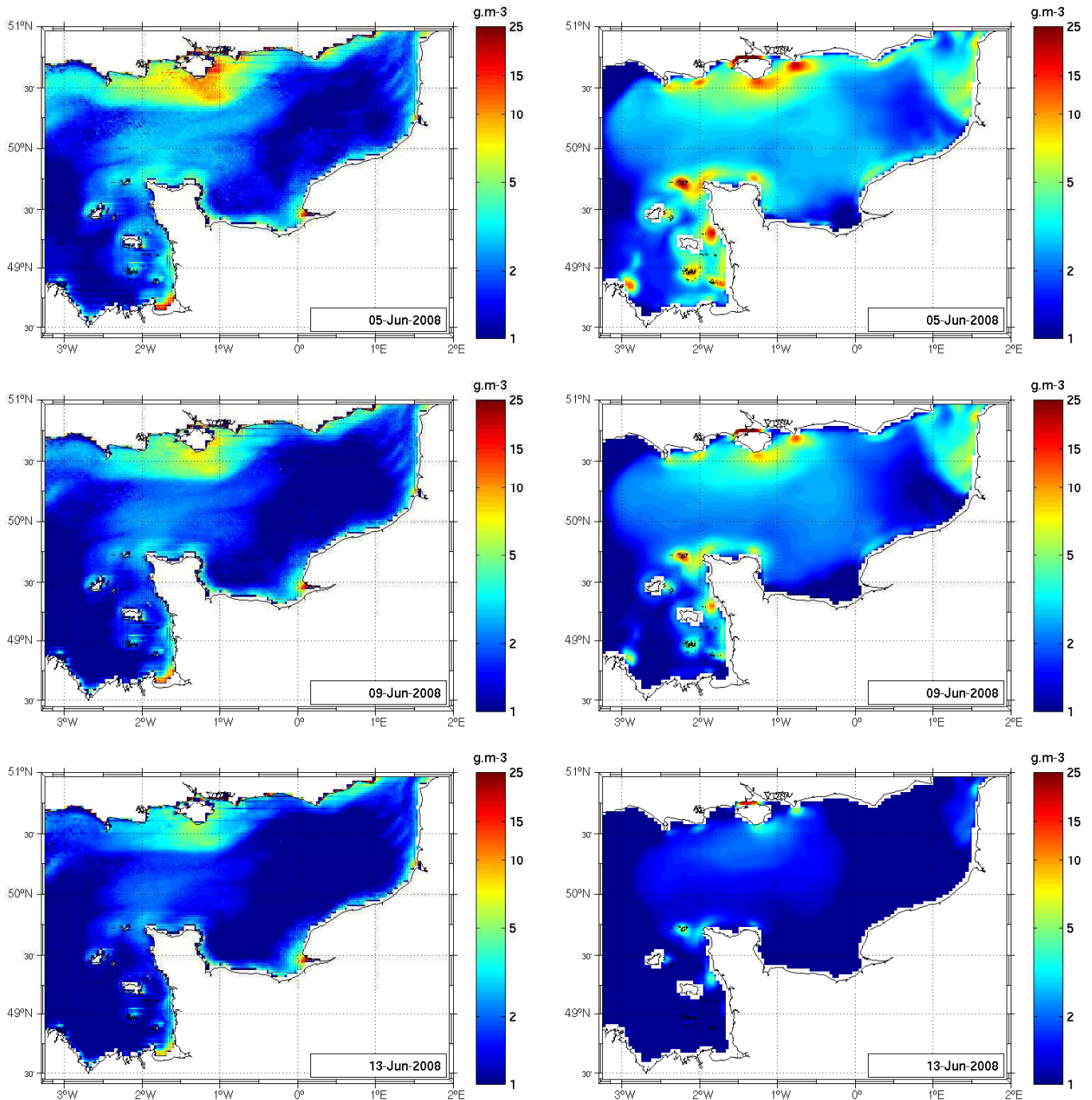


Figure 3.53 — Évolution de la concentration de MES de surface le long d'un demi-cycle vive-eau/morte-eau estimée par le modèle statistique III (gauche) et par le modèle hydrosédimentaire V5 (maximum journalier, droite) lors d'une période calme. La première ligne présente une marée de vive-eau moyenne, la deuxième une marée moyenne et la troisième une marée de morte-eau moyenne.

Modèle statistique III

Modèle hydrosédimentaire V5  
(maximum journalier)

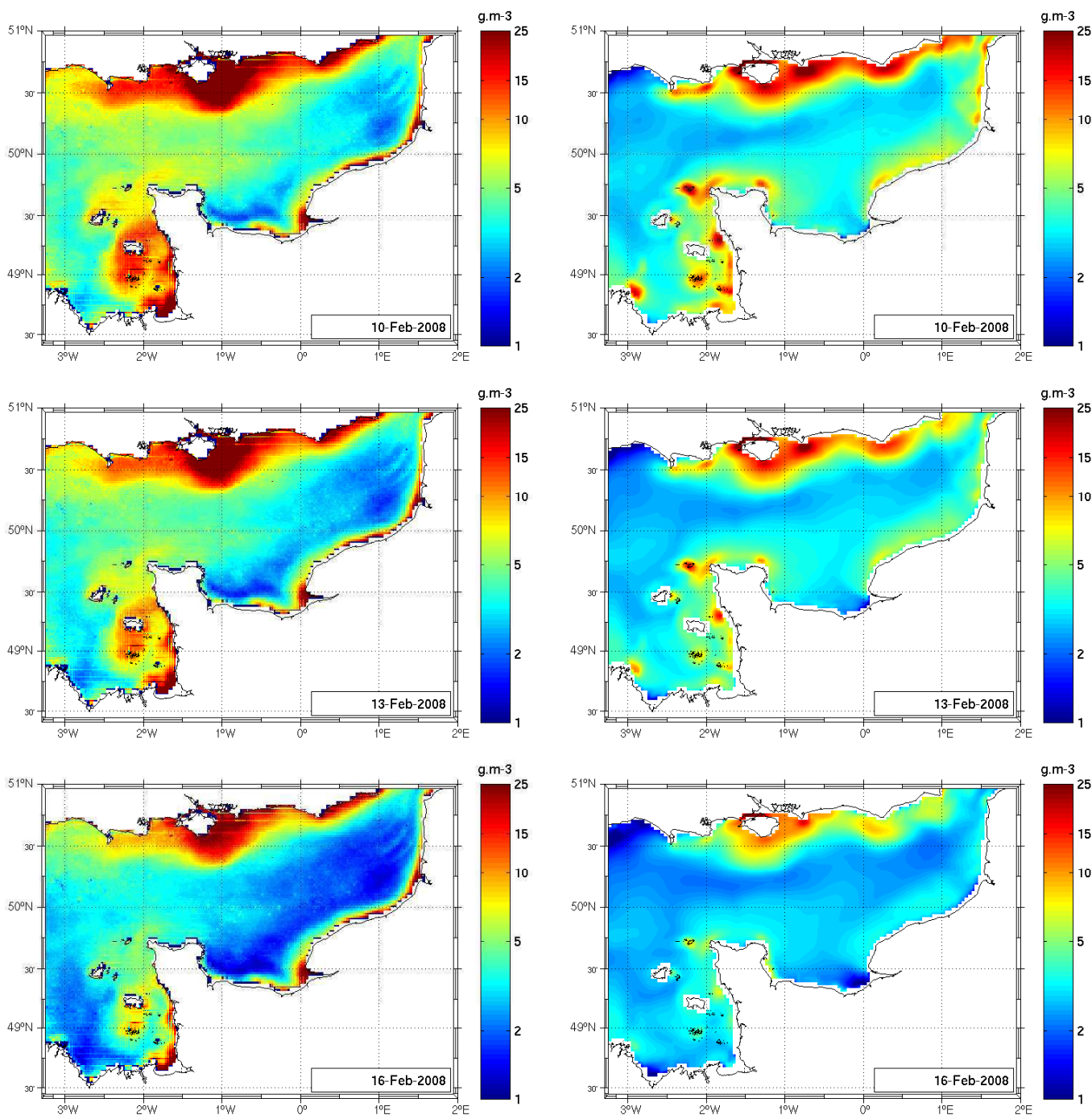


Figure 3.54 — Évolution de la concentration de MES de surface le long d'un demi-cycle vive-eau/morte-eau estimée par le modèle statistique III (gauche) et par le modèle hydrosédimentaire V5 (maximum journalier, droite) après un épisode de forte houle. La première ligne présente une marée de vive-eau moyenne, la deuxième une marée moyenne et la troisième une marée de morte-eau moyenne.



### 3.4.3.3 Variabilité autour d'un épisode de houle

L'évolution temporelle de la CSS autour d'un événement de houle venant de l'ouest est étudiée en Baie de Brighton, lieu fortement influencé par cette direction de houle. L'épisode de fortes houles étudié a lieu entre le 31 janvier et le 6 février 2008. Il correspond à celui qui précède le demi-cycle VE-ME étudié dans la section 3.4.3.2. La figure 3.55 présente l'évolution de la concentration de silts et de sables en surface et de la contrainte totale exercée par la houle et le courant au point de coordonnées (-0.29167 °E, 50.7077 °N) entre le 28 janvier et le 20 février 2008.

Les sables sont mis en suspension lorsque la contrainte totale augmente sous l'effet de la houle le 31 janvier, le 5 et le 6 février 2008, entraînant une augmentation de  $10 \text{ mg.l}^{-1}$  de la concentration de sables en surface. La quantité de sables en surface baisse ensuite dès que la valeur de la contrainte diminue, les sables se sont redéposés.

La concentration de silts augmente également de  $10 \text{ mg.l}^{-1}$  en surface le 31 janvier lors de la première élévation de la contrainte et atteint  $20 \text{ mg.l}^{-1}$ , doublant ainsi la CSS de surface en ce point. Cependant, lorsque la contrainte diminue, la concentration de silts reste élevée. La vitesse de chute des silts plus faible que celle des sables explique cette différence de comportements entre les deux types de sédiments. La concentration de silts diminue doucement tout en étant modulée par le cycle semi-diurne de la marée. Elle retrouve une valeur similaire à celle précédent la 1<sup>re</sup> houle le 8 février. La concentration de silts atteint  $17 \text{ mg.l}^{-1}$  lors de la deuxième houle (3 février) et  $15 \text{ mg.l}^{-1}$  lors de la troisième (5 février). Pourtant, la contrainte exercée est plus faible le 3 février. Les silts remis en suspension par la houle le 31 janvier n'ont pas eu le temps de se déposer totalement et sont ramenés à la surface en présence d'une nouvelle houle. Il est également possible que des silts remis en suspension par la première houle plus à proximité des côtes aient été advectés jusqu'au point étudié.

La houle a donc un impact sur la concentration de silts au moment où elle a lieu mais également durant les jours qui la suivent. A l'opposé, la houle agit de façon ponctuelle dans le temps sur les sables. Dans la section 3.4.3.2, on a pu voir que la présence de cet épisode de houle influence par la suite la réponse du système en MES dans cette zone lors d'un demi-cycle de marée vive-eau/morte-eau.

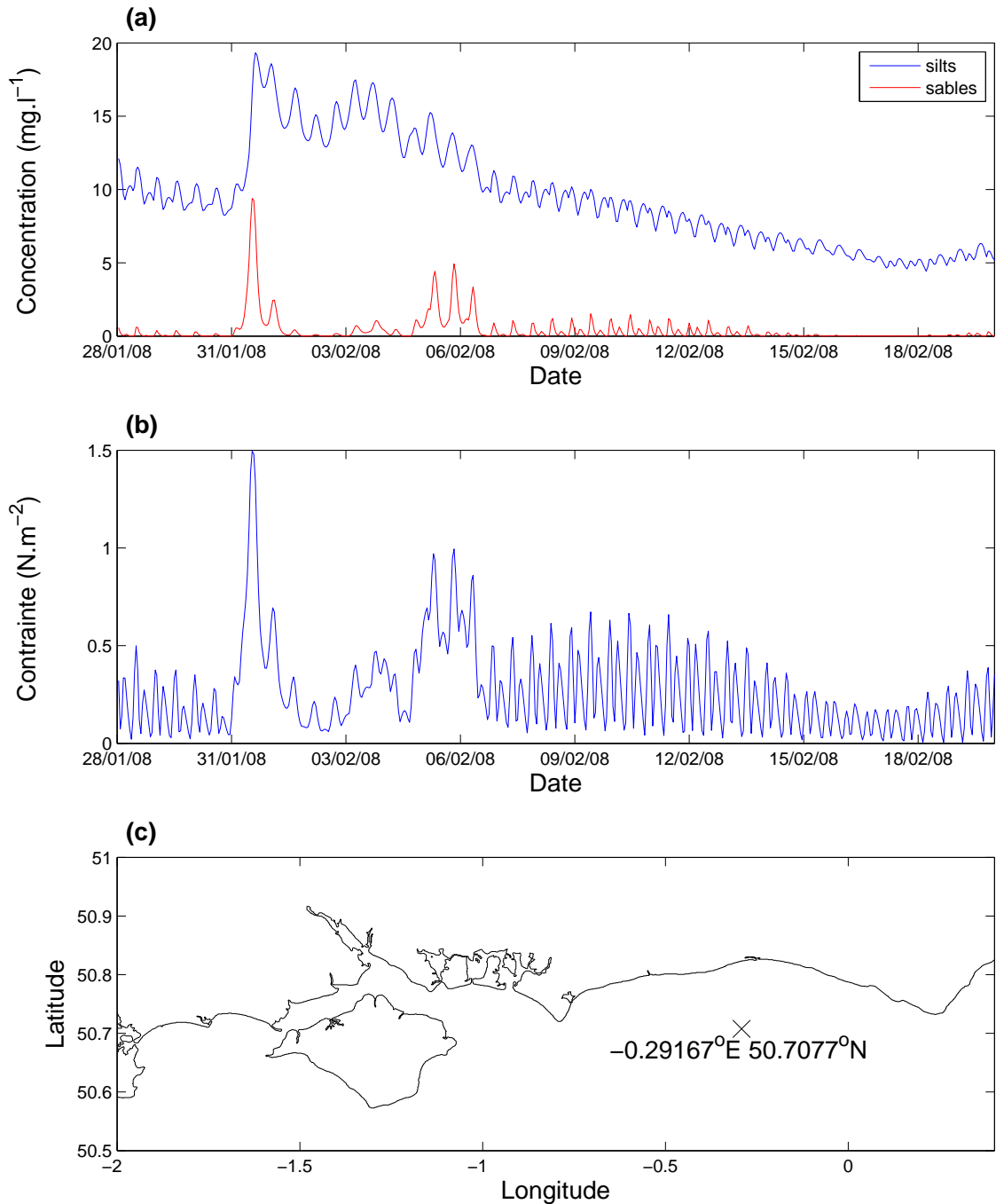


Figure 3.55 — Évolution (a) de la concentration de silts et en sables en surface, (b) de la contrainte maximale exercée sur le fond par les courants et la houle entre le 28 janvier et le 20 février 2008 au point de coordonnées  $(-0.29167^\circ\text{E}, 50.7077^\circ\text{N})$  positionné sur la figure (c).

### 3.4.4 Dynamique de la MES près de l'île de Wight

Tout au long de l'année, une aire de CSS élevées est observée par satellite autour de l'île de Wight. Pourtant, dans cette zone, le lit sédimentaire est composé majoritairement de graviers. Velegrakis et al. (1999) mesurent *in situ* ces fortes concentrations au sud de l'île de Wight et montrent qu'elles ne résultent probablement pas de la resuspension locale mais du transport par advection horizontale de fines particules venant des zones côtières. Ils montrent aussi à l'aide d'un modèle hydrodynamique 2D que la resuspension côtière peut être causée par les vagues en provenance de l'ouest atteignant les côtes anglaises. Menesguen et Gohin (2006) expliquent que cette aire de forte CSS peut être formée par un gyre qui piège des particules fines extérieures à la zone. Guillou et Chapalain (2010) modélisent, à l'aide d'un modèle 3D, deux gyres de chaque côté de l'île de Wight responsable du maintien de sédiments dans cette zone. Cette aire est correctement reproduite par notre modèle hydrosédimentaire.

Dans cette section, les résultats du modèle sont analysés au sud de l'île, au point de coordonnées  $-1.29^{\circ}\text{E}$   $50,47^{\circ}\text{N}$  (représenté par une croix sur les figures 3.57, 3.59 et 3.61), afin de comprendre la dynamique sédimentaire en ce lieu. Les concentrations dans la colonne d'eau et les disponibilités dans la couche de surface du lit sédimentaire en silts et en sables sont étudiées et confrontées à la contrainte totale sur le fond et à la direction du courant. Les silts regroupent les sédiments de diamètre inférieur à  $50\ \mu\text{m}$  initialement présents dans le lit sédimentaire et injectés aux frontières. Les sables correspondent aux sédiments des classes 2 à 6 de diamètre compris entre  $50$  et  $2000\ \mu\text{m}$ . Les figures 3.56, 3.58 et 3.60 présentent l'évolution temporelle de ces paramètres pour 3 conditions hydrodynamiques différentes : marée dominante (4 au 7 juin 2008), houle dominante (16 au 19 janvier 2008) et combinaison de houle et de marée (22 au 25 mars 2008).

#### 3.4.4.1 Condition de marée dominante

Du 4 au 7 juin 2008, la houle est faible ( $H_s < 1\text{m}$ ) et la marée est forte (vive-eau moyenne). Ainsi, lors de l'étude de la figure 3.56, on considère que l'action de la marée est localement dominante sur l'action de la houle.

La concentration et la disponibilité en sables varient avec une périodicité d'environ 6 heures. Des épisodes d'érosion et de dépôt se succèdent avec une diminution de la fraction disponible lorsque la concentration dans la colonne d'eau

augmente et inversement. Les concentrations en sables sont comprises entre 0 et  $35 \text{ mg.l}^{-1}$ , les plus fortes concentrations restant dans la couche du fond. En surface, la concentration de sables reste inférieure à  $4 \text{ mg.l}^{-1}$ . La concentration de sables est maximale et la fraction en sables minimale lorsque la contrainte exercée sur le fond est maximale. On en conclut que ce sont les processus de dépôt et d'érosion du lit sédimentaire qui régissent l'évolution des sables en ce point.

La concentration et la disponibilité en silts présentent également une périodicité de 6 heures. La fraction de silts disponible diminue lorsque la concentration augmente, indiquant des épisodes successifs de dépôt et d'érosion. Cependant, le maximum de concentration est observé après le maximum de contraintes. En observant l'évolution synoptique de la concentration de silts en surface (Figure 3.57), on remarque que l'aire de fortes concentrations est légèrement advectée vers l'est au flot et vers l'ouest au jusant, en accord avec les courants de marée. Des silts remis en suspension à proximité peuvent ainsi contribuer à la CSS de surface en ce point. Le gradient de concentration entre le fond et la surface est moins marqué qu'avec les sables. Les silts décantent dans la colonne d'eau mais ne se déposent pas entièrement sur le fond.

#### 3.4.4.2 Condition de houle dominante

Sur la période du 16 au 19 janvier 2008 (Figure 3.58), la marée est faible (marée de morte-eau) et la houle est forte (Hs compris entre 2 et 4 m). Ainsi, on considère que l'action de la houle est dominante sur l'action de la marée.

L'évolution temporelle de la concentration dans la colonne d'eau et de la disponibilité dans la couche de surface du lit sédimentaire des sables est proche de celle observée en condition de marée dominante : les maximums de concentrations sont observés lorsque la contrainte exercée sur le fond est maximale. La disponibilité en sables dans la couche de surface du lit sédimentaire est alors minimale. La présence de houle engendre une contrainte de cisaillement sur le fond qui est en permanence supérieure à  $2 \text{ N.m}^{-2}$ . Cela explique pourquoi des sables sont constamment remis en suspension et présents dans la couche du fond de la colonne d'eau.

L'évolution de la concentration des silts dans la colonne d'eau durant ces 3 jours diffère de celle simulée en condition de marée dominante. Contrairement à la situation précédente, la concentration présente une périodicité de 12 h et ses variations ne sont plus du tout corrélées avec celles de la contrainte exercée sur le fond. La concentration de silts augmente lorsque les courants sont dirigés vers

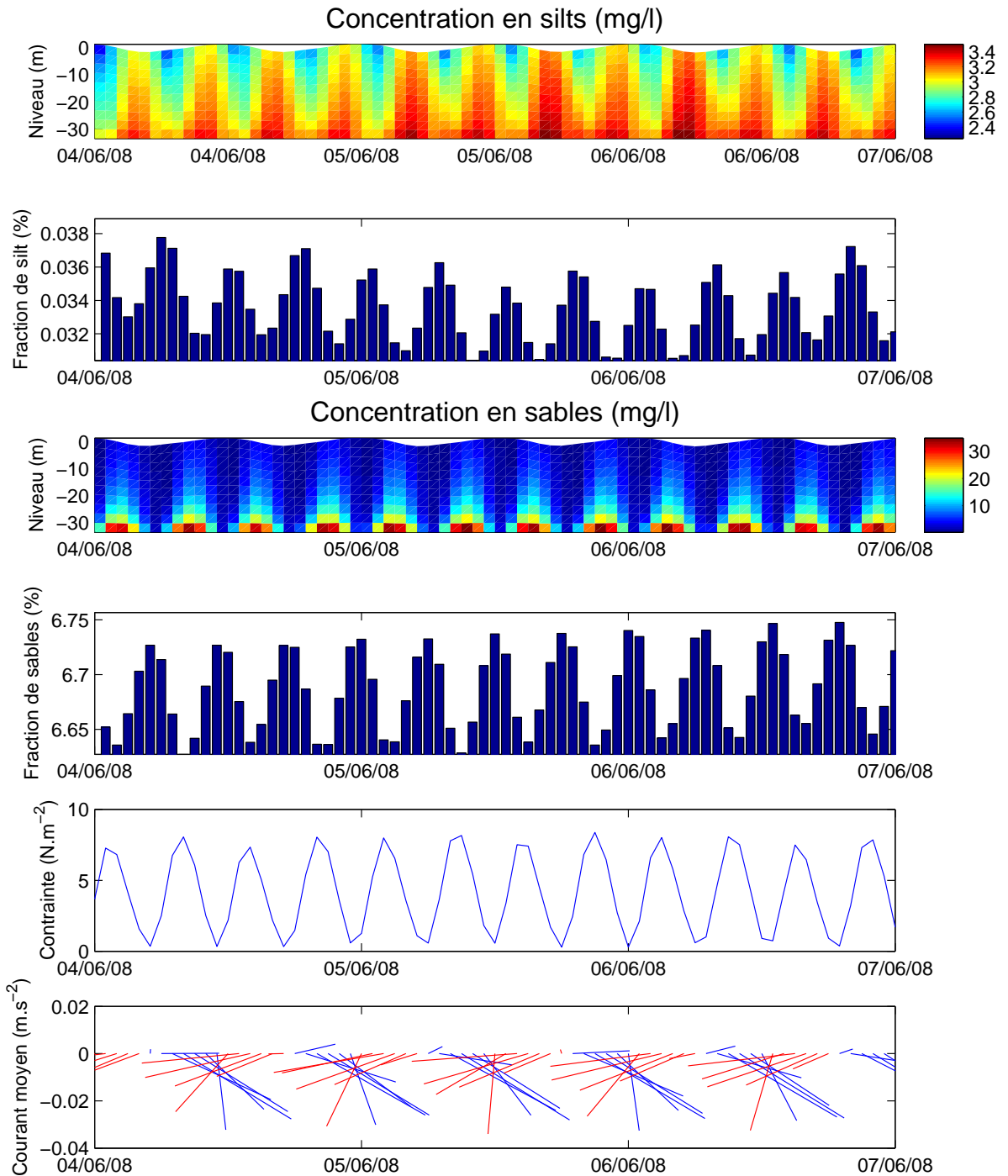


Figure 3.56 — Concentrations dans la colonne d'eau et disponibilités dans la couche de surface du lit sédimentaire en silts et en sables, contrainte totale exercée sur le fond, amplitude et direction du courant du 4 au 7 juin 2008 au point de coordonnées  $-1.29^{\circ}\text{E } 50,47^{\circ}\text{N}$ . L'amplitude du courant est représentée en bleu lorsque celui-ci est dirigé vers l'est et en rouge vers l'ouest.

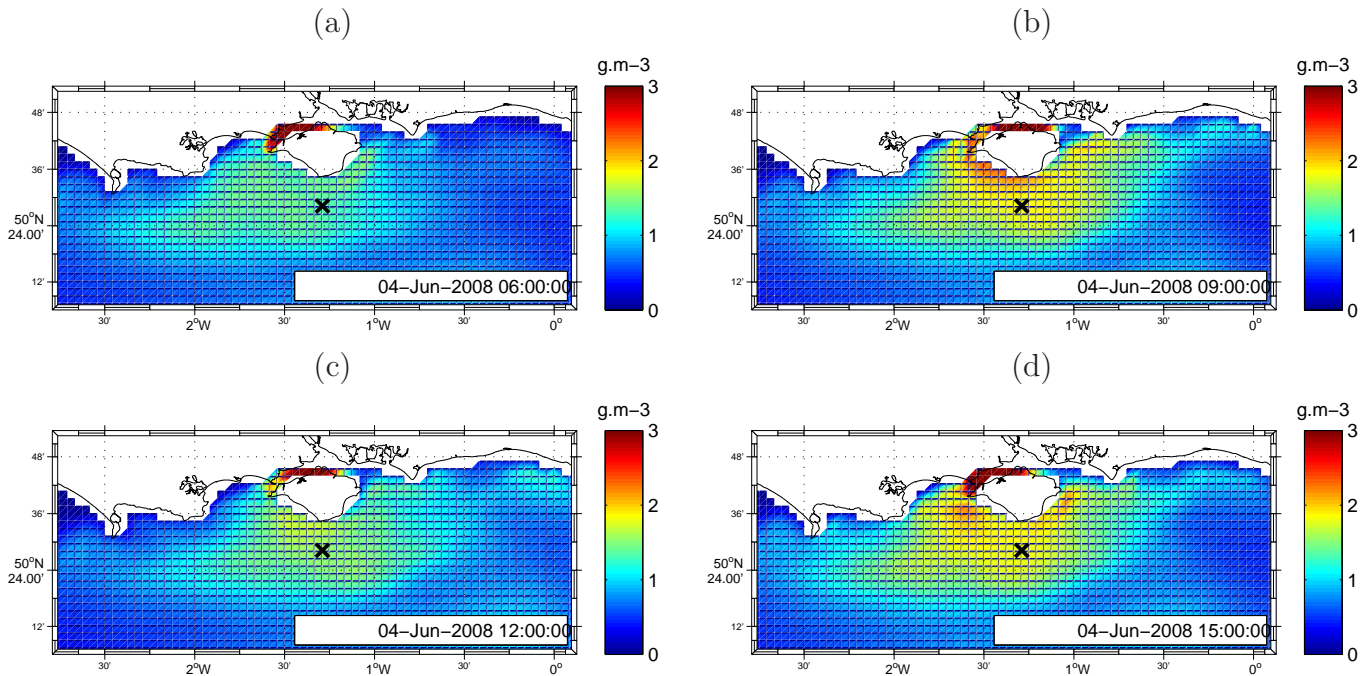


Figure 3.57 — Concentration de surface en silts le 6 juin 2008 à (a) 6h, (b) 9h, (c) 12h et (d) 15h. La croix indique le lieu où sont extraites les variables présentées à la figure 3.56.

l'ouest et diminue lorsque les courants sont dirigés vers l'est (Figure 3.58), restant toutefois toujours supérieure à  $7 \text{ mg.l}^{-1}$ . Or à l'est de ce point, au large de la pointe de Selsey, une source de silts est présente. Les vagues en provenance de l'ouest remettent en suspension les silts au niveau de la source et ces derniers sont ensuite advectés suivant la direction du courant. La figure 3.59, représentant l'évolution synoptique de la concentration de silts en surface le 16 janvier, permet de visualiser l'advection de ces silts. Lors du jusant, les courants sont orientés vers l'ouest et advectent les silts remis en suspension au niveau de la source jusqu'au point étudié. A l'inverse, lors du flot, les courants sont orientés vers l'est et les silts sont déplacés dans cette direction. Une asymétrie de l'aire de CSS élevée est clairement visible en présence de houle : la concentration est plus élevée à l'est de l'île de Wight qu'à l'ouest. Des silts sont constamment présents en suspension près de la surface autour de la source. Le gradient de concentration entre la surface et le fond est très faible au point étudié. La disponibilité locale en silts dans le lit sédimentaire augmente lorsque la contrainte exercée sur le fond diminue. C'est le cas notamment aux étales de basse mer, alors que la concentration dans la colonne d'eau est maximale, avec la déposition d'une partie des silts advectés. Il

faut toutefois noter que ces résultats sont obtenus en utilisant la configuration V5 qui tient compte d'un effet saisonnier sur la vitesse de chute et la contrainte d'érosion des silts. Les maintien en suspension des silts est ainsi facilité en janvier par rapport au mois de juin. La fraction de silts disponibles est plus faible en présence de forte houle qu'en période calme, avec des valeurs dix fois inférieures par rapport à la période de juin.

Ainsi, durant une période où la houle est forte, l'advection joue un rôle majeur dans la dynamique des silts au point étudié alors que celle des sables reste régie par l'érosion et le dépôt.

#### 3.4.4.3 Action combinée de la marée et de la houle

Sur la période du 22 au 25 mars 2008, la houle est moyenne et la marée est forte (vive-eau moyenne). La figure 3.60 permet donc d'analyser l'évolution des silts et des sables sous l'action combinée de la marée et de la houle.

Pour les sables, comme précédemment, la concentration et la fraction varient suivant les périodes de dépôt et d'érosion qui se succèdent.

La dynamique des silts sous l'action combinée de la houle et de la marée présente les caractéristiques des deux évolutions précédemment observées en janvier et en juin. La concentration de silts est plus forte que celle simulée en juin mais plus faible que celle de janvier. Du fait de la prise en compte de la biologie, la vitesse de chute et la contrainte critique d'érosion des silts diffèrent de celles des deux situations précédentes et ont des valeurs intermédiaires. La concentration de silts dans la colonne d'eau augmente lorsque la disponibilité diminue et inversement, montrant l'importance des processus d'érosion et de dépôt dans la dynamique. Cependant la concentration est plus forte dans la colonne d'eau durant le jusant que pendant le flot. Cela suggère que des silts remis en suspension à l'est du point sont advectés par le courant. L'observation de l'évolution synoptique de la concentration de silts de surface confirme cette hypothèse (Figure 3.61). Les concentrations en silts les plus faibles sont observées durant l'étalement de pleine mer, tout en restant supérieures à  $5 \text{ mg.l}^{-1}$ , lorsque le dépôt a lieu et que les courants sont dirigés vers l'est. L'aire de CSS élevée reste asymétrique.

Ainsi, les processus d'advection et de dépôt/érosion agissent simultanément sur l'évolution des silts dans la colonne d'eau lorsque les actions des vagues et de la marée sont combinées.

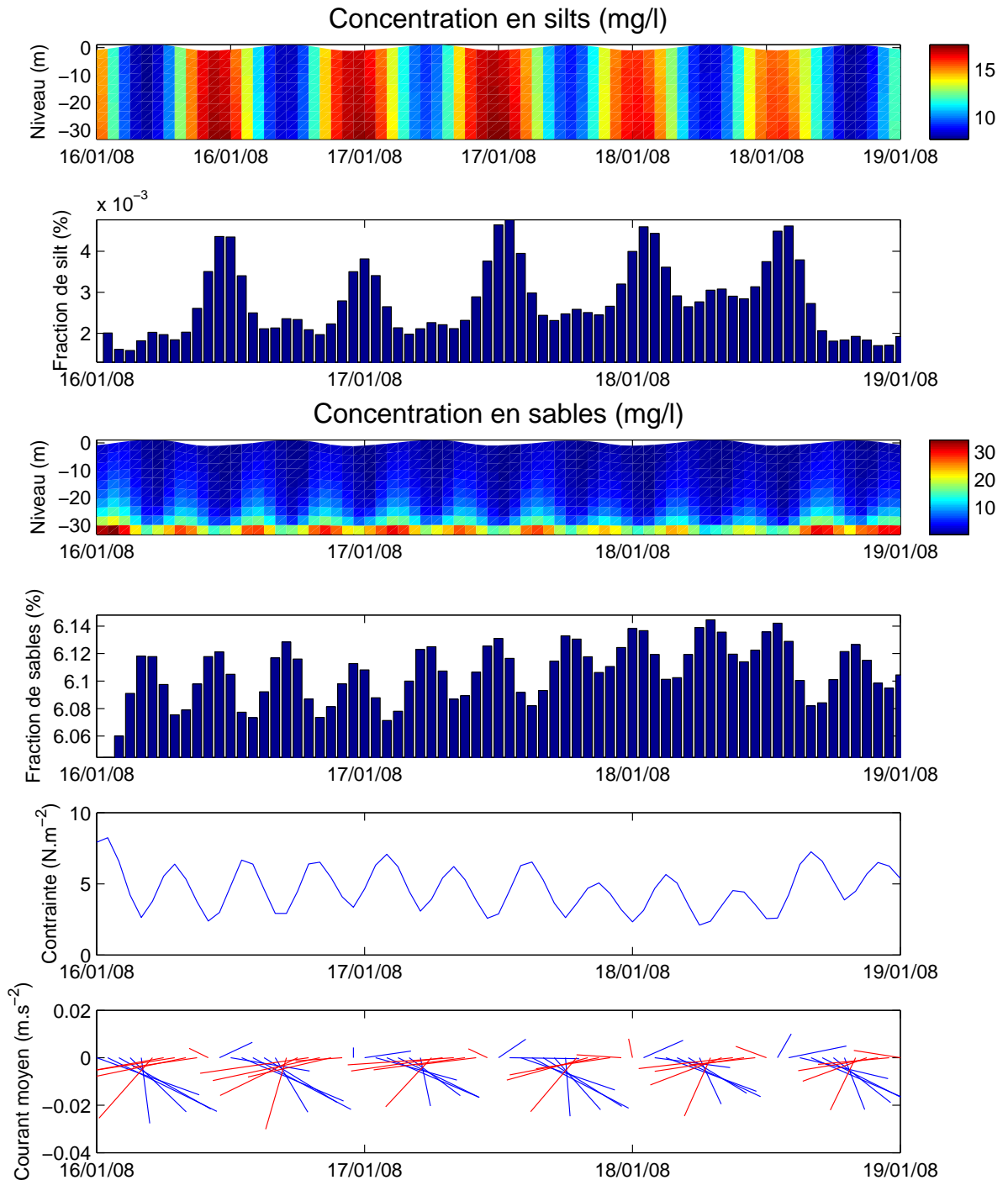


Figure 3.58 — Concentrations dans la colonne d'eau et disponibilités dans la couche de surface du lit sédimentaire en silts et en sables, contrainte totale exercée sur le fond, amplitude et direction du courant du 16 au 19 janvier 2008 au point de coordonnées  $-1.29^{\circ}\text{E } 50,47^{\circ}\text{N}$ . L'amplitude du courant est représentée en bleu lorsque celui-ci est dirigé vers l'est et en rouge vers l'ouest.



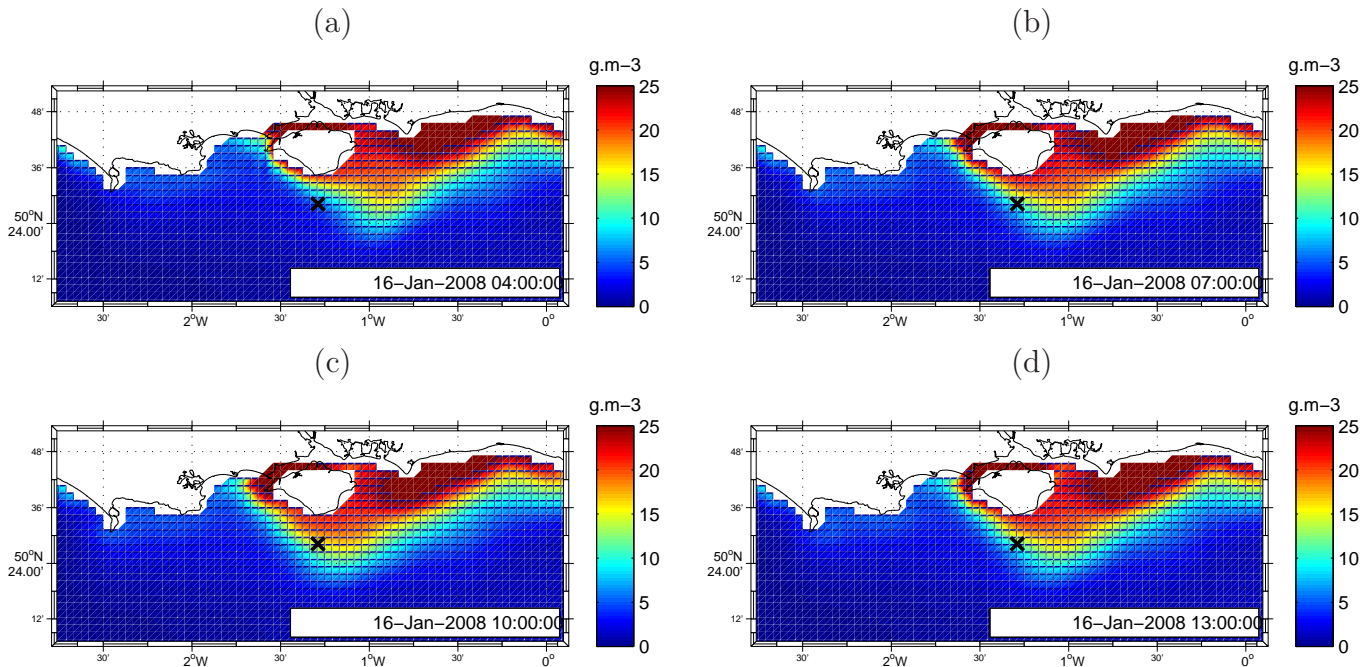


Figure 3.59 — Concentration de surface en silts le 16 janvier 2008 à (a) 4h, (b) 7h, (c) 10h et (d) 13h. La croix indique le lieu où sont extraites les variables présentées à la figure 3.58.

#### 3.4.4.4 Conclusions

Pour les différentes conditions hydrodynamique, la dynamique des sables au point étudié est régie par les processus d'érosion et de dépôt locaux.

Les importances respectives des processus d'érosion/dépôt locaux et d'advection de sédiments à partir d'une source située à proximité sur la concentration de silts au point étudié varie suivant les conditions de houles et de marée. En cas de marée dominante, les épisodes successifs d'érosion et de dépôt locaux liés au cycle semi-diurne de la marée expliquent l'évolution de la concentration de silts. Lors d'un épisode de houle, une quantité importante de silts est remise en suspension à l'est du point étudié et l'évolution de la concentration de silts au sud de l'île de Wight est clairement influencée par l'advection par les courants de marée de ces silts érodés à proximité. En cas de conditions intermédiaires de marée et de houle, les processus d'érosion/dépôt locaux et d'advection agissent sur la concentration de silts au sud de l'île de Wight sans que l'un domine l'autre clairement.

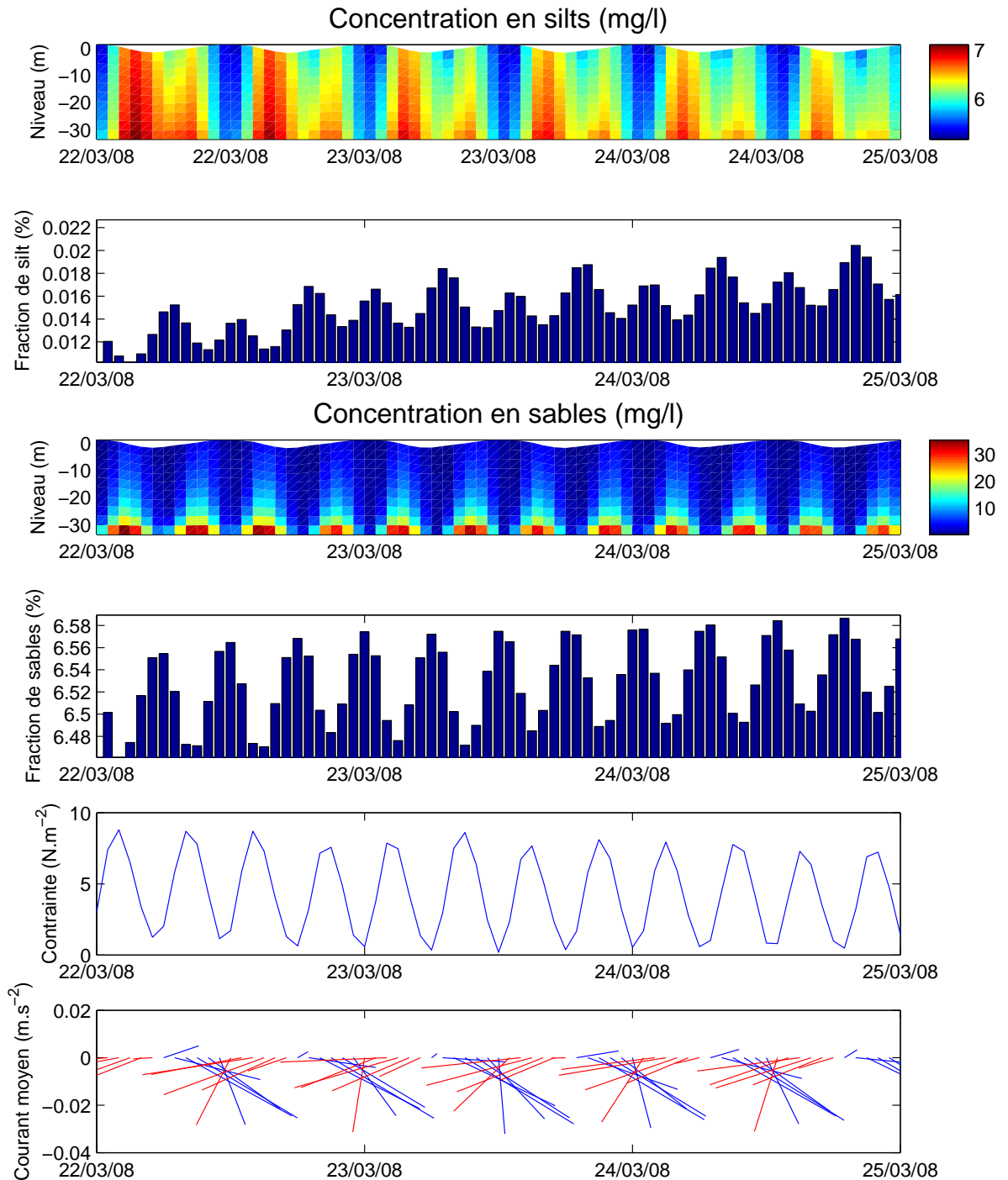


Figure 3.60 — Concentrations dans la colonne d'eau et disponibilités dans la couche de surface du lit sédimentaire en silts et en sables, contrainte totale exercée sur le fond, amplitude et direction du courant du 22 au 25 mars 2008 au point de coordonnées (-1.29°E 50,47°N). L'amplitude du courant est représentée en bleu lorsque celui-ci est dirigé vers l'est et en rouge vers l'ouest.

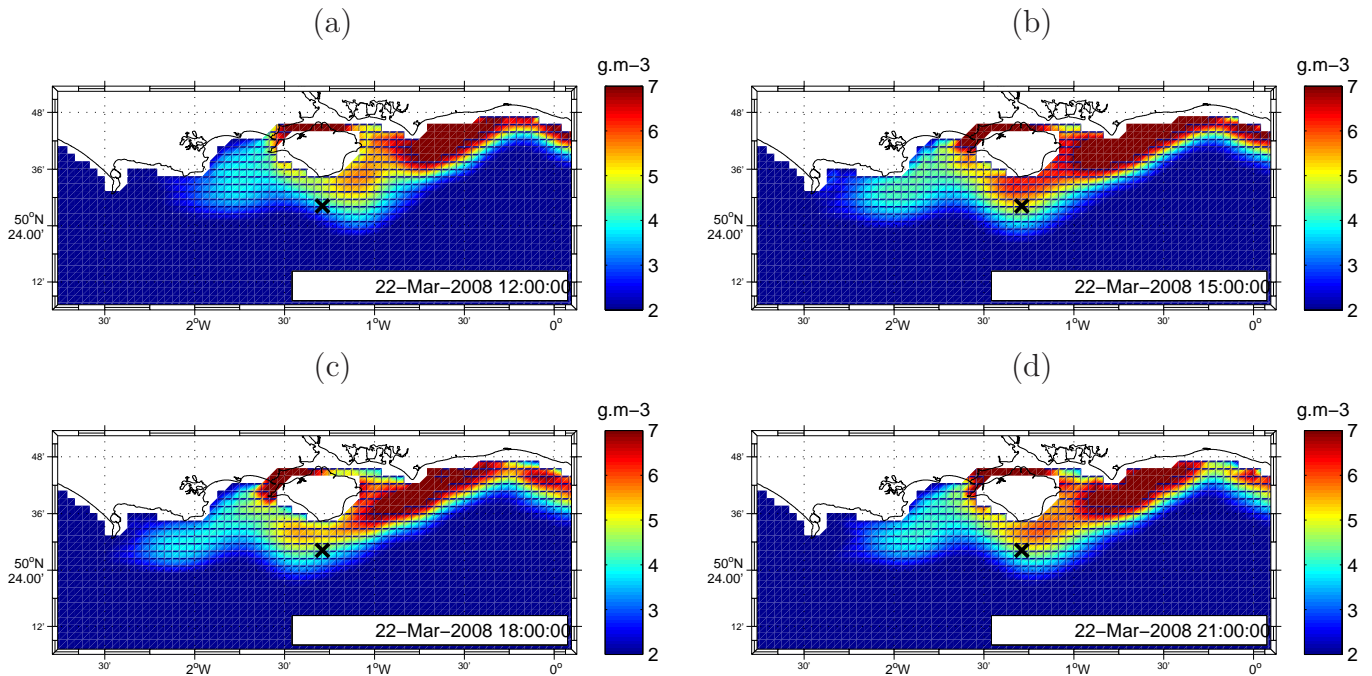


Figure 3.61 — Concentration de surface en silts le 22 mars 2008 à (a) 12h, (b) 15h, (c) 18h et (d) 21h. La croix indique le lieu où sont extraites les variables présentées à la figure 3.60.

### 3.5 Conclusions

Le modèle hydrosédimentaire permet d'étudier la MES en Manche en mettant en évidence les processus majeurs responsables de leur dynamique. Les principaux résultats obtenus sont les suivants :

#### Forçages et processus agissant sur la quantité de MES en surface et leurs zones d'influence

Les influences respectives de la houle et de la marée sont étudiées à partir de la cartographie des contraintes de cisaillement exercées sur le fond d'une part et des concentrations en MES observées dans des conditions hydrodynamiques typiques d'autre part. Les conclusions obtenues par ces deux approches sont similaires et en accord avec les résultats de l'analyse statistique (cf Figures 2.7, 2.12 et 2.13). La marée influence la CSS de surface principalement dans le golfe Normand-Breton, face au Pays de Caux et en Manche centrale, particulièrement autour de l'île de Wight et aux caps de la presqu'île du Cotentin. La présence de houle augmente globalement la CSS sur l'ensemble du domaine. Suivant la direction de la houle,

différentes zones sont plus ou moins impactées. Le littoral anglais situé à l'est de l'île de Wight est la zone qui subit le plus l'action de la houle.

La mise en place dans le modèle d'une formulation permettant de tenir compte d'influences saisonnières non liées aux forçages hydrodynamiques, attribuées dans notre étude à l'agrégation liée à l'activité biologique et à la biostabilisation, a permis de mieux représenter la variabilité annuelle de la MES, suggérant l'influence de la biologie sur la dynamique des MES minérales. Le modèle statistique III avait déjà mis en avant l'influence d'un paramètre saisonnier pouvant être lié à l'agrégation et à la stratification. Ce deuxième processus n'a pas été pris en compte directement dans notre modélisation hydro-sédimentaire, l'emprise E#1 étant située dans une zone où les eaux sont bien mélangées en Manche (Pingree et Griffiths, 1978).

### **Nature et origine des sédiments en suspension près de la surface**

La modélisation multiclasse permet de connaître la distribution granulométrique des sédiments en suspension en Manche. En surface, ce sont les silts de diamètre inférieur à 50  $\mu\text{m}$  qui dominent largement la composition des MES. Des sables très fins et fins (diamètre compris entre 50 et 200  $\mu\text{m}$ ) sont également observés dans des zones plus restreintes où les courants sont importants (cap de la Hague, pointe de Barfleur, alentours de l'île de Wight).

Les MES transitant de l'Atlantique vers la Mer du Nord prennent part de manière significative à la concentration de MES en Manche. En Manche occidentale et au large en Manche centrale, elles représentent plus de 70% des MES minérales présentes en surface. Le flux de MES entrant dans le domaine suit un cycle saisonnier et est plus important en hiver et en automne. En le faisant varier suivant l'année, le modèle reproduit mieux les concentrations observées, suggérant que ce flux est différent chaque année. Il est donc nécessaire dans le cadre d'une modélisation de la dynamique sédimentaire en Manche de tenir compte des flux entrant en imposant aux frontières ouvertes une concentration de MES variant saisonnièrement et inter-annuellement. L'utilisation des résultats du modèle statistique III développé dans la section 2 permet d'accomplir cette tâche correctement.

Autour de l'île de Wight, les processus d'advection et d'érosion/dépôt locaux interviennent dans la formation de l'aire de CSS élevée. Lorsque la marée domine

l'hydrodynamique, l'évolution de la concentration de silts au sud de l'île est principalement régie par des épisodes successifs d'érosion et de dépôt locaux liés à la contrainte de cisaillement exercée sur le fond. Quand la houle est forte, des silts sont remis en suspension à l'est de l'île et sont ensuite advectés par les courants au sud de l'île. L'advection joue ainsi un rôle important dans la dynamique des silts présents en ce lieu. Dans les situations intermédiaires, les deux processus se superposent sans que l'un domine l'autre.

### **Dynamique temporelle des sédiments en suspension près de la surface**

Trois cycles sont détectés dans la dynamique de la MES de surface : le cycle saisonnier, le cycle morte-eau/vive-eau et le cycle semi-diurne. Les variations semi-diurnes de la MES de surface sont corrélées aux variations du courant de marée. Ces courants sont responsables de la mise en suspension locale de sédiments et de leur advection suivant le flot et le jusant. Durant le cycle morte-eau/vive-eau, les concentrations augmentent pendant le revif et diminuent pendant le déchet. Cependant, les zones influencées lors du cycle morte-eau/vive-eau diffèrent suivant les conditions de houles les jours précédents. Enfin, le cycle saisonnier de la MES a pour origine les variations de la houle et du vent, mais la biologie semble aussi agir sur les sédiments en suspension en favorisant la formation de floccs, chutant plus rapidement, et en rendant le lit sédimentaire plus difficilement érodable.

Lors d'un épisode de houle d'ouest, des sédiments sont mis en suspension le long de littoral anglais situé à l'est de l'île de Wight. Alors que les sables se redéposent lorsque la houle diminue, les silts restent en suspension dans la colonne d'eau et décantent doucement.

# Chapitre 4

## Conclusions

Ce travail de thèse s'est consacré à l'étude de la dynamique des matières minérales en suspension dans les eaux superficielles du plateau continental de la Manche. Ces recherches contribuent à mieux comprendre et prédire la clarté des eaux, paramètre-clé de la production primaire. Dans ce cadre, deux types d'outils complémentaires ont été développés : les modèles statistiques et le modèle hydrosédimentaire.

**Les modèles statistiques**, basés sur l'analyse des images satellite MODIS et MERIS, estiment quotidiennement la concentration en MES de surface à partir de paramètres élémentaires tels que le coefficient de marée, la hauteur de la houle et la concentration en Chl-a pour le plus évolué d'entre eux (modèle III). Ce sont des descripteurs de la MES rapides, faciles à appliquer et efficaces sur le domaine d'étude de la Manche.

**Le modèle hydrosédimentaire déterministe** consiste quant à lui à résoudre les équations de la physique, auxquelles s'ajoutent diverses paramétrisations empiriques et semi-empiriques. Il calcule la concentration en MES avec une résolution augmentée temporellement par rapport à celle des images satellite quotidiennes et spatialement sur l'ensemble de la colonne d'eau. Les concentrations en MES estimées par le modèle statistique III sont imposées aux frontières ouvertes du modèle hydrosédimentaire. Les influences de différents processus agissant sur la MES, que sont la marée, la houle, la saisonnalité et la contribution à la concentration totale des sédiments provenant de l'Atlantique et transitant vers la Mer du Nord, sont étudiés successivement.

La mise en oeuvre de ces deux types d'outils a permis de mieux connaître la

dynamique des sédiments en Manche et de répondre aux trois grandes questions posées en introduction, à savoir :

**(i) Quels sont les forçages et processus qui agissent sur la quantité de MES en surface ?**

Les deux analyses quantifient de manière cohérente les contrôles respectifs sur la concentration en MES de trois facteurs principaux que sont la marée, la houle et la saisonnalité autre que celle des tempêtes.

**La marée** joue un rôle important le long du littoral breton, dans le golfe Normand-Breton et en Manche centrale. Il se reflète selon les cycles semi-diurne et morte-eau/vive-eau. Les courants de flot et de jusant engendrés par la marée sont responsables d'importantes remises en suspension modulées par le cycle morte-eau/vive-eau, tandis que les périodes d'étale sont propices à la sédimentation. De manière générale, ce flot et ce jusant sont responsables de l'advection des sédiments fins en suspension dans la colonne d'eau vers le nord-est et le sud-ouest, respectivement.

**La houle** augmente la contrainte de cisaillement sur le fond durant les épisodes énergétiques de tempête responsable de l'érosion du lit sédimentaire. Le modèle statistique a mis en avant l'action de la houle en Manche occidentale, incluant le golfe Normand-Breton, et le long du littoral anglais situé à l'est de l'île de Wight. Des conclusions similaires sont obtenues avec le modèle hydrosédimentaire lorsque la houle vient de l'ouest, direction dominante en Manche. Cependant, le modèle hydrosédimentaire précise l'impact de la houle lorsque sa direction est différente. La houle agit également sur les zones littorales peu profondes de la Manche orientale. De manière générale, la mise en suspension des sédiments est fortement contrôlée par le degré d'exposition, tant en intensité qu'en direction.

**Des influences saisonnières**, non liées à la houle et au vent, semblent agir aussi sur la dynamique des MES minérales. Elles sont ici attribuées à des effets indirects de la biologie, autres que la stratification, l'évolution saisonnière de la température et de la salinité qui peuvent également avoir un impact. Le modèle statistique montre l'influence d'un indicateur saisonnier, la Chl-a, représentant les processus d'agrégation et de stratification. Ce paramètre

agit principalement en Manche ouest, davantage près des côtes. L'agrégation des particules facilite la chute des MES et la stratification influence la MES de surface en réduisant les transferts turbulents dans la colonne d'eau, empêchant les sédiments en suspension d'atteindre la surface. La modélisation numérique semble confirmer, sur la base d'une formulation simplifiée inspirée de Gourgue (2011), le rôle joué par la biologie à travers la floculation et la bio-stabilisation. Cependant ces éléments saisonniers et l'implication de la biologie requièrent indéniablement des études plus poussées afin de définir plus précisément les processus qui agissent.

**(ii) Quelles sont l'origine et la nature des sédiments en suspension près de la surface ?**

Les sédiments, dont la présence est prédite en surface, ont majoritairement (>70%) un diamètre inférieur à 50  $\mu\text{m}$ . En zone littorale, il s'agit de sédiments issus du fond, érodés localement et éventuellement advectés. C'est particulièrement le cas autour de l'île de Wight où plusieurs processus entrent en jeu pour conduire à des MES de surface élevées. En Manche occidentale et au large en Manche centrale et orientale, les sédiments fins de surface proviennent des eaux situées à l'ouest du domaine, advectées vers l'est dans un transit vers la Mer du Nord. Cette advection explique la présence de ces sédiments en suspension en surface au-dessus de fond de cailloutis.

**(iii) Quelle est la dynamique temporelle de la MES de surface ?**

L'influence des cycles morte-eau/vive-eau de la marée et saisonniers sur la MES de surface a clairement été mise en avant par l'analyse statistique des images satellite (corrélogrammes et modèles statistiques) et par la modélisation hydro-sédimentaire 3D. Celle du cycle semi-diurne est simulée par le modèle numérique qui fournit la MES à une résolution temporelle plus fine.

L'imagerie satellite montre quelques jours après des événements de fortes houles que la concentration en MES reste élevée en surface. Les résultats de l'analyse statistique sont optimaux lorsque la hauteur significative de la houle est moyennée sur 50 jours, suggérant une influence de la houle sur la MES de surface en Manche durant cette durée. Les résultats obtenus en moyennant un nombre de jours inférieurs sont légèrement moins bons.



La modélisation hydrosédimentaire prédit des concentrations plus fortes pour des conditions hydrodynamiques de marée identiques lorsque des épisodes successifs de houle ont précédé le jour examiné. Les sédiments remis en suspension par la houle sont ensuite advectés par la marée.

Pendant un épisode de houle, les sables et les silts remis en suspension atteignent la surface. A l'issue de cet événement, dès lors que seuls les courants de marée agissent, les sables se redéposent alors que les silts restent plus longtemps en suspension dans la colonne d'eau. Lors du cycle de marée morte-eau/vive-eau qui suit, la CSS dans les zones où la houle a remis des sédiments en suspension est modulée par la marée.

Durant l'année 2008, et plus particulièrement au cours l'hiver, les concentrations en MES observées sont supérieures aux moyennes mensuelles des années 2003 à 2010. Elles atteignent leur maximum au mois de mars 2008. Le modèle statistique ne reproduit pas l'intensité des pics de MES liés aux tempêtes détectés par le satellite. Ceci peut s'expliquer par la non prise en compte de l'advection ou du remaniement du fond dans ce type de modèle. A proximité de Bréhat (points P2 et M1 des Figures 2.11 et 3.37), où la concentration reste dans l'intervalle de validation de l'algorithme satellite, les prédictions du modèle hydrosédimentaire qui incorpore ces deux processus se rapprochent davantage durant les mois d'hiver de la concentration observée par le satellite.

## Perspectives

Le modèle statistique a par essence vocation à être simple. Le nombre de variables représentatives de processus doit rester limité. Son amélioration réside plus dans le choix des variables que dans leur multiplication. Les autres perspectives des modèles statistiques concernent leurs exploitations :

- (i) Dans d'autres zones géographiques, comme le Golfe de Gascogne (Gohin, en cours) ;
- (ii) Pour modéliser d'autres variables que la MES accessibles par satellite, afin par exemple de localiser les zones de forte turbulence à partir du coefficient de rétro-diffusion (thèse de Joshua Griffiths, en cours, Université de Bangor et Ifremer, sur un cofinancement des Marines française et britannique) ou de

distinguer les coccolithophores des MES non-algales (thèse de Laurie Perrot, en cours, sur une bourse CNES/Ifremer) ;

- (iii) Pour prescrire les MES le long des frontières ouvertes du domaine de calcul des modèles hydrosédimentaires (autres configurations et autres codes), notamment avec les résultats du modèle statistique III. Rappelons que cette technique est moins contraignante en termes de données et temps de calcul requis qu'une extension du domaine de calcul ;
- (iv) Pour combler les lacunes des données dues aux nuages dans la procédure d'interpolation par krigeage des images MODIS et MERIS et ainsi suppléer les climatologies satellite mensuelles de MES utilisées jusqu'ici. L'estimation de la MES en présence de nuages est ainsi plus réaliste et en accord avec les conditions hydrodynamiques ambiantes. A titre de comparaison, Sirjacobs et al. (2008) ont proposé de tenir compte des courants pour combler les trous dans les images satellite. Les concentrations en MES issues du modèle numérique pourraient également être utilisés dans le même but, mais cela demande un investissement définitivement plus important.

En ce qui concerne le modèle hydrosédimentaire, une première perspective d'exploitation consiste à analyser statistiquement ses résultats en termes de profils verticaux de MES pour obtenir un outil de prédiction simplifié de la structuration en MES de la colonne d'eau (uniforme, stratifiée) à partir des images satellite et de paramètres explicatifs simples.

Les autres perspectives du modèle hydrosédimentaire 3D concernent son amélioration par :

- (i) La prise en compte du profil vertical variable de concentration de MES imposé le long des frontières ouvertes ;
- (ii) La résolution des équations d'advection-dispersion de la température et de la salinité pour simuler les phénomènes de stratification thermo-haline, et la prise en compte avancée des apports d'eau douce et de sédiments par les rivières ;
- (iii) La sophistication de la paramétrisation des phénomènes d'agrégation/désagrégation, en fonction de la turbulence et de la salinité, et ainsi explorer plus précisément leur variabilité notamment au cours des cycles semi-diurne de marée et de vive-eau/morte-eau.

Enfin citons la perspective d'intégration des résultats acquis tant par les modèles statistiques que le modèle déterministe dans les modèles écologiques pour améliorer l'estimation de la pénétration dans la colonne d'eau de la lumière, indispensable à la production primaire. La quantité de lumière disponible est généralement paramétrisée à l'aide du coefficient  $K_{par}$  d'atténuation lumineuse entre 400 et 700 nm dans la colonne d'eau (exprimé en  $m^{-1}$ ), qui relie le rayonnement photosynthétiquement actif (PAR pour "Photosynthetically Active Radiation") à la profondeur  $z$  (exprimée en m) à celui en surface  $PAR_0$  par la relation  $PAR(z) = PAR_0 e^{-K_{par} z}$ . Le  $K_{par}$  peut être exprimé en fonction de la concentration en matière en suspension non-algale (NaP) et de la concentration en Chlorophyll-a (Chl) selon des formulations empiriques comme celle de Gohin et al. (2005) modifié  $K_{par} = 0.06 + 0,05NaP + 0,05Chl^{0,75}$ . Actuellement, des climatologies mensuelles de MES non-algales et de Chl-a sont couramment employées. L'utilisation des estimations quotidiennes des MES minérales de surface, issues des modèles statistiques et hydrosédimentaire, permettrait de déterminer le  $K_{par}$  avec une meilleure résolution temporelle. L'adoption d'un  $K_{par}$  variable sur la verticale estimé sur la base des profils de concentration prédits par le modèle hydrosédimentaire 3D est une dernière perspective envisageable.

# Bibliographie

- Agoumi, A., 1982. Modélisation du régime thermique de la Manche. Ph.D. thesis, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- Aldridge, J., Kershaw, P., Brown, J., McCubbin, D., Leonard, K., Young, E., 2003. Transport of plutonium ( $^{239/240}\text{Pu}$ ) and caesium ( $^{137}\text{Cs}$ ) in the Irish Sea : comparison between observations and results from sediment and contaminant transport modelling. *Continental Shelf Research* 23 (9), 869–899.
- Amoudry, L., 2008. A review on coastal sediment transport modelling.
- Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A. V., Filipot, J., Magne, R., Roland, A., van der Westhuysen, A., Queffelec, P., Lefevre, J., Aouf, L., Collard, F., 2010. Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I : Definition, Calibration, and Validation. *Journal of Physical Oceanography* 40 (9), 1917–1941.
- Ariathurai, R., Arulanandan, K., 1978. Erosion Rates of Cohesive Soils 104 (HY2), p 279–283.
- Aznay, O., Santer, R., 2009. MERIS atmospheric correction over coastal waters : validation of the MERIS aerosol models using AERONET. *International Journal of Remote Sensing* 30 (18), 4663–4684.
- Barenblatt, G., 1953. Motion of suspended particles in a turbulent flow. *Prikl. Mat. Mekh.* 17 (3), 261–274.
- Beach, R. A., Sternberg, R. W., 1988. Suspended sediment transport in the surf zone : response to cross-shore infragravity motion. *Marine Geology* 80 (1), 61–79.
- Bénard, P., 2004. Aladin/AROME dynamical core, status and possible extension to IFS. In : ECMWF Seminar Proceeding, Sept. pp. 515–535.

- Bergamasco, A., De Nat, L., Flindt, M., Amos, C., 2003. Interactions and feedbacks among phytoplankton, hydrodynamics, nutrient cycling and sediment transport in estuarine ecosystems. *Continental shelf research* 23 (17), 1715–1741.
- Bever, A. J., Harris, C. K., Sherwood, C. R., Signell, R. P., 2009. Deposition and flux of sediment from the Po River, Italy : An idealized and wintertime numerical modeling study. *Marine Geology* 260 (1–4), 69 – 80.
- Binding, C., Bowers, D., Mitchelson-Jacob, E., 2005. Estimating suspended sediment concentrations from ocean colour measurements in moderately turbid waters; the impact of variable particle scattering properties. *Remote sensing of Environment* 94 (3), 373–383.
- Blaas, M., Dong, C., Marchesiello, P., McWilliams, J., Stolzenbach, K., 2007. Sediment-transport modeling on Southern Californian shelves : A ROMS case study. *Continental shelf research* 27 (6), 832–853.
- Black, K., Tolhurst, T., Paterson, D., Hagerthey, S., 2002. Working with natural cohesive sediments. *Journal of Hydraulic Engineering* 128 (1), 2–8.
- Blanpain, O., 2009. Dynamique sédimentaire multiclasse : de l'étude des processus à la modélisation en Manche. Ph.D. thesis, Université de Rouen.
- Blanpain, O., Du Bois, P. B., Cugier, P., Lafite, R., Lunven, M., Dupont, J., Le Gall, E., Legrand, J., Pichavant, P., et al., 2009. Dynamic sediment profile imaging (DySPI) : a new field method for the study of dynamic processes at the sediment-water interface. *Limnology and Oceanography : Methods* 7, 3–20.
- Blumberg, A., Mellor, G., 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. *Three-dimensional coastal ocean models* 4, 1–16.
- Bodineau, L., Thoumelin, G., Wartel, M., 1999. Fluxes and seasonal changes in composition of organic matter in the English Channel. *Continental Shelf Research* 19 (15–16), 2101 – 2119.
- Boussinesq, J., 1877. *Essai sur la théorie des eaux courantes*. Imprimerie nationale.
- Boussinesq, J., 1903. *Théorie analytique de la chaleur : mise en harmonie avec la thermodynamique et avec la théorie mécanique de la lumière*. Vol. 2. Gauthier-Villars.

- Bow, S., 1984. Pattern recognition : applications to large data-set problems. M. Dekker.
- Bowers, D., 2003. A simple turbulent energy-based model of fine suspended sediments in the Irish Sea. *Continental Shelf Research* 23 (16), 1495 – 1505.
- Bowers, D., Binding, C., 2006. The optical properties of mineral suspended particles : A review and synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67 (1–2), 219 – 230.
- Bowers, D., Binding, C., Ellis, K., 2007. Satellite remote sensing of the geographical distribution of suspended particle size in an energetic shelf sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 73 (3–4), 457 – 466.
- Bowers, D., Boudjelas, S., Harker, G., 1998. The distribution of fine suspended sediments in the surface waters of the Irish Sea and its relation to tidal stirring. *International Journal of Remote Sensing* 19 (14), 2789–2805.
- Bowers, D., Ellis, K., Jones, S., 2005. Isolated turbidity maxima in shelf seas. *Continental Shelf Research* 25 (9), 1071 – 1080.
- Brylinski, J., Dupont, J., Bentley, D., 1984. Conditions hydrobiologiques au large du Cap Gris-Nez (France)-premiers résultats. *Oceanologica acta* 7 (3), 315–322.
- Cabioch, L., Gentil, F., Glaçon, R., Retière, C., et al., 1977. Le macrobenthos des fonds meubles de la Manche : distribution générale et écologie. In : *European Marine Biology Symposia*. Vol. 11.
- Carpentier, A., Coppin, F., Curet, L., Jean-Claude Dauvin Juliette, D., Dewarumez, J.-M., Dupuis, L., Foveau, A., Garcia, C., Gardel, L., Harrop, S., Just, R., Koubbi, P., Lauria, V., Martin, C., Meaden, G., Morin, J., Ota, Y., Rostiaux, E., Smith, B., Spilmont, N., Vaz, S., Villanueva, C.-M., Verin, Y., Walton, J., Warembourg, C., 2009. Atlas des Habitats des Ressources Marines de la Manche Orientale - CHARM II.  
URL <http://archimer.ifremer.fr/doc/00000/7377/>
- Chapalain, G., Thais, L., 2000. Tide, turbulence and suspended sediment modelling in the eastern English Channel. *Coastal Engineering* 41 (1–3), 295 – 316.

- Chapalain, G., Thais, L., Smaoui, H., 1999. Modeling of a tidal bottom boundary layer with suspended sediment. *Hydrobiologia* 414, 1–12.
- Chapman, D. C., 1985. Numerical Treatment of Cross-Shelf Open Boundaries in a Barotropic Coastal Ocean Model. *J. Phys. Oceanogr.* 15 (8), 1060–1075.
- Chen, X., Lu, J., Cui, T., Jiang, W., Tian, L., Chen, L., Zhao, W., 2010. Coupling remote sensing retrieval with numerical simulation for SPM study—Taking Bohai Sea in China as a case. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 12, Supplement 2 (0), S203 – S211.
- Christoffersen, J. B., Jonsson, I. G., 1985. Bed friction and dissipation in a combined current and wave motion. *Ocean Engineering* 12 (5), 387–423.
- Claquin, P., Probert, I., Lefebvre, S., Veron, B., 2008. Effects of temperature on photosynthetic parameters and TEP production in eight species of marine microalgae. *Aquatic Microbial Ecology* 51 (1), 1–11.
- Colebrook, C., White, C., 1937. Experiments with fluid friction in roughened pipes. *Proceedings of the royal society of london. series a, mathematical and Physical sciences* 161 (906), 367–381.
- Colella, P., Woodward, P., 1984. The piecewise parabolic method (PPM) for gas-dynamical simulations. *Journal of computational physics* 54 (1), 174–201.
- Cugier, P., 2000. Dynamique sédimentaire multiclasse : de l'étude des processus à la modélisation en Manche.
- Dam, H. G., Drapeau, D. T., 1995. Coagulation efficiency, organic-matter glues and the dynamics of particles during a phytoplankton bloom in a mesocosm study. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 42 (1), 111–123.
- Davies-Colley, R., Smith, D., 2001. TURBIDITY SUSPENSION SEDIMENT, AND WATER CLARITY : A REVIEW1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 37 (5), 1085–1101.
- Deardorff, J. W., 1970. A numerical study of three-dimensional turbulent channel flow at large Reynolds numbers. *J. Fluid Mech* 41 (2), 453–480.

- Defew, E., Tolhurst, T., Paterson, D., Hagerthey, S., 2003. Can the stability of intertidal sediments be predicted from proxy parameters ? An in situ investigation. Estuarine and Coastal Sciences Association, 61–70.
- Di Lorenzo, E., 2003. Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System. Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography 50 (14), 2371–2388.
- Dinniman, M. S., Klinck, J. M., Smith Jr, W. O., 2003. Cross-shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry. Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography 50 (22), 3103–3120.
- Dobrynin, M., 2009. Investigating the dynamics of suspended particulate matter in the North Sea using a hydrodynamic transport model and satellite data assimilation. Tech. rep., Universität Hamburg.
- Dobrynin, M., Gayer, G., Pleskachevsky, A., Gunther, H., 2011. Effect of waves and currents on the dynamics and seasonal variations of suspended particulate matter in the North Sea. Journal of Marine Systems 82, 1–20.
- Drake, D. E., Cacchione, D. A., 1989. Estimates of the suspended sediment reference concentration (Ca) and resuspension coefficient ( $\gamma_0$ ) from near-bottom observations on the California shelf. Continental Shelf Research 9 (1), 51 – 64.
- Durand, N., Fiandrino, A., Fraunie, P., Ouillon, S., Forget, P., Naudin, J. J., 2002. Suspended matter dispersion in the Ebro ROFI : an integrated approach. Continental Shelf Research 22 (2), 267–284.
- Dyer, K., 1989. Sediment processes in estuaries : future research requirements. Journal of Geophysical Research 94 (C10), 14327–14.
- Dyer, K., Manning, A., 1999. Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimensions. Journal of Sea Research 41 (1), 87–95.
- Egbert, G., Erofeeva, S., 2002. Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 19, 183–204.
- Eisma, D., Kalf, J., 1979. Distribution and particle size of suspended matter in the Southern Bight of the North sea and the Eastern channel. Netherlands Journal of Sea Research 13 (2), 298 – 324.



- Eisma, D., Kalf, J., 1987. Distribution, organic content and particle size of suspended matter in the north sea. *Netherlands Journal of Sea Research* 21 (4), 265 – 285.
- El Serafy, G. Y., Eleveld, M. A., Blaas, M., van Kessel, T., Aguilar, S. G., Van der Woerd, H. J., 2011. Improving the description of the suspended particulate matter concentrations in the southern North Sea through assimilating remotely sensed data. *Ocean Science Journal* 46 (3), 179–204.
- Eleveld, M. A., Pasterkamp, R., van der Woerd, H. J., Pietrzak, J. D., 2008. Remotely sensed seasonality in the spatial distribution of sea-surface suspended particulate matter in the southern North Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 80 (1), 103 – 113.
- Ellis, K., Binding, C., Bowers, D., Jones, S., Simpson, J., 2008. A model of turbidity maximum maintenance in the Irish Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76, 765–774.
- Fairall, C., Bradley, E., Rogers, D., Edson, J., Youngs, G., 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *Journal of Geophysical Research* 101 (C2), 3747–3764.
- Fettweis, M., den Eynde, D. V., 2003. The mud deposits and the high turbidity in the Belgian–Dutch coastal zone, southern bight of the North Sea. *Continental Shelf Research* 23 (7), 669 – 691.
- Fettweis, M., Monbaliu, J., Baeye, M., Nechad, B., den Eynde, D. V., 2012. Weather and climate induced spatial variability of surface suspended particulate matter concentration in the North Sea and the English Channel. *Methods in Oceanography* (0), –.
- Fettweis, M., Nechad, B., den Eynde, D. V., 2007. An estimate of the suspended particulate matter (SPM) transport in the southern North Sea using SeaWiFS images, in situ measurements and numerical model results. *Continental Shelf Research* 27 (10-11), 1568–1583.
- Flather, R. A., 1976. A tidal model of the northwest European continental shelf. *Mem. Soc. R. Sci. Liege* 10 (6), 141–164.

- Ganju, N. K., Schoellhamer, D. H., 2009. Calibration of an estuarine sediment transport model to sediment fluxes as an intermediate step for simulation of geomorphic evolution. *Continental Shelf Research* 29 (1), 148 – 158.
- Garreau, P., 1997. Caractéristiques hydrodynamiques de la Manche. *Oceanis* 23 (1), 65–88.
- Gayer, G., Dick, S., Pleskachevsky, A., Rosenthal, W., 2006. Numerical modeling of suspended matter transport in the North Sea. *Ocean Dynamics* 56, 62–77.
- Gerritsen, H., Vos, R. J., van der Kaaij, T., Lane, A., Boon, J. G., 2000. Suspended sediment modelling in a shelf sea (North Sea). *Coastal engineering* 41 (1), 317–352.
- Gohin, F., 2011. Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters. *Ocean Science* 7, 705–732.
- Gohin, F., Druon, J. N., Lampert, L., 2002. A five channel chlorophyll concentration algorithm applied to SeaWiFS data processed by SeaDAS in coastal waters. *International Journal of Remote Sensing* 23 (8), 1639–1661.
- Gohin, F., Loyer, S., Lunven, M., Labry, C., Froidefond, J. M., Delmas, D., Huret, M., Herbland, A., 2005. Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters : Illustration over the eastern continental shelf of the Bay of Biscay. *Remote Sensing Of Environment* 95 (1), 29–46.
- Gohin, F., Saulquin, B., Bryere, P., 2010. Atlas de la Température, de la concentration en Chlorophylle et de la Turbidité de surface du plateau continental français et de ses abords de l’Ouest européen. Ifremer.  
URL <http://archimer.ifremer.fr/doc/00057/16840/>
- Gourgue, O., 2011. Finite element modeling of sediment dynamics in the Scheldt. Ph.D. thesis, Université catholique de Louvain.
- Grochowski, N., Collins, M., 1994. Wave activity on the sea-bed of the English Channel. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 74 (03), 739–742.

- Grochowski, N., Lafite, R., Shimwell, S., Nash, L., Dupont, J., Huault, M., Lamboy, J., Collins, M., 1993. Sub-Task S1 : suspended material fluxes through the Strait of Dover, Hydrodynamics and biogeochemical fluxes in the Eastern Channel : fluxes into the North Sea. FLUXMANCHE Final report, MAST OO53, 85–88.
- Guillou, N., 2007. Rôles de l'hétérogénéité des sédiments de fond et des interactions houle-courant sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire en zone subtidale - applications en Manche orientale et à la pointe de la Bretagne. <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00376679/en>.  
URL <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00376679/en>
- Guillou, N., Chapalain, G., 2010. Numerical simulation of tide-induced transport of heterogeneous sediments in the English Channel. *Continental Shelf Research* 30, 806–819.
- Guillou, N., Chapalain, G., 2011. Modelling impact of northerly wind-generated waves on sediments resuspensions in the Dover Strait and adjacent waters. *Continental Shelf Research* 31 (18), 1894–1903.
- Guillou, N., Chapalain, G., Leprêtre, A., 2010. Interpolation spatiale des distributions granulométriques des sédiments de fond - description théorique et applications en Manche orientale et en Mer d'Iroise. CETMEF.
- Guillou, N., Chapalain, G., Thais, L., 2009. Three-dimensional modeling of tide-induced suspended transport of seabed multicomponent sediments in the eastern English Channel. *J. Geophys. Res.* 114 (C7), C07025.
- Haidvogel, D., Arango, H., Budgell, W., Cornuelle, B., Curchitser, E., Lorenzo, E. D., Kennel, K., Geyer, W., Hermann, A., Lanerolle, L., Levin, J., McWilliams, J., Miller, A., Moore, A., Powell, T., Schepetkin, A., Sherwood, C., Signell, R., Warner, J., Wilkin, J., 2008. Ocean forecasting in terrain-following coordinates : Formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. *Journal of Computational Physics* 227, 3595–3624.
- Hammer, O., Harper, D. A. T., Ryan, P. D., 2001. PAST : Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Paleontologia Electronica* 4, 9 pp.

- Harris, C., Wiberg, P., 1997. Approaches to quantifying long-term continental shelf sediment transport with an example from the Northern California STRESS mid-shelf site. *Continental Shelf Research* 17, 1389–1418.
- Holt, J. T., James, I. D., 1999. A simulation of the southern North Sea in comparison with measurements from the North Sea Project Part 2 Suspended Particulate Matter. *Continental Shelf Research* 19 (12), 1617 – 1642.
- Hwang, K.-N., 1989. Erodibility of fine sediment in wave-dominated environments. Master's thesis, University of Florida Gainesville, FL.
- Ismaili, M., Serve, L., Gadel, F., Lafite, R., Texier, H., 1999. Biogeochemical markers of organic matter along the Wight-Cherbourg transect (central English Channel). *Oceanologica Acta* 22 (4), 397 – 412.
- Krivtsov, V., Howarth, M., Jones, S., 2009. Characterising observed patterns of suspended particulate matter and relationships with oceanographic and meteorological variables : Studies in Liverpool Bay. *Environmental Modelling and Software* 24 (6), 677 – 685.
- Krone, R. B., 1962. Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes.
- Lafite, 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 the Straits of Dover, English Channel : observations and modelling. *Oceanologica Acta* 23 (6), 687 – 700.
- Lafite, R., Shimwell, S., Nash, L., Dupont, J., Huault, M., Grochowski, N., Lamboy, M., Collins, M., 1992. Sub-Task S1 : Suspended material fluxes through the Strait of Dover. FLUXMANCHE Second Annual Progress Report, MAST OO53, 85–88.
- Larsonneur, C., Bouysse, P., Auffret, J., 1982. The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology* 29, 851–864.
- Lavelle, J., Mofjeld, H., Baker, E., 1984. An in situ erosion rate for a fine-grained marine sediment. *Journal of Geophysical Research : Oceans* (1978–2012) 89 (C4), 6543–6552.

- Le Hir, P., Cann, P., Waeles, B., Jestin, H., Bassoullet, P., 2008. Erodibility of natural sediments : experiments on sand/mud mixtures from laboratory and field erosion tests. *Proceedings in Marine Science* 9, 137–153.
- Le Hir, P., Monbet, Y., Orvain, F., 2007. Sediment erodability in sediment transport modelling : Can we account for biota effects? *Continental Shelf Research* 27 (8), 1116–1142.
- Leprêtre, A., Chapalain, G., Carpentier, P., 2006. A spatial interpolation method of granulometric properties of superficial sediments. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 177 (2), 89 –95.
- Li, M. Z., Amos, C. L., 2001. SEDTRANS96 : the upgraded and better calibrated sediment-transport model for continental shelves. *Computers and Geosciences* 27 (6), 619 – 645, *numerical Models of Marine Sediment Transport and Deposition*.
- Liu, X., Osher, S., Chan, T., 1994. Weighted essentially non-oscillatory schemes. *Journal of Computational Physics* 115 (1), 200–212.
- Lubac, B., Loisel, H., 2007. Variability and classification of remote sensing reflectance spectra in the eastern English Channel and southern North Sea. *Remote Sensing of Environment* 110 (1), 45 – 58.
- Lumley, J., 1978. Two-phase and non-Newtonian flows. In : *Turbulence*. Springer, pp. 289–324.
- Luyten, P. J., Jones, J. E., Proctor, R., Tabor, A., Tett, P., Wild-Allen, K., 1999. COHERENS—A coupled hydrodynamical-ecological model for regional and shelf seas - North Sea Case Study. MUMM Report, Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea 914.
- Madsen, K. N., Nilsson, P., Sundbäck, K., 1993. The influence of benthic microalgae on the stability of a subtidal sediment. *Journal of experimental marine biology and ecology* 170 (2), 159–177.
- Maerz, J., Wirtz, K., 2009. Resolving physically and biologically driven suspended particulate matter dynamics in a tidal basin with a distribution-based model. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 84 (1), 128–138.

- Manning, A., Langston, W., Jonas, P., 2010. A review of sediment dynamics in the Severn Estuary : Influence of flocculation. *Marine Pollution Bulletin* 61 (1–3), 37 – 51, the Severn Estuary and Bristol Channel : A 25 year critical review.
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., Shchepetkin, A., 2003. Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *Journal of Physical Oceanography* 33 (4), 753–783.
- Mehta, A., 1988. Cohesive sediments in estuarine environment. In : Invited Contribution to AGU Chapman Conference, Bahia Blanca, Argentina.
- Mehta, A. J., Hayter, E. J., Parker, W. R., Krone, R. B., Teeter, A. M., 1989. Cohesive sediment transport. I : Process description. *Journal of Hydraulic Engineering* 115 (8), 1076–1093.
- Mei, C. C., Fan, S.-j., Jin, K.-r., 1997. Resuspension and transport of fine sediments by waves. *Journal of Geophysical Research : Oceans* (1978–2012) 102 (C7), 15807–15821.
- Menesguen, A., Gohin, F., 2006. Observation and modelling of natural retention structures in the English Channel. *Journal Of Marine Systems* 63 (3-4), 244–256.
- Mesinger, F., Arakawa, A., 1976. Numerical methods used in atmospheric models, volume 1. In : Global Atmospheric Research Program World Meteorological Organization, Geneva (Switzerland). Vol. 1.
- Mietta, F., Chassagne, C., Manning, A. J., Winterwerp, J. C., 2009. Influence of shear rate, organic matter content, pH and salinity on mud flocculation. *Ocean Dynamics* 59 (5), 751–763.
- Migniot, C., 1968. Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. *La houille blanche* (7), 591–620.
- Météo-France, 1991. Données et statistiques n°11, zones inter services mer, tome 1, Manche et Atlantique. Tech. rep., Paris.
- Napoléon, C., 2012. Evolution spatio-temporelle de la production primaire et des communautés phytoplanctoniques en Manche. Ph.D. thesis, Université de Caen.

- Napoléon, C., Raimbault, V., Fiant, L., Riou, P., Lefebvre, S., Lampert, L., Clauquin, P., 2012. Spatiotemporal dynamics of physicochemical and photosynthetic parameters in the central English Channel. *Journal of Sea Research* 69 (0), 43 – 52.
- Nechad, B., Ruddick, K., Park, Y., 2010. Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sensing of Environment* 114 (4), 854 – 866.
- Nielsen, P., 1992. Coastal bottom boundary layers and sediment transport. Vol. 4. World scientific.
- Niemistö, J. P., Holmroos, H., Nurminen, L., Horppila, J., 2009. Resuspension-mediated temporal variation in phosphorus concentrations and internal loading. *Journal of environmental quality* 38 (2), 560–566.
- Nikuradse, J., 1933. *Strömungsgestze in rauhen Rohren*.
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Mitchell, B. G., Siegel, D. A., Carder, K. L., Garver, S. A., Kahru, M., McClain, C., 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research : Oceans* (1978–2012) 103 (C11), 24937–24953.
- Ouillon, S., Douillet, P., Andréfouët, S., 2004. Coupling satellite data with in situ measurements and numerical modeling to study fine suspended-sediment transport : a study for the lagoon of New Caledonia. *Coral Reefs* 23, 109–122.
- Parchure, T. M., Mehta, A. J., 1985. Erosion of soft cohesive sediment deposits. *Journal of Hydraulic Engineering* 111 (10), 1308–1326.
- Paterson, D., 1997. Biological mediation of sediment erodibility : ecology and physical dynamics. *Cohesive sediments*, 215–229.
- Paterson, D., Crawford, R., Little, C., 1990. Subaerial exposure and changes in the stability of intertidal estuarine sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 30 (6), 541 – 556.
- Pejrup, M., 1986. Parameters Affecting Fine-Grained Suspended Sediment Concentrations in a Shallow Micro-Tidal Estuary, Ho-Bugt, Denmark. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 22 (2), 241–254.

- Peliz, Á., Dubert, J., Haidvogel, D. B., Le Cann, B., 2003. Generation and unstable evolution of a density-driven eastern poleward current : The Iberian Poleward Current. *Journal of Geophysical Research* 108 (C8), 3268.
- Pietrzak, J. D., de Boer, G. J., Eleveld, M. A., 2011. Mechanisms controlling the intra-annual mesoscale variability of SST and SPM in the southern North Sea. *Continental Shelf Research* 31 (6), 594 – 610.
- Pingree, R., Griffiths, D., 1978. Tidal fronts on shelf seas around british-isles. *Journal Of Geophysical Research-Oceans And Atmospheres* 83 (NC9), 4615–4622.
- Pleskachevsky, A., Gayer, G., Horstmann, J., Rosenthal, W., 2005. Synergy of satellite remote sensing and numerical modeling for monitoring of suspended particulate matter. *Ocean Dynamics* 55, 2–9.
- Puls, W., Doerffer, R., Sündermann, J., 1994. Numerical simulation and satellite observations of suspended matter in the North Sea. *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 19 (1), 3–9.
- Riethmüller, R., Heineke, M., Kühl, H., Keuker-Rüdiger, R., 2000. Chlorophyll a concentration as an index of sediment surface stabilisation by microphytobenthos? *Continental Shelf Research* 20 (10), 1351–1372.
- Rivier, A., Gohin, F., Bryère, P., Petus, C., Guillou, N., Chapalain, G., 2012. Observed vs. predicted variability in non-algal suspended particulate matter concentration in the English Channel in relation to tides and waves. *Geo-Marine Letters* 32 (2), 139–151.
- Roberts, J., Jepsen, R., Gotthard, D., Lick, W., 1998. Effects of particle size and bulk density on erosion of quartz particles. *Journal of Hydraulic Engineering* 124 (12), 1261–1267.
- Rouse, H., 1936. Discharge characteristics of the free overfall. *Civil Engineering* 6 (4), 257–260.
- Salomon, J., Breton, M., 1992. Sub-Task N2 : 2D Modelling, Hydrodynamics and biogeochemical fluxes in the Eastern Channel : fluxes into the North Sea. FLUX-MANCHE Second Annual Progress Report, MAST OO53, 85–88.



- Salomon, J. C., 1991. Hydrodynamic action on benthic macrofauna in tidal coastal zones. In : ICES Mar Sci Symp. Vol. 192. pp. 15–23.
- Salomon, J. C., Breton, M., 1993. An atlas of long-term currents in the Channel. *Oceanologica Acta* 16 (5-6), 439–448, channel Symposium on Fluxes and Processes within a Macrotidal Sea, Brest, France, Sep 02-04, 1992.
- Salomon, J.-C., Breton, M., Guegueniat, P., 1993. Computed residual flow through the Dover Strait. *Oceanologica acta* 16 (5-6), 449–455.
- Sanford, L. P., Halka, J. P., 1993. Assessing the paradigm of mutually exclusive erosion and deposition of mud, with examples from upper Chesapeake Bay. *Marine Geology* 114 (1), 37–57.
- Saulquin, B., Gohin, F., Garrello, R., 2011. Regional Objective Analysis for Merging High-Resolution MERIS, MODIS/Aqua, and SeaWiFS Chlorophyll-a Data From 1998 to 2008 on the European Atlantic Shelf. *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing* 49 (1, Part 1), 143–154.
- Shchepetkin, A., McWilliams, J., 1998. Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Monthly Weather Review* 126 (6), 1541–1580.
- Shchepetkin, A. F., McWilliams, J. C., 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS) : a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling* 9 (4), 347 – 404.
- Shi, W., Wang, M., Jiang, L., 2011. Spring-neap tidal effects on satellite ocean color observations in the Bohai Sea, Yellow Sea, and East China Sea. *Journal of Geophysical Research (Oceans)* 116, 12032.
- Shields, A., 1936. Anwendung der Ähnlichkeits-Mechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Preussische Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau* 26, 524–526.
- SHOM, 2000. Courants de marée et hauteurs d'eau. La Manche de Dunkerque à Brest. Tech. Rep. Rapport 564-UJA, Brest.
- Sipelgas, L., Raudsepp, U., Kouts, T., 2006. Operational monitoring of suspended matter distribution using MODIS images and numerical modelling. In :

- Shea, M. A., Gupta, R. K., Menenti, M., Lopez, R. A. (Eds.), Remote Sensing of Oceanographic Processes and Land Surfaces; Space Science Education and Outreach. Vol. 38 of Advances in Space Research-Series. pp. 2182–2188, 35th COSPAR Scientific Assembly, Paris, France, Jul 18-25, 2004.
- Sirjacobs, D., Alvera, A., Barth, A., Lacroix, G., Park, Y., Nechad, B., Ruddick, K., Beckers, J.-M., 2008. Reconstruction of missing satellite total suspended matter data over the Southern North Sea and English Channel using empirical orthogonal function decomposition of satellite imagery and hydrodynamical modelling.
- Smagorinsky, J., 1963. General circulation experiments with the primitive equations. Monthly weather review 91 (3), 99–164.
- Smith, J., McLean, S., 1977. Boundary layer adjustments to bottom topography and suspended sediment. Bottom Turbulenc., New York : Elsevier, 123–151.
- Smolarkiewicz, P., 1984. A fully multidimensional positive definite advection transport algorithm with small implicit diffusion. Journal of Computational Physics 54 (2), 325–362.
- Smolarkiewicz, P., Clark, T., 1986. The multidimensional positive definite advection transport algorithm : further development and applications. Journal of Computational Physics 67 (2), 396–438.
- Smolarkiewicz, P., Grabowski, W., 1990. The multidimensional positive definite advection transport algorithm : Nonoscillatory option. Journal of Computational Physics 86 (2), 355–375.
- Soo, S. L., 1967. Fluid dynamics of multiphase systems. WALTHAM, MASS, BLAISDELL PUBLISHING CO, 1967. 524 P, 206 FIG, 8 TAB, 886 REF.
- Soulsby, R., 1997. Dynamics of Marine Sands : A Manual for Practical Applications. Thomas Telford.
- Soulsby, R., Davies, A., 1995. Bed shear-stresses due to combined waves and currents. Advances in Coastal Morphodynamics, 4–20.
- Soulsby, R., Hamm, L., Klopman, G., Myrhaug, D., Simons, R., Thomas, G., 1993. Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. Coastal engineering 21 (1), 41–69.

- Soulsby, R., Wainwright, B., 1987. A criterion for the effect of suspended sediment on near-bottom velocity profiles. *Journal of Hydraulic research* 25 (3), 341–356.
- Soulsby, R., Whitehouse, R., 1997. Threshold of sediment motion in coastal environments. In : *Proceedings of the Pacific coasts and ports 1997 conference*. pp. 149–154.
- Souza, A., Holt, J., Proctor, R., 2007. Modelling SPM on the NW European shelf seas. In : *Balson, P., Collins, M. (Eds.), Coastal and Shelf Sediment Transport*. Geological Society of London, pp. 147–158.
- Stal, L. J., 2003. Microphytobenthos, their extracellular polymeric substances, and the morphogenesis of intertidal sediments. *Geomicrobiology Journal* 20 (5), 463–478.
- Sykes, P. A., Barciela, R. M., 2012. Assessment and development of a sediment model within an operational system. *Journal of Geophysical Research* 117, 17 PP.
- Thorn, M., 1981. Physical processes of siltation in tidal channels. *Proceedings of Hydraulic Modelling applied to Maritime Engineering Problems*, 47–55.
- Tolman, H., 2008. A mosaic approach to wind wave modeling. *Ocean Modelling* 25 (1-2), 35–47.
- Umlauf, L., Burchard, H., 2003. A Generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *Journal of Marine Research* 61, 235–265.
- van der Wal, D., van Kessel, T., Eleveld, M., Vanlede, J., 2010. Spatial heterogeneity in estuarine mud dynamics. *Ocean Dynamics* 60, 519–533.
- Van Leussen, W., 1988. Aggregation of particles, settling velocity of mud flocs a review. In : *Physical processes in estuaries*. Springer, pp. 347–403.
- Vanhoutte-Brunier, A., Fernand, L., Menesguen, A., Lyons, S., Gohin, F., Cugier, P., 2008. Modelling the *Karenia mikimotoi* bloom that occurred in the western English Channel during summer 2003. *Ecological Modelling* 210 (4), 351–376.
- Vaslet, D., Larsonneur, C., Auffret, J., 1979. Map of the surficial sediments of the English Channel, scale 1 :500,000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.

- Velegrakis, A., Bishop, C., Lafite, R., Oikonomou, E., Lecouturier, M., Collins, M., 1996. Sub-Task S3 : Investigation of meso-and macro-scale sediment transport, Hydrodynamics Biogeochemical Processes and Fluxes in the Channel. FLUX-MANCHE II Final report, MAST II, MAS2CT940089, 128–143.
- Velegrakis, A. F., Gao, S., Lafite, R., Dupont, J. P., Huault, M. F., Nash, L. A., Collins, M. B., 1997. Resuspension and advection processes affecting suspended particulate matter concentrations in the central English Channel. *Journal Of Sea Research* 38 (1-2), 17–34.
- Velegrakis, A. F., Michel, D., Collins, M. B., Lafite, R., Oikonomou, E. K., Dupont, J. P., Huault, M. F., Lecouturier, M., Salomon, J. C., Bishop, C., 1999. Sources, sinks and resuspension of suspended particulate matter in the eastern English Channel. *Continental Shelf Research* 19 (15-16), 1933–1957.
- Verney, R., Lafite, R., Brun-Cottan, J.-C., 2009. Flocculation potential of estuarine particles : The importance of environmental factors and of the spatial and seasonal variability of suspended particulate matter. *Estuaries and coasts* 32 (4), 678–693.
- Villaret, C., 2003. Modélisation du transport sédimentaire en granulométrie étendue : étude bibliographique.
- Vos, R. J., ten Brummelhuis, P. G., Gerritsen, H., 2000. Integrated data-modelling approach for suspended sediment transport on a regional scale. *Coastal Engineering* 41 (1), 177–200.
- Warner, J., Sherwood, C., Signell, R., Harris, C., Arango, H., 2008a. Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. *Computers and Geosciences* 34, 1284–1306.
- Warner, J. C., Butman, B., Dalyander, P. S., 2008b. Storm-driven sediment transport in Massachusetts Bay. *Continental Shelf Research* 28 (2), 257 – 282.
- Warner, J. C., Sherwood, C. R., Arango, H. G., Signell, R. P., 2005. Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method. *Ocean Modelling* 8, 81–113.

- Weeks, A., Simpson, J., Bowers, D., 1993. The relationship between concentrations of suspended particulate material and tidal processes in the Irish Sea. *Continental Shelf Research* 13 (12), 1325–1334.
- Wilkin, J. L., Arango, H. G., Haidvogel, D. B., Lichtenwalner, C., Glenn, S. M., Hedström, K. S., 2005. A regional ocean modeling system for the Long-term Ecosystem Observatory. *Journal of Geophysical Research : Oceans* (1978–2012) 110 (C6).
- Winterwerp, J. C., 1998. A simple model for turbulence induced flocculation of cohesive sediment. *Journal of Hydraulic Research* 36 (3), 309–326.
- Winterwerp, J. C., Van Kesteren, W. G., 2004. Introduction to the physics of cohesive sediment in the marine environment. Vol. 56. Elsevier Science Limited.
- Wu, W., Wang, S. S., 2006. Formulas for sediment porosity and settling velocity. *Journal of Hydraulic Engineering* 132 (8), 858–862.
- Xu, J., Noble, M., Eittem, S. L., 2002. Suspended sediment transport on the continental shelf near Davenport, California. *Marine Geology* 181 (1–3), 171 – 193, seafloor geology and natural environment of the Monterey Bay National Marine Sanctuary.
- Yallop, M. L., de Winter, B., Paterson, D. M., Stal, L. J., 1994. Comparative structure, primary production and biogenic stabilization of cohesive and non-cohesive marine sediments inhabited by microphytobenthos. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 39 (6), 565–582.

# Table des figures

1.1	Bathymétrie (m) de la Manche et ses abords. . . . .	4
1.2	Vitesse maximale du courant de marée moyenné sur la verticale (exprimé en noeuds) en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) simulé par le SHOM (d'après SHOM, 2000). 1 noeud=0,51 m.s <sup>-1</sup> . Extrait de l'atlas de courant de marée 56_ 4UJA du SHOM. Autorisation n°420/2013. Reproduction des prédictions de marées du SHOM non vérifiée par le SHOM et réalisée sous la seule responsabilité de l'éditeur. . . . .	4
1.3	Trajectoires et intensités des courants (m.s <sup>-1</sup> ) résiduels lagrangiens pour une marée de vive-eau, sans vent (Salomon et Breton, 1993). Les flèches indiquent le sens de ces courants. . . . .	5
1.4	Répartition spatiale des sédiments superficiels en Manche (Guillou et Chapalain, 2010, d'après Larsonneur et al., 1982 dans Salomon, 1991 ; avec la permission d'Elsevier). . . . .	5
1.5	Champ de concentration en MES (en mg.l <sup>-1</sup> ) des eaux de surface interpolé à partir des mesures effectuées début septembre 1994 aux stations FLUXMANCHE II (localisées par o)(d'après Velegrakis et al., 1999, avec la permission d'Elsevier). . . . .	7
1.6	(a) Evolution spatio-temporelle de la concentration en MES (mg.l <sup>-1</sup> ) des eaux de surface interpolée à partir des mesures effectuées aux stations FLUXMANCHE II le long du transect entre l'île de Wight et la presqu'île du Cotentin localisées en (b) (d'après Velegrakis et al., 1999, avec la permission d'Elsevier). Les isolignes représentent la concentration en MES (mg.l <sup>-1</sup> ) sur la figure (a) et la bathymétrie (m) sur la figure (b). . . . .	8

1.7	(a) Evolution spatio-temporelle de la concentration en MES ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) des eaux de surface interpolée à partir des mesures effectuées à diverses stations sur la ligne de ferry Portsmouth-Ouistreham localisées en (b) (d'après Napoléon et al., 2012, avec la permission d'Elsevier).	11
1.8	Fréquence des données claires de MODIS entre 2003 et 2009. . . . .	12
1.9	Exemple d'images de MES non-algales satellite obtenues avec l'algorithme développé par Gohin (2011) sur les données MODIS le 18/07/2007 (situation estivale calme) et le 11/12/2007 (après une tempête exceptionnelle). . . . .	12
2.1	Cycles annuels de la MES non-algales aux 6 stations de la Manche où elle est mesurée (Gohin, 2011) : comparaisons entre les données <i>in situ</i> et satellite MODIS. L'échelle de temps est exprimée en quinzaine	23
2.2	Calibration aveugle ("blind validation") de l'algorithme d'estimation des MES décrit dans Gohin (2011) sur un jeu de données des capteurs MERIS et MODIS conjoint aux partenaires de MarCoast2 sur la Mer du Nord. La validation a été faite par Brockmann Consult dans le cadre du programme MARCOAST2 . . . . .	24
2.3	Superposition sur l'image satellite de MES non-algales du 19/02/2010 des mesures <i>in situ</i> effectuées à bord d'un ferry le 18/02/2010 (Napoléon et al., 2012) . . . . .	25
2.4	Cartes des moyennes mensuelles de la concentration en MES non-algales en Manche sur la période 2003–2010 : (a) hiver(janvier), (b) printemps(avril), (c) été (juillet) et (d) automne (octobre). L'évolution de la concentration en MES sera étudiée aux points 1 et 2 dans la section 2.4.2. . . . .	27
2.5	Cartes des moyennes mensuelles de la concentration en Chl-a en Manche sur la période 2003–2010 : (a) janvier, (b) mars, (c) mai, (d) juillet, (e) septembre et (f) novembre. L'évolution de la concentration en MES sera étudiée aux points 1 et 2 dans la section 2.4.2. . . . .	28
2.6	Coefficient de marée (haut) et hauteur significative des vagues $H_s$ (b) au point de coordonnées ( $-1.725^\circ\text{E}, 49.97^\circ\text{N}$ ) . . . . .	29

2.7	(a) Classification des corrélogrammes en fonction de leurs formes (les lignes noires représentent tous les corrélogrammes d'une classe donnée, les lignes colorées les corrélogrammes moyens) et (b) cartographie résultante des quatre classes d'influence au cycle morte-eau/vive-eau de la MES de surface : forte (rouge), moyenne (jaune), faible (vert), pas d'influence(bleu). . . . .	33
2.8	Séries temporelles de la MES non-algal dérivée du satellite (ligne bleue), de la MES estimée par le modèle I (ligne rouge), de la MES non-algal moyenne (ligne verte) et du coefficient de marée (ligne pointillée) aux points (a) 1 et (b) 2. (c) Cartographie des valeurs de $r^2$ obtenues avec le modèle I en Manche. . . . .	35
2.9	Evolution de la MES estimée par le modèle statistique I le long d'un cycle de marée morte-eau/vive-eau en mars 2007. . . . .	36
2.10	Séries temporelles de la MES non-algal dérivée du satellite (ligne bleue), de la MES estimée par le modèle II (ligne rouge) et Hs50 (ligne verte) aux points (a) 1 et (b) 2. (c) Cartographie des valeurs de $r^2$ obtenues avec le modèle II en Manche. . . . .	37
2.11	Séries temporelles de la MES non-algal dérivée du satellite (ligne bleue), de la MES estimée par le modèle III (ligne rouge) et Hs50 (ligne verte) aux points (a) 1 et (b) 2. (c) Cartographie des valeurs de $r^2$ obtenues avec le modèle III en Manche. . . . .	39
2.12	Cartographie du paramètre $\alpha$ du modèle statistique III (coefficient puissance appliqué à la marée). . . . .	40
2.13	Cartographie du paramètre $\beta$ du modèle statistique III (coefficient puissance appliqué à la houle). . . . .	41
2.14	Cartographie du paramètre $\theta$ du modèle statistique III (coefficient puissance appliqué au facteur saisonnier). . . . .	41
2.15	Séries temporelles de la MES non-algal dérivée du satellite (ligne bleue), de la MES estimée par le modèle III modifié (ligne rouge) et Hs50 (ligne verte) aux points (a) 1 et (b) 2. (c) Cartographie des valeurs de $r^2$ obtenues avec le modèle III modifié en Manche. . . . .	44
2.16	Comparaison de la MES non-algal estimée par le modèle III (a, d, g), et observée sur les images satellite interpolées par krigeage (b, e, h) et brutes (c, f, i) le 21 mars, 30 juillet et 11 décembre 2007 respectivement. . . . .	46



3.1	Position des variables sur une grille de type Arakawa-C (d'après Warner et al., 2005, avec la permission d'Elsevier). La position de la cellule le long de la longitude et de la latitude est indiquée par les indices $i$ et $j$ . . . . .	68
3.2	Résolution verticale obtenue à partir d'un maillage $\sigma$ uniforme sur $N_z$ niveaux. . . . .	69
3.3	Description du lit sédimentaire composé de $N_c$ couches en présence de $N$ classes de sédiments. . . . .	74
3.4	Distribution verticale des couches du lit sédimentaire (d'après Warner et al., 2008a, avec la permission d'Elsevier). Évolution durant une période d'érosion (1, 2 et 3) et de dépôt (4, 5 et 6). Le nombre de couches reste constant. . . . .	76
3.5	Étapes lors des processus d'érosion et de dépôt. . . . .	77
3.6	Profils de Rouse pour une vitesse de chute $w_s = 0,36 \text{ mm.s}^{-1}$ et des vitesses de frottement $u^*$ variant de 1 à 6 $\text{cm.s}^{-1}$ ( $u_1^* = 1 \text{ cm.s}^{-1}$ ; $u_2^* = 2 \text{ cm.s}^{-1}$ ; $u_3^* = 4 \text{ cm.s}^{-1}$ ; $u_4^* = 6 \text{ cm.s}^{-1}$ ). . . . .	79
3.7	Évolution temporelle de la teneur en matière organique particulaire algale $\text{MOPa}/\text{MES}_{tot}$ (%), moyennée sur le domaine d'étude, issue des climatologies satellite MODIS entre 2003 et 2010. . . . .	81
3.8	Evolution de $w_{s, fins}$ et $\tau_{ce, fins}$ . . . . .	82
3.9	Bathymétrie et emprises du modèle en Manche et Mer du Nord. . . . .	85
3.10	Disponibilités granulométriques des 6 premières classes en Manche sur l'emprise du modèle. . . . .	88
3.11	Répartition spatiale en Manche du diamètre médian $\phi_{50}$ exprimé en échelle de Wentworth (1922) $\phi_{50} = -\log(d_{50})/\log(2)$ où $d_{50}$ est exprimée en mm. . . . .	89
3.12	(a) Coefficient de marée, (b) hauteurs significatives des vagues et (c) intensité du vent en Manche ouest ( $-2.93^\circ\text{E } 49.60^\circ\text{N}$ ). La couleur des courbes indique la direction moyenne des vagues ou du vent. . . . .	90
3.13	Concentrations en sédiments de surface $C_{imp}$ moyennées le long des frontières nord (haut) et ouest (bas) et issues des climatologies satellite MODIS (CL2, courbe rouge), du modèle statistique III (CL3, courbe bleue) et du modèle statistique III moyenné mensuellement (CL4, courbe verte). . . . .	92

3.14 Comparaisons des niveaux d'eau simulée par le modèle ROMS et mesurés aux marégraphes de (a) Saint-Hélier, (b) Cherbourg, (c) Le Havre et (d) New Haven [origine des données : BODC (British Oceanographic Data Centre) et SONEL (Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales)]. . . . .	96
3.15 Marnage en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) simulée par le modèle ROMS. . . . .	97
3.16 Vitesse maximale du courant de marée moyennée sur la verticale en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) simulée par le modèle ROMS. . . . .	97
3.17 (a) Marnage et (b) vitesse maximale du courant de marée moyennée sur la verticale en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) simulée par le SHOM (d'après SHOM, 2000). 1 noeud=0,51 m.s <sup>-1</sup> . Extraits de l'atlas de courant de marée 564_ UJA du SHOM. Autorisation n°420/2013. Reproduction des prédictions de marées du SHOM non vérifiée par le SHOM et réalisée sous la seule responsabilité de l'éditeur. . . . .	98
3.18 Pourcentage de données provenant des satellites MODIS et MERIS disponibles sur l'emprise E#1 du modèle en 2008. . . . .	99
3.19 Comparaisons des concentrations en MES observées par satellite (gauche) et modélisées par la configuration de base V1 (droite) le 11 février, le 21 mars et le 6 mai 2008. . . . .	102
3.20 Comparaisons des concentrations en MES observées par satellite (gauche) et modélisées par la configuration de base V1 (droite) le 23 juillet, le 11 octobre et le 11 novembre 2008. . . . .	103
3.21 Position des points M1, M2, M3 et M4. . . . .	104
3.22 Comparaison de la MES modélisée par V1 (bleu) et observée sur les images satellite interpolées par krigeage (rouge) en 2008 en 4 points. . . . .	106
3.23 Comparaison de la concentration de MES de surface observée par satellite (a,b,c) et estimée par le modèle dans les configurations V1 (d,e,f), V2 (g,h,i) et V3 (j,k,l) les 11 février, 21 mars et 6 mai 2008. . . . .	109
3.24 Comparaison de la concentration de MES de surface observée par satellite (a,b,c) et estimée par le modèle dans les configurations V1 (d,e,f), V2 (g,h,i) et V3 (j,k,l) les 23 juillet, 11 octobre et 11 novembre 2008. . . . .	110

3.25	Evolution de l'écart moyen $E^{Vi}$ pour les configurations V1, V2, V3 et V4 en 2008. . . . .	113
3.26	Moyenne saisonnière de $\Delta(V12)$ en 2008 (Sans imposition de concentration en conditions limites contre conditions limites issues des climatologies 2003-2010). Les valeurs positives indiquent une amélioration des estimations de la configuration V2 par rapport à V1. . .	116
3.27	Moyenne saisonnière de $\Delta(V13)$ en 2008 (Sans imposition de concentration en conditions limites contre conditions limites issues du modèle statistique). Les valeurs positives indiquent une amélioration des estimations de la configuration V3 par rapport à V1. . . . .	116
3.28	Moyenne saisonnière de $\Delta(V23)$ en 2008 (conditions limites issues des climatologies 2003-2010 contre conditions limites issues du modèle statistique). Les valeurs positives indiquent une amélioration des estimations de la configuration V3 par rapport à V2. . . . .	118
3.29	Moyenne saisonnière de $\Delta(V34)$ en 2008 (conditions limites issues du modèle statistique contre conditions limites issues du modèle statistique moyennés mensuellement). Les valeurs positives indiquent une amélioration des estimations de la configuration V4 par rapport à V3. . . . .	118
3.30	Climatologies mensuelles des MES observées par le satellite MODIS entre 2003 et 2010 (gauche), modélisées par le modèle V3 (centre) et V5 (droite) en 2008 de janvier à avril. . . . .	121
3.31	Climatologies mensuelles des MES observées par le satellite MODIS entre 2003 et 2010 (gauche), modélisées par le modèle V3 (centre) et V5 (droite) en 2008 de mai à août. . . . .	122
3.32	Climatologies mensuelles des MES observées par le satellite MODIS entre 2003 et 2010 (gauche), modélisées par le modèle V3 (centre) et V5 (droite) en 2008 de septembre à décembre. . . . .	123
3.33	Moyenne spatiale de la MES observée par satellite (vert) et modélisée par V3 (bleu) et V5 (rouge) sur l'emprise du modèle les jours où plus de 50% de données sont disponibles. . . . .	126
3.34	Evolution de l'écart moyen $E^{Vi}$ pour les configurations V3(bleu) et V5 (rouge) en 2008. . . . .	126

3.35	Comparaison des concentrations en MES observées par satellite (gauche) et modélisées (droite) le 11 février, le 21 mars et le 6 mai 2008. . . . .	128
3.36	Comparaison des concentrations en MES observées par satellite (gauche) et modélisées (droite) le 23 juillet, le 11 octobre et le 11 novembre 2008. . . . .	129
3.37	Comparaison de la MES modélisée par V5 (bleu) et observée sur les images satellite kriggées (rouge) en 2008 en 4 points. . . . .	131
3.38	Comparaison des MES modélisées par V5 (bleu) et mesurées (rouge) en 2008 aux points (a) Mer 2 en baie de Somme et (b) P2 au large de Boulogne. . . . .	132
3.39	Contraintes maximales exercées par (a) le courant, (b) la houle et (c) la superposition de la houle et du courant. . . . .	138
3.40	Concentration maximale de sédiments en suspension le 4 juin 2008 (marée seule). . . . .	141
3.41	Concentration maximale de sédiments en suspension le 7 mars 2008 (marée + houle). . . . .	141
3.42	Concentration maximale de sédiments en suspension le 10 mars 2008 (forte marée et forte houle). . . . .	142
3.43	Concentration maximale de sédiments en suspension (haut) et hauteur significative Hs de la houle (bas, les flèches indique sa direction) le 6 février 2008 (Houle OSO). . . . .	145
3.44	Concentration maximale de sédiments en suspension (haut) et hauteur significative Hs de la houle (bas, les flèches indique sa direction) le 14 janvier 2008 (Houle OSO). . . . .	146
3.45	Concentration maximale de sédiments en suspension (haut) et hauteur significative Hs de la houle (bas, les flèches indique sa direction) le 21 mars 2008 (Houle ONO). . . . .	147
3.46	Concentration maximale de sédiments en suspension (haut) et hauteur significative Hs de la houle (bas, les flèches indique sa direction) le 1 <sup>er</sup> novembre 2008 (Houle NNE). . . . .	148
3.47	Concentration maximale de sédiments en suspension (haut) et hauteur significative Hs de la houle (bas, les flèches indique sa direction) le 28 décembre 2008 (Houle ENE). . . . .	149

3.48	Anomalie de matières en suspension non-algales obtenue par l'observation satellite le 30 janvier 2013 (PREVIMER) lors d'une houle de direction Sud Ouest. . . . .	152
3.49	Anomalie de matières en suspension non-algales obtenue par l'observation satellite le 14 mars 2013 (PREVIMER) à la suite d'une houle de direction Nord-Est. . . . .	152
3.50	Fractions moyennes des sédiments de chaque classe présents en surface en 2008 . . . . .	154
3.51	Renouvellement des eaux de la Manche, remplacées par les eaux de l'Atlantique, après un an (1989) de marées et vents réels (Salomon et Breton, 1992). La légende indique le pourcentage d'eaux atlantiques.	155
3.52	Évolution de la MES le 11 février 2008 toutes les 3 heures . . . . .	157
3.53	Évolution de la concentration de MES de surface le long d'un demi-cycle vive-eau/morte-eau estimée par le modèle statistique III (gauche) et par le modèle hydrosédimentaire V5 (maximum journalier, droite) lors d'une période calme. La première ligne présente une marée de vive-eau moyenne, la deuxième une marée moyenne et la troisième une marée de morte-eau moyenne. . . . .	160
3.54	Évolution de la concentration de MES de surface le long d'un demi-cycle vive-eau/morte-eau estimée par le modèle statistique III (gauche) et par le modèle hydrosédimentaire V5 (maximum journalier, droite) après un épisode de forte houle. La première ligne présente une marée de vive-eau moyenne, la deuxième une marée moyenne et la troisième une marée de morte-eau moyenne. . . . .	161
3.55	Évolution (a) de la concentration de silts et en sables en surface, (b) de la contrainte maximale exercée sur le fond par les courants et la houle entre le 28 janvier et le 20 février 2008 au point de coordonnées (-0.29167 °E, 50.7077 °N) positionné sur la figure (c). . . . .	163
3.56	Concentrations dans la colonne d'eau et disponibilités dans la couche de surface du lit sédimentaire en silts et en sables, contrainte totale exercée sur le fond, amplitude et direction du courant du 4 au 7 juin 2008 au point de coordonnées -1.29°E 50,47°N. L'amplitude du courant est représentée en bleu lorsque celui-ci est dirigé vers l'est et en rouge vers l'ouest. . . . .	166

3.57	Concentration de surface en silts le 6 juin 2008 à (a) 6h, (b) 9h, (c) 12h et (d) 15h. La croix indique le lieu où sont extraites les variables présentées à la figure 3.56. . . . .	167
3.58	Concentrations dans la colonne d'eau et disponibilités dans la couche de surface du lit sédimentaire en silts et en sables, contrainte totale exercée sur le fond, amplitude et direction du courant du 16 au 19 janvier 2008 au point de coordonnées -1.29°E 50,47°N. L'amplitude du courant est représentée en bleu lorsque celui-ci est dirigé vers l'est et en rouge vers l'ouest. . . . .	169
3.59	Concentration de surface en silts le 16 janvier 2008 à (a) 4h, (b) 7h, (c) 10h et (d) 13h. La croix indique le lieu où sont extraites les variables présentées à la figure 3.58. . . . .	170
3.60	Concentrations dans la colonne d'eau et disponibilités dans la couche de surface du lit sédimentaire en silts et en sables, contrainte totale exercée sur le fond, amplitude et direction du courant du 22 au 25 mars 2008 au point de coordonnées (-1.29°E 50,47°N). L'amplitude du courant est représentée en bleu lorsque celui-ci est dirigé vers l'est et en rouge vers l'ouest. . . . .	171
3.61	Concentration de surface en silts le 22 mars 2008 à (a) 12h, (b) 15h, (c) 18h et (d) 21h. La croix indique le lieu où sont extraites les variables présentées à la figure 3.60. . . . .	172

# Liste des tableaux

1.1	Caractéristiques des stations côtières où les MES sont mesurées en Manche. . . . .	9
2.1	Caractéristiques des capteurs MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) et MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer) . . . . .	19
3.1	Revue des principales études utilisant simultanément un modèle numérique et des images satellite sur le plateau continental Nord-Ouest européen. Ag : Prise en compte de l'agrégation. CL : Forçage en MES aux frontières ouvertes. . . . .	58
3.2	Description des classes sédimentaires prises en compte dans le modèle. Les vitesses de chute et les contraintes critique d'érosion sont celles utilisées dans l'approche A1. . . . .	86
3.3	Résumé des paramétrisations utilisées. . . . .	94
3.4	Caractéristiques principales des conditions hydrodynamiques lors des 6 dates sélectionnées pour les comparaisons satellite-modèle . .	100
3.5	Conditions hydrodynamiques de houle et de marée durant les 5 jours analysés . . . . .	143