

N° d'ordre : 4436



THÈSE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITÉ BORDEAUX 1

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par Florian, GANTHY

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : Physique de l'Environnement

Rôle des herbiers de zostères (*Zostera noltii*) sur la dynamique sédimentaire du Bassin d'Arcachon

Directrice de recherche : Nadia SENECHAL

Soutenue le : 14 Décembre 2011

Devant la commission d'examen formée de :

M. GREMARE Antoine	Professeur, Université Bordeaux 1	Président de Jury
M. LAFITE, Robert	Professeur, Université de Rouen	Rapporteur
M. AMOS, Carl	Professor, National Oceanography Centre, Southampton	Rapporteur
Mme SENECHAL Nadia	Maître de Conférences HDR, Université Bordeaux 1	Directrice de Recherche
M. SOTTOLICHIO, Aldo	Maître de Conférence, Université Bordeaux 1	Encadrant Scientifique
M. VERNEY, Romaric	Chargé de Recherche, IFREMER	Encadrant Scientifique
Mme NEPF, Heidi	Professor, Massachusetts Institute of Technology	Examineur
M. GRATIOT, Nicolas	Chargé de Recherche, IRD	Examineur



Rôle des herbiers de zostères (*Zostera noltii*) sur la dynamique sédimentaire du bassin d’Arcachon

Résumé

Les estrans du bassin d’Arcachon sont en grande partie colonisés par des herbiers de *Zostera noltii*. La surface de ces herbiers connaît actuellement une régression importante. Il est donc essentiel de comprendre le rôle des herbiers de *Zostera noltii* sur les processus hydrodynamiques et sédimentaires afin d’anticiper les conséquences de la régression sur les bilans morpho-sédimentaires du bassin d’Arcachon.

Des expérimentations en canal sur herbiers naturels ont mis en évidence une importante atténuation de la vitesse près du fond, associée à une augmentation de la turbulence, diminuant au cours du développement des herbiers. Il en résulte dans le même temps, une augmentation de l’effet de protection contre l’érosion et des flux de dépôt.

Des tests d’érodabilité ont montré une variation saisonnière de la résistance des sédiments face à l’érosion, associée à la modification des sédiments superficiels. La stabilisation induite par la présence de la rhizosphère et sa saisonnalité a également été mise en évidence. Un paramétrage satisfaisant de la loi d’érosion a été obtenu.

Un suivi in-situ du niveau sédimentaire, des paramètres sédimentaires et biométriques a mis en évidence des tendances nettes au dépôt en présence d’herbier, et à l’érosion en l’absence d’herbier. En présence d’herbiers, l’évolution des caractéristiques des sédiments superficiels est corrélée au cycle de croissance des herbiers. Les sédiments deviennent plus fins durant la période de croissance alors qu’un enrichissement en sable intervient durant la période de dégénérescence automnale.

Le modèle hydrodynamique MARS-3D a été exploité pour simuler finement les profils de vitesse en présence des herbiers, en prenant en compte la flexibilité de leurs feuilles.

Mots clés :

Phanérogames, *Zostera noltii*, croissance saisonnière, dynamique sédimentaire, bassin d’Arcachon

Impact of seagrass meadows (*Zostera noltii*) on the sediment dynamics of the Arcachon Lagoon

Abstract

The intertidal flats in the Arcachon lagoon are extensively colonized by seagrass meadows of *Zostera noltii*. The last ten years these meadows experienced a drastic regression of their surface area. Understanding the impact of seagrass on hydrodynamics and sediment dynamics is required to anticipate the consequences of meadows regression on the sediment dynamics of the Arcachon lagoon.

Flume experiments with natural seagrass highlighted a strong velocity attenuation associated with a turbulence increase near the bed within seagrass canopies. An increase in sediment protection from erosion and in deposition fluxes related to the seagrass growth was found.

Erosion tests showed seasonal variability of sediment resistance against erosion associated with changes in sediment characteristics. The bed stabilization induced by the root system and its seasonality was also observed. A parameterization of the erosion law was found.

The in-situ survey of sediment altimetry, sediment and biometric characteristics showed a significant trend to sediment deposition on colonized sites, while erosion occurred on the unvegetated site. On the vegetated sites, surface sediment evolutions are correlated to the seagrass growth. Sediment became finer during the growth while the sand content rose during the end-of-season die-off.

The hydrodynamic model MARS-3D was modified to take into account for seagrass and its flexibility on hydrodynamics and produced good simulation of velocity profiles in presence of seagrasses.

Keywords :

Seagrasses, *Zostera noltii*, seasonal growth, sediment dynamics, Arcachon lagoon

Ce travail de recherche a pu être mené à bien grâce au soutien du **Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon** (SIBA) et de l'**IFREMER** qui ont assuré le financement des trois années de thèse de Florian Ganthy.

REMERCIEMENTS

Ce manuscrit représente l'aboutissement de trois années de travail mais surtout de vie. Ces années de thèses m'auront apporté bien plus qu'un diplôme ; elle m'ont permis de rencontrer de nombreuses personnes avec qui j'ai eu la chance d'apprendre, de collaborer, mais également de vivre la vie de doctorant.

*Je tiens en premier lieu à remercier **Isabelle Brenon**, sans qui cette formidable aventure n'aurait pu avoir lieu. Merci Isabelle pour tes conseils, prodigués tout au long de mon cursus universitaire, qui m'ont permis d'en arriver ici aujourd'hui. Merci également d'avoir attiré mon attention, deux jours après la date limite de dépôt des dossiers, sur l'offre de thèse proposée par **Romaric** et **Aldo**, et de les avoir convaincus d'examiner ma candidature malgré mon retard.*

*Viennent ensuite logiquement mes encadrants scientifiques **Aldo Sottolichio** et **Romaric Verney**, que je remercie pour leur soutien et leur disponibilité sans faille, malgré la distance entre Brest et Bordeaux. Merci à tous les deux d'avoir su aiguiller mes choix, tout en me laissant toute l'autonomie nécessaire à l'apprentissage de ce parcours tortueux qu'est la recherche. Je vous remercie tant pour vos qualités scientifiques et pédagogiques, que pour vos qualités humaines, certaines et complémentaires, qui m'ont permis de vivre passionnément ces trois années de thèse.*

*Je remercie également **Patrice Casting** et **Nadia Sénéchal**, qui ont suivi mon travail durant ces trois années à travers leur rôle de directeur de thèse. Merci d'avoir toujours été disponibles pour discuter des avancées de mon travail.*

*Mes remerciements vont ensuite aux personnes qui ont accepté de juger ce travail et d'en être les rapporteurs : **Robert Lafite** et **Carl Amos**. Merci pour vos commentaires très pertinents et constructifs qui auront permis d'affiner la cohérence de ce manuscrit, et surtout un grand merci pour vos encouragements. Un grand merci également à **Nicolas Gratiot** et **Heidi Nepf** qui ont accepté d'être examinateurs, ainsi qu'à **Antoine Grémare** pour avoir accepté d'être président du jury. Je vous remercie pour vos questions et commentaires constructifs sur mon travail.*

*Un grand merci à Mme Zostère, **Isabelle Auby**, qu'il s'agisse de sa disponibilité, sa gentillesse, son aide, son avis critique, son expérience ou des discussions fougueuses que nous avons pu entretenir sur les zostères.*

*Je veux ensuite adresser mes remerciements à toutes les personnes qui sont venues patauger dans la vase du bassin d'Arcachon au cours des campagnes de terrain (totalisant 65 jours) : **Francis Prince** et **Laurent Letord**, merci pour votre bonne humeur, les fameux pique-niques sur la Planula IV, qu'il pleuve, qu'il vente ou sous un soleil de plomb ; **Martin Plus**, **Isabelle Auby**, **Danielle Maurer**, **Florence d'Amicot** et **Christian Cantin**, merci à vous de m'avoir donné un peu de votre temps pour piloter la Véligère lorsque la Planula IV n'était pas disponible. Merci aussi à **Christelle Lamarque** et **Vincent Teychouère** et leurs collègues du SIBA de m'avoir emmener sur la Girouasse ou le SIBA I lorsque ni la Planula IV ni la Véligère n'étaient disponibles. Un grand merci à **Stéphane Bujan** et **Guillaume Detandt** qui ont toujours été disponibles pour me prêter main forte sur le terrain. Merci aussi à **Aldo**, **Romaric**, **David Le Berre**, **Jean-Paul Parisot**, **Laura Soissons**, **Henry Bouillard**, **Pascale Lebleu**, **Sylvain Capo**, **Laurent Londeix**, **Aurélie Dehouck**, **Thierry Corrège**, **Olalla Iglesias**, **Sophie Ferreira**, **Giovanni Coco** (merci d'être venu sur le terrain, mais également pour les discussions que nous avons pu avoir ensemble) et **Marion Tissier**.*

Je remercie également **Serge Robert** et **Rodrigo Pedreros** du BRGM pour le prêt de leurs altimètres ALTUS, sans lesquels les deux années de suivi continu auraient été impossibles ; **Hervé Jestin** pour sa disponibilité et sa précision lorsqu'il s'agissait de calibrer le capteur de pression d'un ALTUS par téléphone interposé, mais également pour sa sympathie ; **Gérard Chabaud**, pour le traitement des échantillons de granulométrie ; **Isabelle Brenon**, pour le prêt de ses sondes, merci de nous avoir prêté ta deuxième sonde alors que la première venait de se faire mettre en pièce par un bateau à Arcachon... Toutes mes condoléances pour la seconde qui, d'après ce que l'on m'a dit, repose en paix au fond de la Charente. Un grand merci à **Joël Saint-Paul** pour sa gentillesse et sa disponibilité lorsqu'il s'agissait de trouver une salle pour traiter les échantillons de zostères ou de préparer l'expédition d'une palette de matériel.

J'ai une pensée émue pour les personnes à qui j'ai fait subir la torture qu'est le traitement des échantillons de zostères : **Olalla Iglesias, Laura Soissons, Hélène Perinotto, Charles-Edouard Deschamps, Muriel Georget, Olivier Ther** et **David Le Berre**. Merci à tous pour ces heures de calvaire, le nez dans la bassine. Un grand merci à **Alice**, qui a également subi cette torture.

Je tiens à remercier chaleureusement **Pierre-Guy Sauriau**, de m'avoir prêté "son" canal à courant, d'avoir accepté de donner de son temps et de son expérience pour la mise en place des expérimentations, mais également pour l'encadrement d'un stage de Master 2. Merci aussi, à **Gaël Guillou** et **Michel Prineau** pour leur aide informatique et technique sans laquelle les expérimentations n'auraient pu se dérouler si bien.

Je remercie également **Olalla Iglesias, Laura Soissons, Hélène Perinotto, Julien Bosseboeuf, Charles-Edouard Deschamps** et **Sylvain Orseau**, les stagiaires que j'ai eu la chance de co-encadrer avec **Aldo, Romaric** ou **Pierre-Guy** durant cette thèse ; merci à tous pour votre travail de qualité réalisé dans la bonne humeur. Je vous souhaite une très bonne continuation.

Mes remerciements vont également à toutes les personnes rencontrées durant les conférences et les congrès, pour les discussions permettant d'appréhender mon sujet de recherche sous des jours divers. Merci en particulier à **Alice Lefebvre** pour nos discussions sur les zostères et les bières partagées au Sri Lanka ou en Pologne.

Je souhaite également remercier **Marie-Odile Laugère, Nicole Skovron** et **Pascale Thomin**, pour leur travail de secrétariat, sans lequel les missions n'auraient pu avoir lieu. Promis, à l'avenir j'essaierai de ne plus demander d'ordre de mission la veille pour le lendemain...

Mes remerciements vont ensuite à toute l'équipe d'EPOC, qui m'a accueilli durant les deux premières années de ma thèse et avec qui j'ai passé de très bons moments :

Merci à **Pierre Anschutz, Hugues Blanchet, Natalie Bonneton, Philippe Bonneton, Arnaud Caillo, Bruno Castelle, Xavier De Montaudouin, Bruno Deflandre, Hervé Deriennic, Emmanuelle Ducassou, Jean-Michel Escalier, Henri Etcheber, Frédérique Eynaud, Catherine Faytout, Frédéric Garabetian, Hervé Gillet, Jacques Giraudeau, Vincent Hanquiez, Marie-Odile Laugère, Michel Leconte, Pascal Lecroart, Bruno Malaizé, Vincent Marieu, Georges Oggian, Dominique Poirier, Linda Rossignol, Benoît Sautour, Nicolas Savoye, Sabine Schmidt, Nicole Skovron** et les autres, pour vos conseils, soutiens et accueil.

Merci aussi à la thésard's team pour tous les excellents moments passés au labo autour d'un café, ces rigolades, ces apéros ou sessions de surf: **Laurie, Emilie, Marion, Florent, Benjamin, Aurélie, Laurent, Loïc, Thibaut, Aurélie, Aurélia, Rafael, Caroline, Julien, Elodie, Pierre, Jonathan, François, Nicolas, Samuel, Marie-Lise, Aurélie, Anna, Benjamin, Cédric, Camille**, et ceux que j'aurais oubliés...

*Un grand merci aux Finistériens de DYNECO/PHYSED : **Florence Cayocca, Franck Dumas et Valérie Garnier** pour le temps passé à débrouiller mes problèmes hydrodynamiques et sédimentaires sur MARS. Merci pour votre disponibilité et votre gentillesse. **Valérie**, bien que parfois tu ne mettes pas trop les formes dans ton discours, j'en apprécie néanmoins la franchise.*

*Merci également à **Pascal Lazure**, pour sa gentillesse et ses idées (de dernière minute) quant aux conditions limites du modèle. Merci à **Pierre Le Hir**, pour les quelques discussions très intéressantes que nous avons pu avoir, malgré sa faible disponibilité. Merci à **Guillaume Charria**, pour les coups de pouce sous Matlab ; mais surtout, merci à vous tous pour vos conseils, soutien et pour tous ces cafés-Phyсед et pauses café/gâteau qui font l'ambiance et la cohésion de ce labo : **David Le Berre, Philippe Bassoullet, Philippe Cann, Bénédicte Touvenin, Fabrice Ardhuin, Jean-François Le Roux, Fabrice Lecornu, Lucia Pineau, Frédérique Vandermeirsch, Pierre Garreau, Sébastien Theetten, Pascale Thomin...***

*Merci à la team des "juniors" de DYNECO et d'autres labo, dont certains sont aujourd'hui des amis: **Arnaud, François, Youen, Emmanuel, Sébastien, Gaël, Abel, Anne-Claire, Clément, Julie, Julie, Xiao Ming, Iman, Delphine, Mickael** son T4 et **Maëla, Fabien et Carine, Alexandre** et l'ours bleu, **Quentin et Camy, Mathias** et sa vision positive du monde **Vincent et Elo...***

*Un grand merci à tous mes Rochelais et Saintongeais d'amis qui se sont intéressés de près ou de loin à mon travail : **Richard, Sébastien, Lucile** (courage, la fin est proche), **Gildas, Cécile, Marion, Mister Gweg, Gaby, Thomas, Céline, Nyny, Tweak, Michael, Chouk, Lorenzo, Milie, Manu, Poussin, Mamat, Clém, Nico, Herminie, Babeth...** Même si certains ne savent toujours pas sur quoi je bossais, vous avez toujours été présents au moment où il le fallait et c'est le principal !*

*Enfin, un énorme merci à ma famille : **Christine, Claire, Elodie, Jocelyn, Julien, Pauline, Brigitte, Caroline, Nathalie, Véronique, Ginette, Alain, Map** et bien sûr mes **parents et grands-parents** qui me soutiennent depuis le début et qui ont fait de moi ce que je suis aujourd'hui.*

*La meilleure pour la fin, merci **Alice** d'avoir supporté tout ça : les aller-retours, les semaines d'absence, les moments de fatigue, l'odeur de vase dans l'appart au retour du terrain, la torture du traitement des zostères, les échantillons dans le congélateur... Merci énormément !*

Ainsi, l'étendue de ces remerciements met en évidence le nombre important de personnes impliquées directement ou indirectement dans ce travail de thèse, travail qui n'aurait pu être mené à bien sans votre contribution à tous.

*Je terminerai ces remerciements par une pensée émue pour **Christian Cantin** et **Philippe Cann**, tous deux malheureusement disparus brusquement durant ma dernière année de thèse. Je soulignerai leur gentillesse, qu'il s'agisse de discuter de zostères, d'huîtres, de crépidules, d'érodabilité ou de plongée...*

UN GRAND MERCI A TOUS !!

TABLE DES MATIERES

Résumé - Abstract	3
REMERCIEMENTS	7
TABLE DES MATIERES	11
CHAPITRE -1- INTRODUCTION GENERALE	21
<u>1- I. INTRODUCTION</u>	22
<u>1- II. ETAT DE L'ART</u>	25
1- II.1. Les phanérogames marines : ingénieurs de l'écosystème	25
<u>1- II.1.1. Terminologie et Définition</u>	25
<u>1- II.1.2. Hydrodynamisme et végétation : de la feuille à l'estran</u>	26
1- II.1.2.1. Rappels introductifs sur l'hydrodynamisme en l'absence de végétation	26
<u>1- II.1.2.1.1. La nature de l'écoulement</u>	26
<u>1- II.1.2.1.2. Structure et quantification d'un écoulement</u>	27
1- II.1.2.2. Structure de l'écoulement à l'échelle d'un plant (mm - cm)	29
1- II.1.2.3. Structure de l'écoulement à l'échelle de la canopée (cm - m)	30
<u>1- II.1.2.3.1. La structure de la vitesse dans la canopée</u>	30
<u>1- II.1.2.3.2. La structure de la vitesse au-dessus de la canopée</u>	32
<u>1- II.1.2.3.3. La modification de la turbulence</u>	34
1- II.1.2.4. Modifications hydrodynamiques : du patch à l'estran (m – km)	35
<u>1- II.1.3. Hydrodynamisme et végétation : Implications sur la dynamique sédimentaire</u>	36
1- II.1.3.1. Rappels introductifs sur la dynamique sédimentaire en l'absence de végétation	36
<u>1- II.1.3.1.1. Les processus d'érosion</u>	37
1- II.1.3.1.1.1. La contrainte critique d'érosion	37
1- II.1.3.1.1.2. Les flux d'érosion	38

1- II.1.3.1.2. <i>Les processus de transport et de dépôt</i>	39
1- II.1.3.1.3. <i>Les processus de tassement des dépôts</i>	40
1- II.1.3.2. <i>La dynamique sédimentaire en présence d'herbiers</i>	41
1- II.2. <i>Le Bassin d'Arcachon</i>	45
<u>1- II.2.1. <i>Présentation générale</i></u>	45
1- II.2.1.1. <i>Le forçage par la marée</i>	45
1- II.2.1.2. <i>Le forçage par la houle</i>	46
1- II.2.1.3. <i>Le forçage des mers de vents</i>	46
1- II.2.1.4. <i>Le forçage de fluviatile</i>	46
1- II.2.1.5. <i>Aspects sédimentaires et morphologiques</i>	46
<u>1- II.2.2. <i>Les zostères (Zostera noltii) du bassin d'Arcachon</i></u>	48
1- II.2.2.1. <i>Zostera noltii</i>	48
1- II.2.2.2. <i>L'herbier d'Arcachon</i>	49
1- II.2.2.3. <i>La régression des herbiers</i>	51
<u>1- III. OBJECTIFS ET STRATEGIE DE L'ETUDE</u>	52
CHAPITRE -2- <i>ETUDE IN-SITU DES EVOLUTIONS SAISONNIERES ET</i> <i>ANNUELLES D'UN ESTRAN COLONISE : PROCESSUS DE CONTRÔLE</i>	55
<u>2- I. INTRODUCTION</u>	56
<u>2- II. OBJECTIFS ET STRATEGIE D'ETUDE</u>	58
2- II.1. <i>Objectifs de l'étude</i>	58
2- II.2. <i>Stratégie de l'étude</i>	59
<u>2-II.2.1. <i>Détermination des estrans ateliers</i></u>	59
<u>2-II.2.2. <i>Stratégie pour la première phase de l'étude – Site de Germanan</i></u>	62
<u>2-II.2.3. <i>Stratégie pour la seconde phase de l'étude –Variabilité et</i></u> <u><i>processus de contrôle</i></u>	64
2- II.2.3.1. <i>Variabilité spatio-temporelle</i>	64
2- II.2.3.2. <i>Processus de contrôle</i>	66
<u>2- II.2.3.2.1. <i>Mesures courantométriques et turbulence</i></u>	67
<u>2- II.2.3.2.2. <i>Mesure des concentrations de matières en suspension</i></u>	69
2-II.2.3.2.2.1 <i>La mesure de la turbidité</i>	69

2-II.2.3.2.2 Etalonnage de la réponse des turbidimètres optiques en fonction de la concentration en MES	71
<u>2- III. MODIFICATION SAISONNIERE DES BILANS SEDIMENTAIRES EN PRESENCE D'UN HERBIER DE Z. NOLTII : PUBLICATION</u>	74
2- III.1. Abstract	75
2- III.2. Introduction	76
2- III.3. Materials and Methods	77
<u>2- III.3.1. Site description</u>	77
<u>2- III.3.2. Eelgrass sampling</u>	78
<u>2- III.3.3. Surficial sediment sampling</u>	79
<u>2- III.3.4. Bed level from ALTUS altimeters</u>	79
2- III.3.4.1. Main features of ALTUS	79
2- III.3.4.2. ALTUS altimetry within vegetation	80
2- III.4. Results	81
<u>2- III.4.1. Evaluation of the methodology</u>	81
2- III.4.1.1. Sediment altimetry	81
2- III.4.1.2. Canopy height	83
<u>2- III.4.2. Seasonal dynamics of sediment and seagrass</u>	83
2- III.5. Discussion	85
<u>2- III.5.1. ALTUS altimeter capability</u>	85
2- III.5.1.1. Sediment levels in vegetated areas	85
2- III.5.1.2. Estimation of canopy height	86
<u>2- III.5.2. Implications of the seasonal growth cycle of meadows for sediment dynamics</u>	87
2- III.5.2.1. Sediment retention by seagrass meadows	87
2- III.5.2.2. The balance between erosion and deposition	88
2- III.5.2.4. Long term implications	89
2- III.6. Conclusion	90
2- III.7. Acknowledgments	91
2- III.8. References	92
<u>2- IV. VARABILITE SPATIO-TEMPORELLE ET PROCESSUS DE CONTRÔLE</u>	95
2-IV.1. Variabilité spatio-temporelle des bilans sédimentaires	95

<u>2- IV.1.1. Impacts et évolutions de la micro-topographie</u>	97
<u>2- IV.1.2. Impact des forçages physiques</u>	100
2-IV.2. Processus de contrôle à l'échelle de l'estran	102
<u>2- IV.2.1. Impact de la croissance des herbiers sur l'atténuation de la vitesse</u>	102
<u>2- IV.2.2. Impact de la croissance des herbiers sur les contraintes de cisaillement au niveau de la canopée</u>	104
<u>2- IV.2.3. Conséquences sur les concentrations en matières en suspension</u> .	107
<u>2- VI. SYNTHÈSE DU CHAPITRE -2-</u>	110
CHAPITRE - 3 - QUANTIFICATION DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES ET SEDIMENTAIRES	113
<u>3- I. INTRODUCTION</u>	114
<u>3- II. OBJECTIFS ET STRATEGIE</u>	116
3- II.1. Objectifs de l'étude	116
3- II.2. Stratégie de l'étude	117
<u>3-II.2.1. Stratégie pour la première phase de l'étude : Erodabilité des sédiments</u>	117
<u>3-II.2.2. Stratégie pour la seconde phase de l'étude : Interactions herbiers / processus hydro-sédimentaires à petite échelle</u>	118
<u>3- III. INFLUENCE DES PARAMETRES SEDIMENTAIRES ET BIOLOGIQUE SUR L'EROSION DES SEDIMENTS</u>	119
3- III.1. Publication	119
<u>3- III.1.1. Abstract</u>	120
<u>3- III.1.2. Introduction</u>	121
<u>3- III.1.3. Methods</u>	121
<u>3- III.1.4. Results</u>	123
3- III.1.4.1. Results overview	123
3- III.1.4.2. Subset analysis	124

3- III.1.4.3. Parameterization of erosion law	125
<u>3- III.1.5. Discussion</u>	127
3- III.1.5.1. Spatio-temporal trends of sediment behaviour	127
<u>3- III.1.5.1.1. Impact of biofilm and consolidation</u>	127
<u>3- III.1.5.1.2. Impact of sediment modification by seagrasses</u>	127
<u>3- III.1.5.1.3. Impact of meadow root system</u>	128
3- III.1.5.2. Evaluation of the parameterized erosion law	128
<u>3- III.1.6. Conclusion</u>	129
<u>3- III.1.7. Acknowledgement</u>	130
<u>3- III.1.8. Literature cited</u>	130
3- III.2. Discussion du paramétrage de la loi d'érosion dans une perspective de modélisation hydro-sédimentaire	132
<u>3- IV. MODIFICATION DE L'HYDRODYNAMISME EN PRESENCE DE VEGETATION : IMPACTS SUR LES PROCESSUS D'ÉROSION ET DE DEPÔT :</u>	
<u>PUBLICATION</u>	137
3- IV.1. Abstract	138
3- IV.2. Introduction	139
3- IV.3. Materials and Methods	140
<u>3- IV.3.1. Hydrodynamic properties of the canopy</u>	142
<u>3- IV.3.2. Sediment properties</u>	143
3- IV.3.2.1. Bed sediments properties	143
3- IV.3.2.2. Suspended sediment concentration, erosion and deposition fluxes	143
3- IV.3.2.3. Sediment trapping by canopy	145
<u>3- IV.3.3. Vegetation characteristics</u>	145
3- IV.4. Results	146
<u>3- IV.4.1. Vegetation development</u>	146
<u>3- IV.4.2. Hydrodynamics</u>	146
<u>3- IV.4.3. Sediment erosion and deposition</u>	148
3- IV.4.3.1. Erosion of initial bed sediments: Phase P1	148
3- IV.4.3.2. Deposition of seeding sediments: Phase P2	150
3- IV.4.3.3. Erosion of fresh deposited sediments: Phase P3	151

<u>3- IV.4.4. Bed sediment characteristics</u>	152
3- IV.5. Discussion	153
<u>3- IV.5.1. Zostera noltii canopies response to their ambient flow</u>	153
<u>3- IV.5.2. Flow modification by Zostera noltii canopy</u>	154
<u>3- IV.5.3. Interpreting the consequences of the seagrass density and flexibility for sediment erosion and deposition</u>	157
<u>3- IV.5.4. Implications for sediment dynamics at a seasonal scale</u>	160
3- IV.6. Conclusion	161
3- IV.7. Acknowledgement	161
3- IV.8. References.	162
<u>3- IV. SYNTHÈSE DU CHAPITRE -3-</u>	166
CHAPITRE - 4 - MODELISATION NUMERIQUE EN PRESENCE DE VEGETATION	169
<u>4- I. INTRODUCTION</u>	170
<u>4- II. OBJECTIFS ET STRATEGIE</u>	172
4- II.1. Objectifs de l'étude	172
4- II.2. Stratégie de l'étude	173
<u>4-II.2.1. Stratégie pour la première phase de l'étude : Modélisation hydrodynamique en présence de végétation flexible</u>	173
<u>4-II.2.2. Stratégie pour la seconde phase de l'étude : Vers la modélisation hydro-sédimentaire à grande échelle</u>	173
<u>4- III. MODELISATION DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUE EN PRESENCE DE VEGETATION : PUBLICATION</u>	175
4- III.1. Abstract	176
4- III.2. Introduction	177
4- III.3. Materials and Methods	179
<u>4- III.3.1. Model description</u>	179

4- III.3.1.1. Modelling water flow through rigid vegetation	179
4- III.3.1.2. Introducing the flexibility of the vegetation	182
<u>4- III.3.2. Model calibration and sensitivity analysis</u>	183
<u>4- III.3.3. Calibration of the bottom shear stress</u>	185
4- III.4. Results	186
<u>4- III.4.1. Velocity calibration</u>	186
<u>4- III.4.2. Sensitivity analysis</u>	188
4- III.1.4.2.1. Effects of coefficients and representation of the vegetation .	188
4- III.1.4.2.2. Sensitivity to the vertical mesh size	190
4- III.1.4.2.3. Sensitivity to the horizontal mesh size	191
<u>4- III.1.4.3. Bottom shear stress calibration</u>	192
4- III.1.5. Discussion	194
<u>4- III.1.5.1. Model sensitivity</u>	194
<u>4- III.1.5.2. Impacts of flow establishment on bottom shear stress</u>	196
<u>4- III.1.5.3. Modelling coherent structures and monamis</u>	198
4- III.1.6. Conclusion	200
4- III.1.7. Acknowledgements	201
4- III.1.8. References	201
<u>4- IV. DISCUSSION ET PERSPECTIVES SUR LA MODELISATION</u>	
<u>MODELISATION : LE TRANSFERT D'ECHELLE</u>	205
4- IV.1. Effets de l'hétérogénéité spatiale des herbiers sur l'hydrodynamique et implications possibles pour la dynamique sédimentaire	205
4- IV.2. Modélisation de la turbulence et Implication du mélange vertical sur la dynamique sédimentaire	208
4- IV.3. Vers la modélisation de la dynamique sédimentaire	211
4- IV.4. Vers la modélisation à l'échelle du bassin d'Arcachon	213
<u>4- V. SYNTHESE DU CHAPITRE -4-</u>	216

CHAPITRE - 5 - CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	217
<u>5- I. CONCLUSIONS</u>	218
5-I.1. L'Etat Transitoire Printanier	219
5-I.2. L'Etat Stationnaire Estival	220
5-I.3. L'Etat Transitoire Automnal	220
5-I.4. L'Etat Stationnaire Hivernal	221
5-I.5. Les bilans sédimentaires : de l'estran au bassin d'Arcachon	223
<u>5- II. PERSPECTIVES</u>	225
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	227
LISTE DES FIGURES	247
LISTE DES TABLEAUX	257
LISTE DES SYMBOLES ET LETTRES GREQUES	259
ANNEXE A	263
ANNEXE B	275

CHAPITRE -1-

INTRODUCTION GENERALE

1- I. INTRODUCTION

Les phanérogames marines sont présentes dans la majorité des zones littorales du monde, excepté dans les régions polaires (Green and Short, 2003 ; Orth et al., 2006). Elles se développent tant en domaine subtidal qu'intertidal, à l'interface entre la colonne d'eau et le substrat sédimentaire. Les phanérogames marines jouent un rôle écologique majeur en terme de fonctionnement des réseaux trophiques. Les herbiers qu'elles constituent fournissent habitat, nourriture et refuge à de nombreuses espèces benthiques, favorisant la production primaire et secondaire ainsi que la biodiversité (Duarte and Chiscano, 1999).

De tels herbiers, dont la hauteur varie de quelques centimètres à plus d'un mètre au dessus du fond, suivant l'espèce considérée (Koch et al., 2006a), constituent de véritables obstacles à l'écoulement (Fonseca and Fisher, 1986 ; Gambi et al., 1990) modifiant l'hydrodynamisme local, et créant ainsi des environnements de faible énergie. Cette diminution de l'énergie hydrodynamique modifie la dynamique des substances dissoutes (nutriments, oxygène) et en suspension (œufs de poissons, graines, sédiments) présentes dans la colonne d'eau (Gacia et al., 1999 ; Gacia and Duarte, 2001 ; Madsen et al., 2001 ; Gacia et al., 2003 ; Hendriks et al., 2008). Par exemple, la faible énergie hydrodynamique régnant dans ces herbiers tend généralement à favoriser le dépôt des sédiments (Gacia et al., 1999 ; Gacia and Duarte, 2001 ; Mellors et al., 2002 ; Gacia et al., 2003 ; Hendriks et al., 2008) et à réduire la remise en suspension des sédiments (Ward et al., 1984 ; Gacia and Duarte, 2001 ; Amos et al., 2004 ; Bos et al., 2007 ; Widdows et al., 2008). De plus, les phanérogames marines possèdent une rhizosphère pouvant pénétrer le substrat sédimentaire jusqu'à une profondeur de quelques mètres (ex. *Posidonia oceanica* ; Mateo et al., 1997), et qui de part sa présence, modifie les propriétés physiques (stabilisation) et chimique (oxygénation) du substrat colonisé .

Les phanérogames marines sont capables de modifier leur propre environnement. Cette capacité leur confère donc le rôle d' « ingénieur de l'écosystème » (Jones et al., 1994 ; Jones et al., 1997), tendant à créer des habitats stables pour une grande diversité d'espèces (Madsen et al., 2001). Cependant, les phanérogames marines sont sensibles à de nombreux facteurs environnementaux contrôlant leur développement et leur répartition (van der Heide et al., 2010 ; van der Heide et al., 2011). Ces facteurs, menacent les herbiers à une échelle globale au travers de l'augmentation de la population sur les côtes, du changement climatique et de la dégradation écologique de leur habitats (Orth et al., 2006). En réponse à ces perturbations, un déclin à l'échelle globale est relaté dans de nombreuses études (Short and Wyllie-Echeverria, 1996 ; Green and Short,

2003 ; Orth et al., 2006 ; Walker et al., 2006 ; Waycott et al., 2009). Ce déclin, en accélération ces 20 dernières années (Waycott et al., 2009), impacterait une surface totale 33 000 km², représentant 18 % de leur surface connue (Green and Short, 2003). Ces chiffres sont cependant basés sur une extrapolation des pertes de surfaces décrites dans la littérature (Short and Wyllie-Echeverria, 1996) et restent à être confirmés. Les facteurs environnementaux (dragage, migration de dunes, eutrophisation, hausse du niveau marin, hausse des températures), biologiques (maladie, broutage, bioturbation, marée noire), et les événements climatiques extrêmes (vagues de chaleur, pulses de turbidité) ont été identifiés comme les principales causes du déclin des herbiers dans les régions tempérées et tropicales (Giesen et al., 1990 ; Figueiredo da Silva et al., 2004 ; Bernard et al., 2005 ; Orth et al., 2006 ; Ralph et al., 2006 ; Bernard et al., 2007 ; Waycott et al., 2009).

En réponse au déclin global des herbiers, les efforts de recherche se sont principalement orientés vers (i) la compréhension des causes de ce déclin, (ii) la quantification précise des pertes (ou gain le cas échéant) de surfaces des herbiers à travers le monde, (iii) la recherche de moyens pour restaurer ces écosystèmes fragiles (Duarte C.M., 1999 ; Duarte C.M., 2002 ; Kenworthy et al., 2006 ; Ralph et al., 2006 ; Walker et al., 2006). Cependant, les conséquences environnementales d'une telle réduction de la surface des herbiers n'ont été que peu étudiées (Kenworthy et al., 2006). En effet, l'étude intégrée des écosystèmes constitués par les herbiers est nécessaire pour la prédiction des conséquences du déclin, mais complexe à mettre en oeuvre (Duarte C.M., 1999).

Dans ce contexte global, le bassin d'Arcachon (système côtier semi-fermé, Aquitaine, France) ne déroge pas à la règle. Dans cette lagune, les estrans sont largement colonisés par des herbiers de zostères naines (*Zostera noltii*). Certains rebords de chenaux sont également colonisés par des herbiers de zostères marines (*Zostera marina*). Cependant, depuis une vingtaine d'année une diminution de la surface de ces herbiers a été rapportée par de nombreux usagers de la lagune. L'étude menée par Plus et al. (2010) fait état d'une diminution considérable de la surface des herbiers dans la lagune (-33 % pour les herbiers intertidaux de *Z. noltii* entre l'année 1989 et 2007 et -78 % pour les herbiers subtidaux de *Z. marina* entre 1988 et 2008). Cette régression est également associée à une diminution substantielle des taux de recouvrement (Plus et al., 2010).

Conjointement à la régression des populations de zostères (*Zostera* spp.), des modifications morphologiques significatives interviennent dans le bassin d'Arcachon. Le SIBA (Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon), organisme chargé de la gestion et de l'aménagement de la lagune, a récemment fait état de l'envasement accru des chenaux de fond de bassin et par extension d'une augmentation de la fréquence des travaux de dragage dans ces zones. La régression des herbiers d'une part, et l'envasement des chenaux d'autre part étant simultanés, il est primordial de

comprendre le rôle des herbiers sur la dynamique sédimentaire du bassin d’Arcachon et d’estimer les relations potentielles entre ces deux phénomènes.

La santé de l’écosystème du bassin d’Arcachon est une préoccupation constante des acteurs locaux et scientifiques de la lagune, en raison de la diversité des activités (ostréiculture, pêche, tourisme), mais également du fait que le bassin d’Arcachon est une zone naturelle fragile, hétérogène, et présentant une forte biodiversité. Ainsi, la détermination des causes et des conséquences de la régression des herbiers sur l’écosystème constitue actuellement un des enjeux majeur pour les acteurs du bassin.

Dans ce contexte cette étude vise à comprendre les interactions entre les herbiers et la dynamique sédimentaire du bassin d’Arcachon afin d’apporter des premiers éléments de réponse quand aux conséquences de la régression des herbiers sur les évolutions morpho-sédimentaires du bassin d’Arcachon.

1- II. ETAT DE L'ART

1- II.1. Les phanérogames marines : ingénieurs de l'écosystème

1- II.1.1. Terminologie et Définition

Phanérogames marines :

Les phanérogames sont les seules angiospermes (végétal dont les organes reproducteurs sont condensés en une fleur et dont les graines sont enfermées dans un fruit) adaptées à la vie en immersion permanente. Elles se distinguent des autres végétaux marins (ex. algues) par leur système d'accroche bien développé. Elles sont regroupées en 3 familles principales : les *Zosteraceae*, les *Cymodoceaceae* et les *Posidoniaceae* (den Hartog and Kuo, 2006).

Une terminologie commune est généralement utilisée pour décrire les parties et les assemblages qu'elles forment (Figure 1-1A) : plusieurs feuilles sont regroupées pour former un plant. A sa base, le plant présente un rhizome horizontal (reliant les plants entre eux) et un système racinaire ; l'ensemble (rhizome + système racinaire) formant la rhizosphère. Un ensemble de plants définit une canopée. La hauteur de la canopée est un paramètre important pour l'évaluation de l'impact de la végétation sur l'écoulement (Koch et al., 2006b). Un herbier correspond à une zone colonisée par la végétation. La répartition spatiale d'un herbier peut être continue ou former des patches (Figure 1-1B).

Ingénieurs de l'écosystème :

Les interactions entre les organismes sont des paramètres déterminants pour la distribution et l'abondance des espèces. Ces interactions sont généralement synthétisées comme la compétition intra- et inter-espèces pour la ressource, la prédation ou encore le parasitisme. Cependant, le rôle joué par de nombreux organismes dans la création, la modification et la maintenance de leur habitat apparaît important (Jones et al., 1994). Ces auteurs introduisent et définissent donc la notion « d'organismes ingénieurs de l'écosystème » comme étant « [...] *des organismes qui contrôlent directement ou indirectement la disponibilité des ressources pour d'autres organismes, en causant des changements de l'état physique des matériaux biotiques ou abiotiques. En faisant cela, ils maintiennent et/ou créent des habitats. [...]* » (Jones et al., 1994). Cette définition est ensuite complétée : « [...] *Les effets écologiques de l'ingénierie sur les autres espèces interviennent à cause du*

fait que le changement de l'état physique contrôle directement ou indirectement les ressources utilisées par les autres espèces. [...] » (Jones et al., 1997).

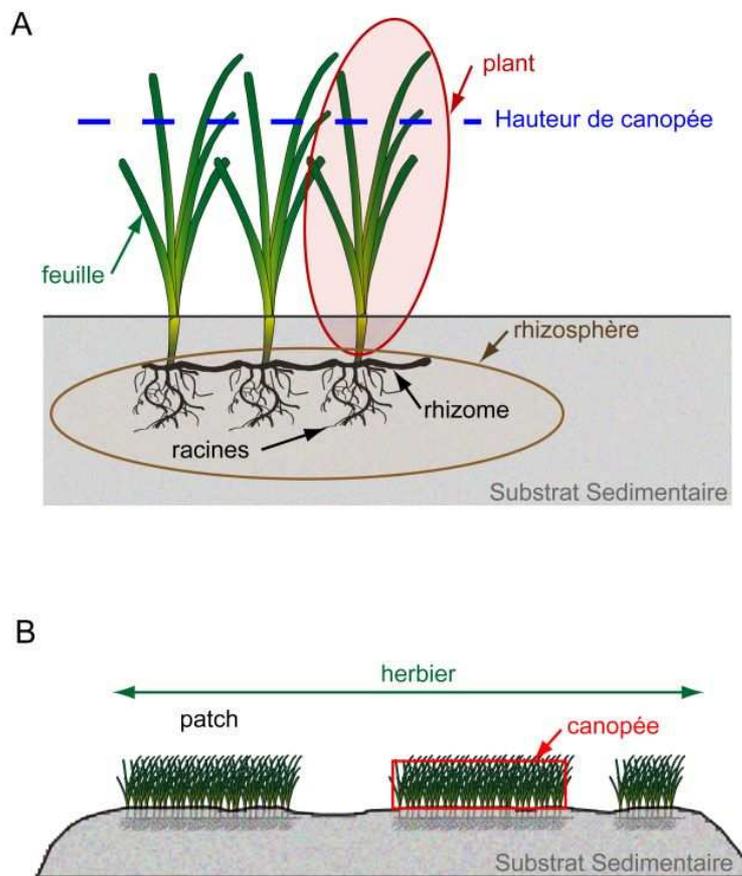


Figure 1-1. Nomenclature couramment utilisée pour décrire les parties (A) et les attributs des herbiers que forment les phanérogames marines (B).

1- II.1.2. Hydrodynamisme et végétation : de la feuille à l'estran

1- II.1.2.1. Rappels introductifs sur l'hydrodynamisme en l'absence de végétation

1- II.1.2.1.1. La nature de l'écoulement

Quelque soit la nature du fluide en mouvement, un écoulement est défini par quatre grandeurs physique : la vitesse de l'écoulement U , la masse volumique ρ du fluide considéré, sa viscosité moléculaire ν et une longueur caractéristique de l'écoulement (longueur de mélange) L .

Un écoulement peut avoir différentes natures, dépendant des échelles spatiales et temporelles considérées. Ainsi, un écoulement peut être lisse et régulier (écoulement laminaire), ou bien rugueux et irrégulier (écoulement turbulent).

$$R_e = \frac{UL}{\nu} = \frac{\rho UL}{\mu} \quad (1.1)$$

La nature de l'écoulement est quantifiée à travers le nombre adimensionnel de Reynolds (R_e , 1.1 où ν est la viscosité cinématique du fluide et L la longueur caractéristique appropriée à l'hypothèse testée) qui correspond au rapport entre les forces d'inerties et les forces visqueuses. En domaine côtier, l'écoulement est généralement turbulent ($R_e > 1000$; Kundu and Cohen, 2002).

1- II.1.2.1.2. Structure et quantification d'un écoulement

En général, la structure verticale d'un écoulement turbulent se décompose en deux zones : une zone supérieure où la vitesse de l'écoulement est quasi-constante (que l'on nommera *zone d'écoulement libre, ZEL*), et une zone proche de la paroi (ex. le fond) que l'on nommera *couche limite de fond (CLF)*, où l'écoulement est influencé par la nature du fond (Figure 1-2). Dans la CLF, la vitesse de l'écoulement diminue vers le fond de manière logarithmique, où elle atteint un minimum proche de 0 m.s⁻¹. A l'inverse de la vitesse, près de 80 % de la production d'énergie turbulente est confinée dans la CLF en raison des importants gradients de vitesse. Ainsi, l'énergie turbulente diminue depuis le fond où elle est maximum jusqu'au sommet de la CFL où elle tend vers 0 (Figure 1-2).

La turbulence peut être quantifiée par différentes quantités (énergie cinétique turbulente TKE , contrainte de cisaillement sur le fond τ_b , vitesse de frottement U^*) à partir de la mesure des fluctuations turbulentes de la vitesse de l'écoulement suivant les 3 dimensions de l'espace. La vitesse instantanée u est la somme de la vitesse moyenne U et de la vitesse fluctuante u' (respectivement v et w). L'énergie cinétique turbulente est alors donnée par :

$$TKE = 0.5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (1.2)$$

Pour un écoulement permanent (cas des courants de marée), la vitesse moyenne de l'écoulement en fonction de la hauteur au dessus du fond, $U(z)$, peut être décrite par le modèle de Karman-Prandtl, dit de la « Loi du Mur » ou « Loi de Paroi » :

$$U(z) = \frac{U^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1.3)$$

où κ est la constante de von Karman (généralement $\kappa = 0.4$; Soulsby, 1997), U^* est la vitesse de frottement, z est la hauteur au dessus du fond, et z_0 rugosité du fond.

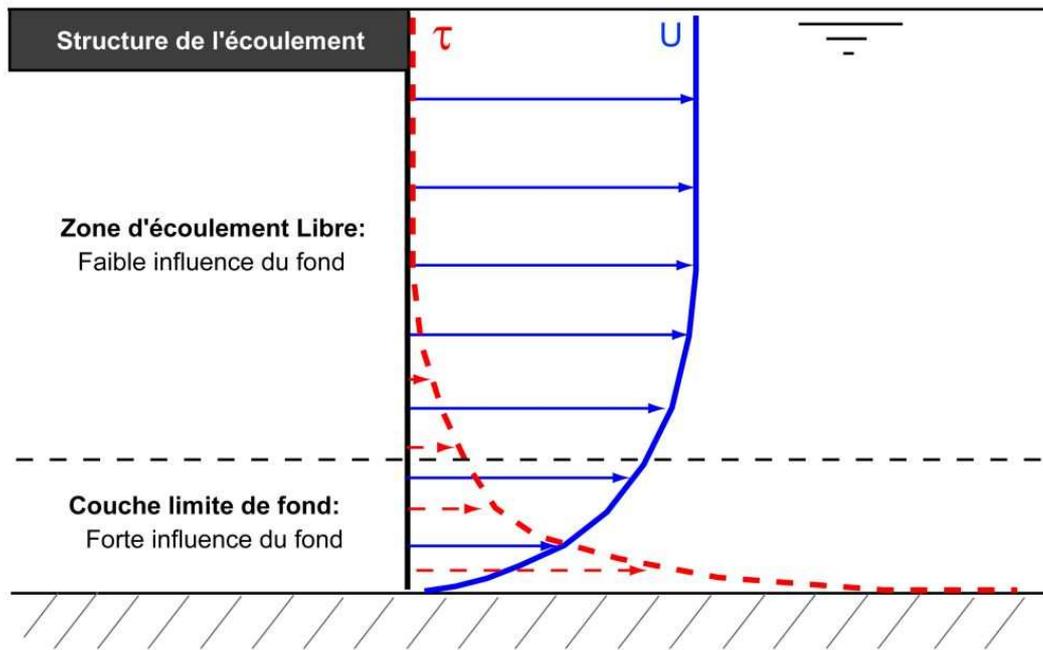


Figure 1-2. Structure de l'écoulement en l'absence de végétation (l'échelle verticale est dilatée dans un souci de clarification)

Le modèle de Karman-Prandtl permet de calculer la vitesse de frottement, puis la contrainte de cisaillement sur le fond τ_b en fonction de la masse volumique du fluide donnée par :

$$\tau_b = \rho U^{*2} \quad (1.4)$$

$$z_0 = \frac{k_b}{30} \quad (1.5)$$

La longueur de rugosité z_0 dépend de la rugosité du fond k_b (Nielsen, 1992) qui intègre différentes échelles spatiales : la rugosité des grains et la rugosité des structures sédimentaires présentes, telles que les rides et les méga-rides (Trembanis et al., 2004).

Il est également possible de calculer la contrainte de cisaillement τ_{TKE} à partir de l'énergie cinétique turbulente TKE (Soulsby, 1983) :

$$\tau_{TKE} = C_1 \cdot \rho \cdot TKE \quad (1.6)$$

où C_1 est une constante empirique dont les valeurs varient de 0.19 à 0.2 selon les auteurs (Soulsby, 1983; Stapleton and Huntley, 1995).

1- II.1.2.2. Structure de l'écoulement à l'échelle d'un plant (mm - cm)

Comme indiqué ci-dessus, les conditions d'écoulement deviennent plus complexes à l'approche d'une paroi (ex. fond sédimentaire, herbier, plant, ou tout autre type d'obstacle). Or tout objet présent sur le fond ou dans la colonne d'eau peut être défini comme une paroi. Ainsi, par extension de la loi de paroi, il est possible de définir des couches limites (CL) au voisinage de chaque obstacle présente dans l'écoulement. Un nombre important de CL peuvent alors être définies à différentes échelles d'espace : une CL benthique (CLB), assimilable à l'association de la CLF et de chacune des CL de chaque feuille, fleur, plant à l'intérieur d'un herbier (Koch et al., 2006a).

Les plants et feuilles sont des obstructions à l'écoulement, et sont soumis à un gradient de vitesse dirigé vers le haut en réponse à la présence de la CLF. Ces différences de vitesses induisent des différences de pression entre le fond et le haut du plant, ainsi qu'entre la partie amont et la partie aval du plant (Koch et al., 2006a). Ces variations spatiales de pression entraînent à leur tour le développement d'un courant ascendant juste à l'aval du plant (Nepf, 1999b). De plus, les différences de pression entre la zone amont et aval du plant exercent une force sur ce dernier, induisant une courbure du plant et dépendante de sa rigidité (Verduin and Backhaus, 2000 ; Abdelrhman, 2007 ; Peralta et al., 2008). Cette courbure des plants en réponse aux conditions hydrodynamiques minimise la traînée par minimisation de la surface de feuille exposée à l'écoulement (Madsen et al., 2001 ; Sand-Jansen, 2003 ; Fonseca et al., 2007).

Enfin, la considération des forces exercées à un plant ou une feuille individuelle nécessite la prise en compte des processus à l'échelle de la canopée (groupe de plants). La canopée tend à atténuer les courants (cf. § 1- II.1.2.3.) modifiant ainsi les forces exercées sur le plant. De ce fait, même au bord de la canopée un plant peut être abrité par les plants adjacents (Fonseca and Fisher,

1986 ; Nepf and Vivoni, 2000 ; Granata et al., 2001). Ainsi, des mécanismes de rétrocontrôle sont susceptibles d'intervenir entre un plant, la canopée dont il fait partie et les forces qui s'appliquent tant sur le plant que sur la canopée (Koch et al., 2006a).

1- II.1.2.3. Structure de l'écoulement à l'échelle de la canopée (cm - m)

Les processus hydrodynamiques intervenant à l'échelle de la canopée sont les plus étudiés et de ce fait les mieux compris (Koch et al., 2006a). Tout comme la végétation terrestre, qui est connue pour modifier les écoulements d'air autour, au-dessus et à l'intérieur des canopées qu'elle constitue (Raupach et al., 1996), la végétation aquatique modifie l'écoulement tant à l'intérieur qu'au dessus des canopées (Fonseca et al., 1983 ; Fonseca and Fisher, 1986 ; Ackerman and Okubo, 1993).

1- II.1.2.3.1. La structure de la vitesse dans la canopée

L'effet de la végétation aquatique le plus évident et le plus accepté est la réduction de la vitesse du courant à l'intérieur de la canopée (Fonseca and Fisher, 1986 ; Leonard and Luther, 1995 ; Nepf, 1999a ; Sand-Jensen and Pedersen, 1999 ; Leonard and Reed, 2002 ; Peterson et al., 2004 ; Leonard and Croft, 2006 ; Neumeier, 2007 ; Hendriks et al., 2008 ; Widdows et al., 2008 ; Hendriks et al., 2010). Cette réduction de vitesse dans la canopée (Figure 1-3) peut être reliée à l'augmentation de la rugosité du fond induite par la présence de la canopée (Fonseca and Fisher, 1986 ; Nepf and Vivoni, 2000 ; Granata et al., 2001) en raison de la déviation de l'écoulement au dessus de la canopée et de la perte de quantité de mouvement à l'intérieur (Fonseca and Fisher, 1986 ; Gambi et al., 1990 ; Koch and Gust, 1999 ; Verduin and Backhaus, 2000 ; Peterson et al., 2004).

De nombreuses études en milieu contrôlé ont été menées sur la modification de l'écoulement en présence de différentes espèces telles que : *Posidonia oceanica* (Gacia and Duarte, 2001 ; Granata et al., 2001 ; Hendriks et al., 2008), *Zostera marina* (Fonseca and Fisher, 1986 ; Gambi et al., 1990 ; Fonseca and Koehl, 2006 ; Widdows et al., 2008 ; Lefebvre et al., 2010), *Syringodium filiforme* (Fonseca and Fisher, 1986), *Rupia maritima* (Ward et al., 1984), *Thalassia testudinum* (Fonseca and Fisher, 1986 ; Koch, 1999 ; Koch and Gust, 1999), ou bien par l'utilisation d'imitations artificielles (Nepf et al., 1997 ; Nepf, 1999b ; Nepf, 1999a ; Ghisalberti and Nepf, 2002 ; Baptist, 2003 ; Ghisalberti and Nepf, 2006 ; Bouma et al., 2009). Toutes ces études montrent des atténuations importantes de la vitesse au sein de la canopée (entre 2 et 10 fois inférieures à la vitesse sans végétation). Il apparaît également que le taux d'atténuation dépend fortement de l'espèce

considérée et des caractéristiques de la végétation, telles que sa densité (Gambi et al., 1990 ; van der Heide et al., 2007 ; Widdows et al., 2008), sa rigidité (Ghisalberti and Nepf, 2006 ; Peralta et al., 2008), la distribution verticale de la biomasse (Fonseca and Fisher, 1986 ; Bouma et al., 2005), sa forme (Fonseca and Fisher, 1986 ; Leonard and Luther, 1995) ou encore la fraction de la colonne d'eau occupée par la végétation (Ward et al., 1984 ; Nepf and Vivoni, 2000 ; Bouma et al., 2005).

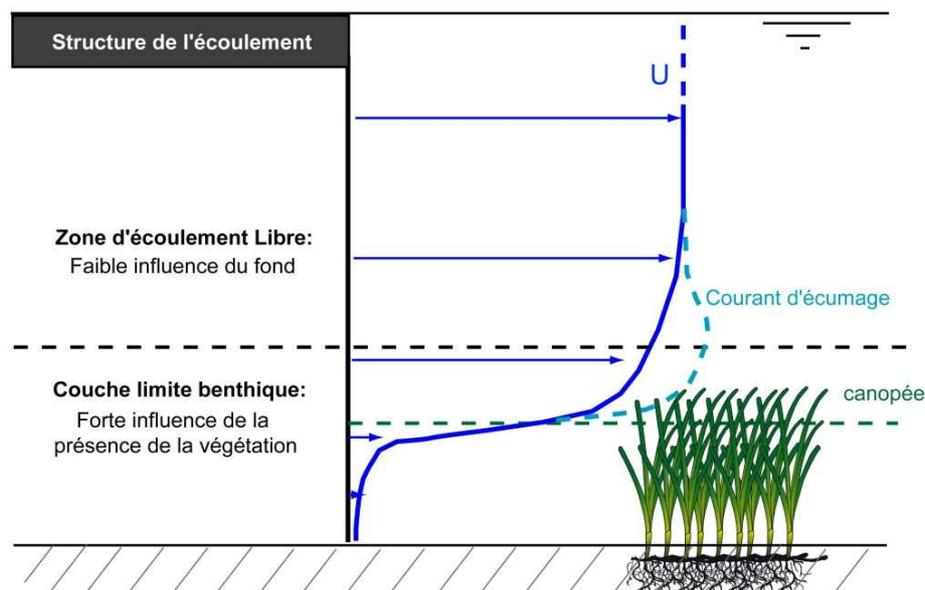


Figure 1-3. Structure de l'écoulement en présence de végétation submergée considérant la mise en place d'une couche limite benthique (l'échelle verticale est dilatée dans un souci de clarification)

L'écoulement à l'intérieur d'une canopée est contrôlé par la combinaison de la contrainte turbulente générée par l'écoulement au-dessus de la canopée ainsi que par les gradients de pression hydrostatiques. L'importance relative de ces processus de contrôle dépend de la profondeur de submersion (h_w / H_c ; où h_w est la hauteur de la colonne d'eau et H_c la hauteur de la canopée) et de l'absorption de la quantité de mouvement par la canopée (αC_D ; où α est la surface frontale de feuilles par unité de volume de canopée, dépendant de la densité de feuilles, et C_D est le coefficient de traînée propre à la végétation ; Nepf et al., 2007). Un modèle simple décrivant l'écoulement contrôlé par les processus de contrainte dans la canopée a été proposé par (Raupach and Thom, 1981) pour des canopées terrestres. Ce modèle (1.6) a par la suite été appliqué aux canopées aquatiques par Abdelrhman, (2003).

$$U_i(z) = U_{H_c} \exp\left(n\left(\frac{z}{h_w} - 1\right)\right) \quad (1.6)$$

avec $U_i(z)$, la vitesse à l'intérieur de la canopée en fonction de z , la hauteur au-dessus du fond, U_{H_c} la vitesse au sommet de la canopée (à $z = H_c$) et n un coefficient d'atténuation de la quantité de mouvement donnée par :

$$\alpha = H_c \left(\frac{aC_D}{2L_c^2} \right)^{1/3} \quad (1.7)$$

avec L_c la longueur de mélange de l'écoulement dans la canopée (assimilable à la hauteur de la canopée).

En considérant $z = 0$ au fond et positif vers le haut, l'expression (1.6) donne donc une vitesse maximum au sommet de la canopée (égale à U_{H_c}) ainsi qu'une décroissance exponentielle vers le fond.

1- II.1.2.3.2. La structure de la vitesse au-dessus de la canopée

En conséquence de la diminution importante de l'écoulement au sein de la canopée, une zone de forte vitesse peut se mettre en place au sommet de la canopée (le *skimming flow* ; Figure 1-3) en réponse à la déviation de l'écoulement au dessus de la canopée (Neumeier and Amos, 2006b ; Neumeier and Amos, 2006a ; Neumeier, 2007 ; Hendriks et al., 2008 ; Hendriks et al., 2010). Le *skimming flow* ne s'établit que lorsque la hauteur d'eau est au moins 10 fois supérieure à la hauteur de la canopée, c'est-à-dire lorsque l'écoulement est pleinement développé, et lorsque la vitesse de l'écoulement est supérieure à 0.02 m.s^{-1} (Neumeier, 2007 ; Hendriks et al., 2010).

La vitesse à partir du sommet de la canopée présente généralement la répartition logarithmique classique décrite par la Loi de paroi (Gambi et al., 1990 ; Stephan and Gutknecht, 2002 ; Neumeier and Amos, 2006a), même lorsque le *skimming flow* est établi. La végétation est alors assimilée à une macro-rugosité dans la couche limite de fond (Järvelä, 2002 ; Peterson et al., 2004 ; Thompson et al., 2004). Peu d'études ont été réalisées pour tenter d'estimer la longueur de rugosité z_0 en présence de végétation, en raison des difficultés à obtenir des conditions hydrodynamiques stables (Lefebvre et al., 2010). Cependant, lorsqu'elle a pu être calculée, la valeur de z_0 obtenue en présence de végétation variait de quelques millimètres (Shi and Hughes, 2002 ; Lefebvre et al., 2010) à la hauteur de la canopée elle-même (Neumeier and Amos, 2006a).

Par modification de la Loi de paroi, il apparaît possible de reconstituer le profil de vitesse au dessus de la canopée. Ainsi, Abdelrhman (2003) établit (Figure 1.4) :

$$U_a(z) = \frac{U_c^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z-d+z_0}{Z_0}\right) \quad (1.8)$$

avec, $U_a(z)$ la vitesse au-dessus de la canopée en fonction de z la hauteur au-dessus du fond, U_c^* la vitesse de frottement attribuée à la présence de la canopée (1.9), d le déplacement vers le haut du profil de vitesse (1.10), et Z_0 la longueur de rugosité attribuée à la végétation (1.11).

$$U_c^* = U^* \left[(h_w + z_0) \ln\left(\frac{h_w + z_0}{z_0}\right) - h_w \right] / \left\{ \frac{H_c}{n} \ln\left(\frac{H_c - d + z_0}{Z_0}\right) (1 - \exp(-\alpha)) \dots \right\} \\ \left\{ \dots + (h_w - d + z_0) \ln\left(\frac{h_w - d + z_0}{Z_0}\right) - (H_c - d + z_0) \ln\left(\frac{H_c - d + z_0}{Z_0}\right) - (h_w - H_c) \right\} \quad (1.9)$$

$$d = \frac{cH_c^2 w}{(aw + cH_c w)} \quad (1.10)$$

$$Z_0 = \frac{0.5w^2 aH_c^2}{(aw + cH_c w)^2} \quad (1.11)$$

avec w la largeur des feuilles, et c un coefficient dépendant de la structure de la végétation (nombre de feuilles par pieds, leur largeur et la hauteur de la canopée) devant être calibré.

Ainsi, la totalité du profil de vitesse (du fond jusqu'à la surface), peut être déduit en combinant les modèles de vitesse donnés pour l'intérieur de la canopée (1.6) et pour l'écoulement au-dessus de la canopée (1.9), en faisant correspondre la vitesse au sommet de la canopée. Suivant cette méthode, Abdelrhman (2003) obtient, après calibrations, de bonnes correspondances avec des profils de vitesse mesurés. De par sa construction, cette méthode permet d'obtenir une conservation de la vitesse intégrée sur la verticale (\bar{U}). Cependant elle n'est pas conservative du flux de masse en raison de la discontinuité de porosité entre la canopée et l'eau libre (Nepf et al., 2007). Cette approche permet d'obtenir une représentation générale du profil de vitesse en présence d'herbiers, mais son utilité reste limitée par les différences de structure de canopée entre les espèces, et par le

fait qu'elle n'intègre pas les processus qui génèrent une telle forme du profil de vitesse (Koch et al., 2006a).

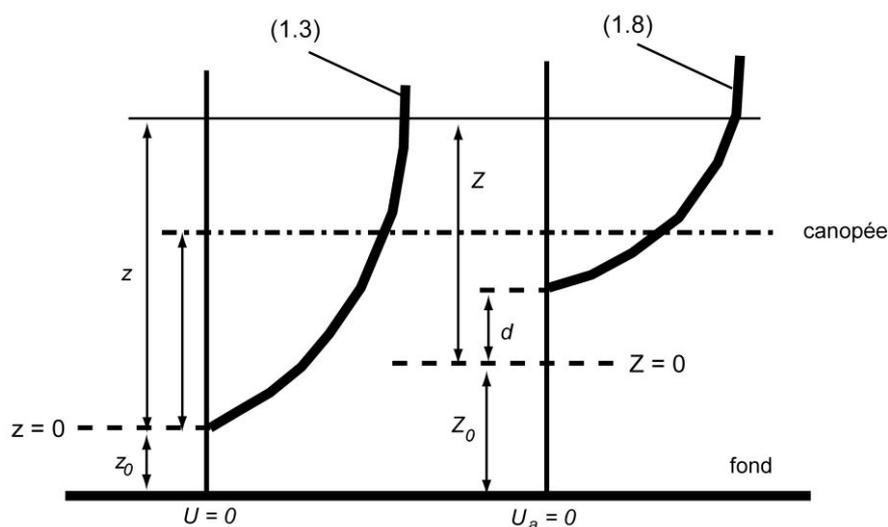


Figure 1-4. Schémas des profils logarithmiques sans déplacement (1.3) et avec déplacement (1.8).

(Adapté d'après Abdelhrman, 2003).

1- II.1.2.3.3. La modification de la turbulence

La modification de la structure du profil de vitesse implique de facto une modification de la structure verticale de la turbulence (Neumeier and Ciavola, 2004). En particulier, la présence de végétation au sein d'un écoulement génère, via une discontinuité des forces de trainée, l'apparition d'un fort gradient de vitesse et donc une zone de forte turbulence (Figure 1-5) localisée au niveau du sommet de la canopée (Gambi et al., 1990 ; Sand-Jensen and Pedersen, 1999 ; Ghisalberti and Nepf, 2002 ; Neumeier and Amos, 2006b ; Neumeier, 2007 ; White and Nepf, 2007 ; Hendriks et al., 2010).

Ghisalberti et Nepf (2002) ont mis en évidence que les écoulements aquatiques en présence de végétation submergée peuvent être assimilés à une couche de mélange (CM) plus qu'à une CL (Figure 1-5). Dans ce cas, la présence du point d'inflexion sur le profil de vitesse induit le développement de vortex induits par les instabilités de Kelvin-Helmholtz (Ghisalberti and Nepf, 2002), la progression de ces vortex vers l'aval causant d'importantes et périodiques oscillations de la vitesse. La vitesse de propagation de ces vortex, supérieure à la vitesse moyenne de l'écoulement, cause une augmentation instantanée de la vitesse au sommet de la canopée lors de leur passage.

Une importante conséquence de ces variations de vitesse en présence de végétation flexible est la propagation d'oscillation de la hauteur de la canopée : les *monamis* (Ackerman and Okubo, 1993). De ces mouvements synchrones de la hauteur de la canopée résulte une augmentation du

transport vertical entre la colonne d'eau et l'intérieur de la canopée (Ghisalberti and Nepf, 2002 ; White and Nepf, 2007). Il en est de même en présence de vagues (Koch and Gust, 1999).

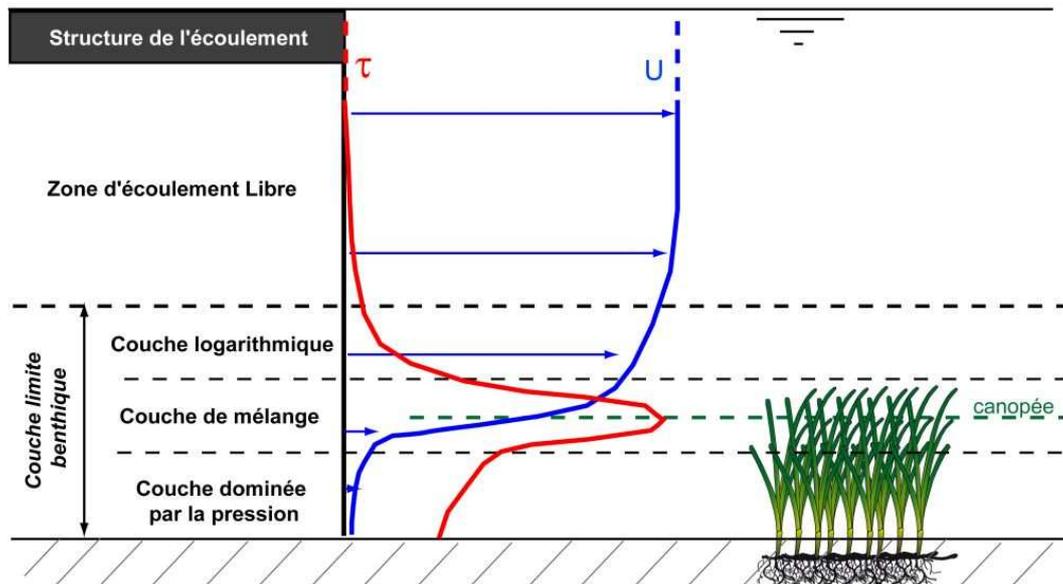


Figure 1-5. Structure de l'écoulement en présence de végétation (vitesse U et contrainte de cisaillement). Près du fond, l'écoulement est contrôlé par les gradients de pression. Au sommet de la canopée, le profil de vitesse présente un point d'inflexion, la discontinuité de traînée entraîne la mise en place de la couche de mélange. Au-dessus de la couche de mélange le profil est logarithmique, classique d'une couche limite (Nepf et al., 2006).

Cependant, certains aspects de la turbulence en présence de végétation restent encore mal compris (Madsen et al., 2001). Ainsi, la présence de végétation tend soit à augmenter (Gambi et al., 1990 ; Fonseca and Koehl, 2006 ; Widdows et al., 2008 ; Lefebvre et al., 2010), soit à diminuer (Leonard and Croft, 2006 ; Neumeier and Amos, 2006b ; Neumeier, 2007) les contraintes de cisaillement sur le fond, τ_b . De plus, certaines études relatent que même si la force moyenne de l'écoulement peut être réduite en augmentant la densité de végétation, la turbulence peut rester égale voir augmenter (Koch, 2001 ; Bouma et al., 2005 ; Luhar et al., 2008 ; Bouma et al., 2009).

1- II.1.2.4. Modifications hydrodynamiques : du patch à l'estran (m – km)

Lors de l'étude des processus hydrodynamiques en présence de végétation, l'homogénéité spatiale est généralement considérée. Cependant, dans la nature, les herbiers présentant une répartition fragmentée sont plus fréquents que les herbiers homogènes (Robbin and Bell, 1994). Cette répartition fragmentée peut jouer un rôle important sur les processus hydrodynamiques.

Pour un herbier de dimensions latérales finies mais occupant toute la colonne d'eau, 3 zones distinctes peuvent être identifiées (Zong and Nepf, 2010) : (i) une région où l'écoulement diverge (latéralement) à l'entrée dans la canopée ; dans cette zone, la vitesse décroît rapidement dans la canopée, mais une importante part de l'écoulement est déviée latéralement vers le bord du patch ; (ii) une région où l'écoulement est pleinement développé à l'intérieur de la canopée et où la vitesse est quasi-uniforme sur la largeur et la longueur du patch ; (iii) une couche de mélange se forme à la limite entre le bord du patch et l'eau libre. Ces résultats sont également transposables aux herbiers submergés.

La distance jusqu'à laquelle l'écoulement peut pénétrer dans l'herbier avant d'atteindre un état d'équilibre a été estimée entre 1 m (Fonseca and Fisher, 1986) et 50 fois la couche limite (définie généralement égale à la hauteur de la canopée ; Granata et al., 2001). Ces distances peuvent également être affectées par la densité de la végétation et la distribution verticale de la biomasse. En effet, pour des herbiers denses, l'écoulement est dévié plus rapidement vers le haut de la canopée pour former le *skimming flow* (Koch and Gust, 1999 ; Koch et al., 2006a). A la différence, pour un herbier peu dense, l'intrusion de l'écoulement dans la canopée sera plus importante et sa vitesse plus forte (Van Keulen et al., 2003), résultant en une turbulence et un mélange plus intense.

Enfin, plusieurs études font également état de la capacité des herbiers de phanérogames à atténuer l'énergie des vagues (Ward et al., 1984 ; Fonseca and Cahalan, 1992 ; Koch and Gust, 1999 ; Verduin and Backhaus, 2000 ; Granata et al., 2001 ; Koch et al., 2006a ; Koch et al., 2006b). La capacité d'atténuation des vagues par les herbiers est généralement dépendante de la fraction de la colonne d'eau occupée (Ward et al., 1984 ; Fonseca and Cahalan, 1992), bien que certaines études fassent état d'atténuation significative des vitesses orbitales jusqu'à des hauteurs d'eau de 5 m (*Amphibolis antarctica* ; Verduin and Backhaus, 2000) et 15 m (*Posidonia oceanica* ; Granata et al., 2001).

1- II.1.3. Hydrodynamisme et végétation : Implications sur la dynamique sédimentaire

1- II.1.3.1. Rappels introductifs sur la dynamique sédimentaire en l'absence de végétation

1- II.1.3.1.1. Les processus d'érosion

Les processus d'érosion sont définis comme la remise en suspension d'une quantité mesurable de vase fluide ou consolidée dans la colonne d'eau (Sanford and Maa, 2001). Ces processus sont le résultat de l'interaction entre le cisaillement induit par le fluide en mouvement près du fond τ_b et le comportement mécanique du sédiment. En général, l'érosion d'un sédiment est considérée conditionnée par un effet de seuil : la contrainte critique d'érosion τ_{ce} . En dessous de cette contrainte critique, le cisaillement du fluide n'est pas suffisant pour entraîner l'érosion, au-delà, le sédiment est érodé. La masse remise en suspension est une fonction de la cohésion des sédiments et du cisaillement appliqué par le fluide (Mitchener and Torfs, 1996).

1- II.1.3.1.1.1. La contrainte critique d'érosion

La contrainte critique d'érosion des sédiments fins dépend en première approche de la granulométrie (fraction de sable et de vase d'un sédiment donné) et de la concentration volumique du sédiment ρ_b , définie comme le rapport de la masse de sédiment sur son volume (Mitchener and Torfs, 1996 ; Aberle et al., 2004).

Différentes formulations empiriques permettent de relier la contrainte critique à un paramètre facilement quantifiable, par exemple :

$$\tau_{ce} = a_{\tau} (\rho_b - \rho)^{b_{\tau}} \quad (1.12)$$

Avec ρ la masse volumique de l'eau, $a_{\tau} = 0.015$ et $b_{\tau} = 0.73$ (Mitchener and Torfs, 1996; Amos et al., 2004).

Cependant, la contrainte critique est fortement dépendante de l'hétérogénéité des sédiments. D'autres facteurs peuvent également modifier l'érodabilité des sédiments. Par exemple la présence de matière organique ou de biofilms peut augmenter la résistance des sédiments (Lundkvist et al., 2007 ; Tolhurst et al., 2008), alors que la présence d'organismes brouteurs benthiques peut au contraire diminuer la résistance des sédiments (Orvain et al., 2003).

1- II.1.3.1.1.2. Les flux d'érosion

A partir de la contrainte de cisaillement τ_b et de la contrainte critique d'érosion τ_{ce} , plusieurs relations permettent de calculer le flux d'érosion E ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$). La formulation la plus utilisée est la relation de (Partheniades, 1965) :

$$E = E_0 (\tau_b - \tau_{ce})^\alpha \quad (1.13)$$

où E_0 (la taux d'érosion) et α (la puissance à l'excès de contrainte) sont des constantes empiriques. Dans la littérature, α est souvent égal à 1.

Les recherches menées sur l'érodabilité des sédiments sont généralement réalisées à partir de mesures in-situ ou en laboratoire. Ainsi, de nombreux instruments permettent de mesurer la contrainte critique d'érosion et les flux d'érosion (Tolhurst et al., 2000a; Tolhurst et al., 2000b; Amos et al., 2004; Widdows et al., 2007; Jacobs et al., 2011). Les mesures en laboratoire permettent de tester différentes conditions hydrodynamiques, mais également différents niveaux (surface, profondeur) et d'effectuer des tests à partir de sédiments théoriques (vases seules, mélanges sables/vases) à des états de compaction variables, permettant d'étudier le comportement et l'interaction de ces deux paramètres de contrôle de l'érosion (Mitchener and Torfs, 1996). Cependant, ces mesures à partir de sédiments réels nécessitent le prélèvement des échantillons de sédiment et leur mise en place dans l'instrument. La question de la perturbation du substrat peut alors se poser.

Les instruments permettant la mesure in-situ des paramètres de contrôle de l'érodabilité des sédiments se différencient par les moyens mis en œuvre pour reproduire les contraintes de cisaillement, ainsi que par la mesure même de la contrainte critique d'érosion. Bien que les moyens mis en œuvre pour reproduire les contraintes de cisaillement et pour estimer la contrainte critique d'érosion puissent différer, le protocole de mesure est souvent similaire (Tolhurst et al., 2000a ; Tolhurst et al., 2000b ; Amos et al., 2004 ; Le Hir et al., 2007 ; Widdows et al., 2007 ; Jacobs et al., 2011).

Cependant, Tolhurst et al., (2000a), à partir d'une étude comparative menée sur quatre instruments de mesure in-situ, notent que le choix des niveaux de seuils sont différents selon les opérateurs, pouvant amener à des différences significatives pour la mesure de la contrainte critique d'un même sédiment par différentes méthodes.

1- II.1.3.1.2. Les processus de transport et de dépôt

Le transport des particules sédimentaires peut intervenir sous différents modes :

- **le transport par charriage** : les grains mis en mouvement roulent sur le fond ; ce type de transport intervient généralement pour les particules grossières (sables, graviers).
- **le transport par saltation** : les grains sont soulevés puis redéposés un peu plus loin en raison des fluctuations spatio-temporelles de la force de soulèvement. Tout comme le transport par charriage, le transport par saltation intervient généralement pour les particules grossières.
- **le transport en suspension** : lorsque la vitesse turbulente ascendante est supérieure à la vitesse de chute des sédiments les grains sont maintenus dans la colonne d'eau par l'opposition de la turbulence et des forces de gravité.

Le transport en suspension des sédiments fins est contrôlé par deux grandeurs physiques: la vitesse turbulente ascendante qui est liée aux propriétés hydrodynamiques de l'écoulement, et la vitesse de chute W_s .

La vitesse de chute des sédiments fins est généralement considérée comme une fonction de la taille et de la densité des particules (ou floc), de leur concentration en suspension et du niveau de turbulence dans le fluide (Dyer and Manning, 1999; Manning and Dyer, 1999) via les processus de floculation/défloculation. La modification de la taille des floccs au travers des processus de floculation / défloculation aura pour effet de modifier leur densité effective et donc leur vitesse de chute. Il est généralement admis que (i) de faibles niveaux de turbulence favorisent la floculation par augmentation de la probabilité de collision entre les particules ; (ii) de forts niveaux de turbulence entraînent la fragmentation des floccs (Manning and Dyer, 1999) ; (iii) au-delà d'une certaine concentration en matières en suspension, le diamètre des floccs diminue avec la concentration en réponse à l'augmentation de la fragmentation par collision entre les particules (Manning and Dyer, 1999; Mikes et al., 2004).

Ainsi, (van Leussen, 1994) introduit la concentration en matières en suspension C_{MES} et la turbulence (le taux de cisaillement G) comme paramètres de contrôle de la vitesse de chute W_s :

$$W_s = W_{s,r} \frac{1 + a_w G}{1 + b_w G^2} \quad (1.14)$$

où a et b sont des coefficients empiriques ($a_w = 0.3$ et $b_w = 0.09$) pour une vase naturelle (estuaire de l'Ems/Dollard), et avec :

$$W_{s,r} = TKE.C_{MES}^m \quad (1.15)$$

et

$$G = U^* \sqrt{\frac{U}{\nu h_w}} \quad (\text{Dyer and Manning, 1999}) \quad (1.16)$$

Enfin, lorsque les forces de gravité (densité des particules, dont la vitesse de chute est la résultante) sont supérieures aux forces turbulentes ascendantes, les particules en suspensions chutent et peuvent sédimenter menant au dépôt et à l'accumulation des particules sur le fond.

Le flux de dépôt est ainsi formulé en fonction de la vitesse de chute (W_s), de la concentration en MES (C_{MES}), et du rapport entre le carré de la vitesse de frottement (U^*) et de la vitesse de frottement critique pour le dépôt (U^*_d) :

$$D = W_s C_{MES} \left(1 - \frac{U^*{}^2}{U^*{}_d{}^2} \right) \quad (1.17)$$

1- II.1.3.1.3. Les processus de tassement des dépôts

Lorsqu'une vase se dépose au fond elle présente une forme liquide, mais sous l'action de son propre poids, l'eau interstitielle est expulsée. Le dépôt passe alors d'un état liquide à un état plastique. Puis, la vase passe dans une phase solide, la teneur en eau et l'espace entre les grains diminue, jusqu'à ce que l'arrangement des grains soit optimal (Migniot, 1989).

Le tassement des dépôts induit une évolution de leur structure. La diminution de la porosité et de la teneur en eau augmentent ainsi la cohésion de la vase, mais également sa concentration volumique ρ_b . La cinétique du tassement des dépôts dépend de la nature des matériaux en présence.

En effet, la présence de sable dans un fond vaseux tend à rendre ce fond plus dense et à accélérer sa consolidation (Mitchener et Torfs, 1996). Le passage des grains de sable à travers la vase qui n'est pas encore structurée laisse des espaces facilitant le drainage de l'eau interstitielle, ce qui a tendance à compacter plus rapidement le sédiment. Des expériences menées par Migniot (1989) montrent que la présence d'une couche de sable au sein d'un sédiment vaseux accélère le tassement des couches vaseuses limitrophes. Il attribue ce phénomène à l'effet drainant de la couche de sable, dont la perméabilité est relativement élevée. De plus, il paraît clair que la présence d'une couche sableuse, dont le poids volumique est nettement supérieur à celui d'une couche vaseuse de même épaisseur, impose une contrainte plus élevée sur l'ensemble des couches vaseuses situées en dessous, et accélère donc leur consolidation.

Ces processus sont ainsi associés à une augmentation de la contrainte critique d'érosion comme déjà évoqué au § 1- II.1.3.1.1.1 (Mitchener and Torfs, 1996 ; Aberle et al., 2004).

1- II.1.3.2. La dynamique sédimentaire en présence d'herbiers

Les herbiers sont reconnus comme des environnements favorisant le dépôt et l'accumulation de sédiments (Figure 1-6 ; (Ward et al., 1984 ; Fonseca and Fisher, 1986 ; Fonseca, 1996 ; Gacia et al., 1999 ; Heiss et al., 2000 ; Gacia and Duarte, 2001 ; Leonard and Reed, 2002 ; Gacia et al., 2003 ; van Keulen and Borowitzka, 2003 ; Van Keulen et al., 2003 ; Thompson et al., 2004 ; Bos et al., 2007 ; van Katwijk et al., 2010 ; Schultz et al., 2011). Conjointement à cette accumulation de sédiment, une modification de la taille des particules sédimentaires par rapport à un sédiment non colonisé est également rapportée (Gacia et al., 1999 ; Heiss et al., 2000 ; Terrados and Duarte C.M., 2000 ; Gacia et al., 2003 ; van Keulen and Borowitzka, 2003 ; Bos et al., 2007 ; van Katwijk et al., 2010). Cependant, la nature de cette modification varie suivant les auteurs. Dans certaines études, la présence de la végétation induit un enrichissement en sable (Fonseca and Koehl, 2006 ; van Katwijk et al., 2010), ou au contraire une augmentation de la fraction vaseuse (Gacia et al., 1999 ; van Keulen and Borowitzka, 2003 ; van Katwijk et al., 2010). Ces différences peuvent être mises en relation avec les agents hydrodynamiques (van Katwijk et al., 2010).

L'accumulation de sédiments en présence d'herbiers peut être associée aux interactions existants entre deux processus distincts : (i) la protection du substrat contre l'érosion, en réponse aux faibles contraintes sur le fond (Terrados and Duarte C.M., 2000 ; Verduin and Backhaus, 2000 ; Gacia and Duarte, 2001 ; Gacia et al., 2003 ; Amos et al., 2004 ; Thompson et al., 2004 ; Fonseca and Koehl, 2006 ; Bos et al., 2007 ; Widdows et al., 2008 ; van Katwijk et al., 2010), et (ii) l'augmentation des flux de dépôt (Gacia et al., 1999 ; Gacia and Duarte, 2001 ; Gacia et al., 2003 ; Bos et al., 2007 ;

Hendriks et al., 2008 ; Hendriks et al., 2010), en réponse à la diminution de l'énergie hydrodynamique et du contact des particules en suspension avec les feuilles. La présence de la couche de mélange, des instabilités de Kelvin-Helmholtz et des oscillations de la canopée tendent également à augmenter le mélange vertical, favorisant la pénétration dans la canopée des sédiments en suspension dans la colonne d'eau (Koch and Gust, 1999 ; Ghisalberti and Nepf, 2002) et pouvant conduire à une augmentation du dépôt. Les vagues, en générant un mouvement de la canopée, peuvent également conduire à une augmentation du mélange vertical (Koch and Gust, 1999). Au contraire, en présence de forts courants, la hauteur de canopée décroît sous l'effet de la courbure, « fermant » la canopée et diminuant l'échange vertical en l'absence d'oscillations de la canopée (Koch and Gust, 1999). Cet effet de fermeture de la canopée a également été décrit par Gacia et al. (1999) en présence de *Posidonia oceanica*.

Cependant, l'augmentation de la turbulence près du fond pour de faibles densité de végétation (Koch, 1999) ainsi qu'aux bordures de l'herbier (Bouma et al., 2005 ; Bouma et al., 2009) peut conduire à une augmentation de la remise en suspension des sédiments même lorsque les vitesses d'écoulement sont faibles (Koch, 1999 ; Green, 2005 ; Lefebvre et al., 2010 ; Rominger et al., 2010 ; van der Heide et al., 2010).

La modification de la taille des sédiments (Figure 1-6 et Figure 1-7) rapportée par certains auteurs (van Keulen and Borowitzka, 2003 ; van Katwijk and Wijgergangs, 2004 ; Bos et al., 2007 ; Bouma et al., 2007 ; van Katwijk et al., 2010) est une réponse directe des conditions de turbulence à l'intérieur de la canopée. En général cette modification de taille des particules se traduit par une augmentation significative de la fraction de sédiments fins (Figure 1-6 ; De Flaco et al., 2000 ; Heiss et al., 2000 ; Bos et al., 2007 ; van Katwijk et al., 2010), impliquant des niveaux de turbulence plus faibles qu'en dehors des herbier. C'est le cas lorsque les herbiers sont bien développés et au-delà d'une certaine distance des bords du patch (Fonseca and Fisher, 1986 ; Van Keulen et al., 2003 ; Koch et al., 2006a ; Neumeier and Amos, 2006b). Cependant, cette observation n'est pas généralisable à tous les types de végétation. En effet, certains auteurs ont montré des tendances inverses, soit une augmentation significative de la taille des sédiments en présence de végétation (Figure 1-7 ; Fonseca and Koehl, 2006 ; van Katwijk et al., 2010). Cette augmentation de la taille des grains est induite par les niveaux de turbulence plus important lorsque l'herbier est moins développé et à proximité des rebords du patch (Fonseca and Fisher, 1986 ; Granata et al., 2001 ; Fonseca and Koehl, 2006 ; Bouma et al., 2007 ; Bouma et al., 2009 ; Lefebvre et al., 2010).



Figure 1-6. Patch observé le 27 octobre 2003, lorsque l'herbier est faiblement développé (Bos et al., 2007). L'élévation du patch est clairement visible, de même le caractère plus vaseux des parties hautes est mis en évidence par l'absence de rides (Bos et al., 2007).

La variabilité des réponses de la dynamique sédimentaire à la présence d'herbier dépend donc de nombreux paramètres locaux et biologiques, tels que l'exposition aux forçages hydrodynamiques (Gacia and Duarte, 2001 ; Fonseca and Koehl, 2006 ; Bos et al., 2007 ; van Katwijk et al., 2010), le développement de l'herbier (Gacia et al., 1999 ; Heiss et al., 2000 ; Bos et al., 2007) et l'espèce considérée (Fonseca and Fisher, 1986 ; Gambi et al., 1990 ; Peralta et al., 2008 ; Widdows et al., 2008).

Ensuite, la résistance des sédiments contre l'érosion peut être modifiée directement ou indirectement par la présence des herbiers. En effet, la présence de plus faible énergie hydrodynamique peut favoriser la croissance de biofilms de microphytobenthos augmentant la résistance contre l'érosion (Amos et al., 2004 ; Lundkvist et al., 2007 ; Tolhurst et al., 2008 ; Widdows et al., 2008). D'autre part, la présence physique de la rhizosphère, mais également des feuilles mortes pouvant être intégrées au sédiment forment une matrice complexe difficilement érodable (Fonseca and Fisher, 1986 ; Fonseca, 1996 ; Gacia et al., 1999 ; Amos et al., 2004 ; Thompson et al., 2004).



Figure 1-7. Présence de sédiments grossiers dans un petit patch d'herbier (Fonseca and Koehl, 2006).

Enfin, la dynamique sédimentaire peut également affecter la croissance des herbiers, menant à des processus de rétrocontrôles (van der Heide et al., 2007 ; van der Heide et al., 2010 ; van der Heide et al., 2011). Ainsi, de fort taux de sédimentation ou le déplacement de rides peuvent entraîner l'enfouissement des plants et leur mort (Terrados et al., 1997 ; Cabaço and Santos, 2007). Cependant, certaines espèces sont capables de compenser la hausse du niveau sédimentaire par une croissance rapide, par un allongement des plants ou par une croissance verticale de leur rhizosphère (Bouduresque and De Grissac, 1983 ; Brun et al., 2005 ; Koch et al., 2006a). De plus, la présence de fortes concentrations de sédiment en suspension diminue la pénétration de la lumière pouvant réduire l'activité photosynthétique des herbiers et mener à leur déclin (Figueiredo da Silva et al., 2004 ; Koch et al., 2006a ; Ralph et al., 2006 ; van der Heide et al., 2007 ; van der Heide et al., 2011).

1- II.2. Le Bassin d’Arcachon

1- II.2.1. Présentation générale

Le bassin d’Arcachon (Figure 1.8) est un système côtier dont le fonctionnement hydro-sédimentaire est à mi-chemin entre une baie tidale, un estuaire et une lagune semi-fermée (Manaud et al., 1997). De forme générale triangulaire et d’une surface totale de 155 km² (dont les surfaces intertidales occupent 105 km²), il est soumis aux actions conjuguées de la marée, des vents et clapots associés, des apports d’eau douce et, au niveau de sa communication avec l’océan, des régimes de houles. Il constitue, entre la Pointe de Grave et Bayonne, l’unique interruption de la côte aquitaine, sableuse et rectiligne. La flèche sableuse du cap Ferret constitue la frontière naturelle entre le domaine océanique (à l’ouest) et le domaine lagunaire. Un système de passes permet la communication entre la partie lagunaire et la partie océanique.

1- II.2.1.1. Le forçage par la marée

Le bassin d’Arcachon est soumis à une marée semi-diurne dont le marnage varie de 1.10 m en période de morte-eau à 4,95 m en période de vive-eau, ce qui fait du bassin un système lagunaire méso-tidal. Les volumes d’eau échangés avec l’extérieur lors d’un cycle de marée sont d’environ 130.10⁶ et 400.10⁶ m³ respectivement en morte-eau et vive-eau (Boucher, 1968).

La vitesse d’élévation du plan d’eau lors du flot n’est pas régulière pour les zones les plus internes du bassin. Ainsi, lors du recouvrement des estrans par la marée dans la partie Est, il y a un ralentissement de la montée des eaux, puis reprise et accélération (L’Yavanc, 1995). Ce phénomène de distorsion tidale est dû à la dissipation de l’énergie de l’onde de marée par le frottement sur les nombreuses zones intertidales, induisant la déformation de l’onde de marée (Friedrichs and Aubrey, 1988 ; Friedrichs and Madsen, 2002). Cette asymétrie tidale implique que la durée de l’étale de pleine mer dans les zones reculées du bassin soit supérieure à celle de l’étale de basse mer, mais également que les durées du jusant soient inférieures à celles du flot (L’Yavanc, 1995). Ainsi, par conservation de la masse, l’intensité des courants est plus forte durant le jusant (L’Yavanc, 1995).

Enfin, les simulations hydrodynamiques menées par Plus et al. (2006) ont montré que la circulation des masses d’eau à l’intérieur du bassin se fait principalement suivant un axe Sud-Ouest - Nord-Est.

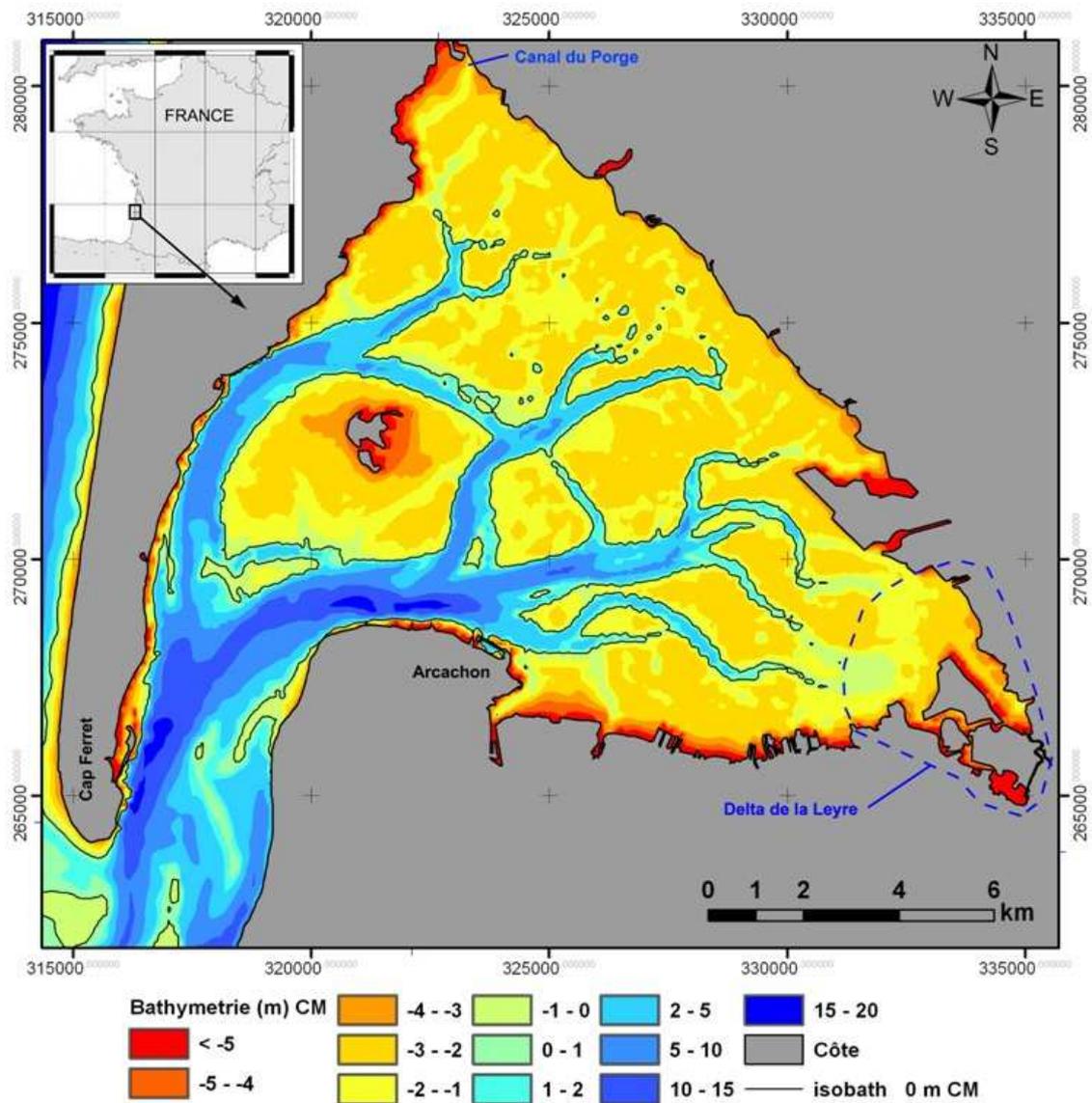


Figure 1-8. Situation générale du bassin d’Arcachon.

1- II.2.1.2. Le forçage par la houle

La côte aquitaine est soumise à un régime de houle relativement intense, avec une hauteur significative moyenne d’environ 2 mètres. Mais lors d’épisodes tempétueux des hauteurs significatives supérieures à 6.4 mètres peuvent être enregistrées. Les houles d’Ouest à Nord-Ouest dominant largement (93% du temps). Ce climat de houles est responsable d’une intense dérive littorale orientée vers le Sud (Cayocca, 1996). Cependant, malgré une forçage par la houle intense au niveau de la côte aquitaine, sa pénétration dans le bassin d’Arcachon se limite à la zone des passes, en raison de la présence de la flèche sableuse du Cap Ferret et des nombreux bancs de sable qui amortissent la majeure partie de l’énergie de la houle externe (Bouchet, 1968 ; Cayocca, 1996).

1- II.2.1.3. Le forçage des mers de vents

Le développement des mers de vent dans le bassin est contraint par la hauteur du plan d'eau en raison des importantes surfaces émergées à marée basse. D'une amplitude moyenne de 30 à 40 cm et de période inférieure à 3 secondes, les mers de vents sont principalement créées par les vent de secteurs Sud à Ouest (Le Dissez, 2006 ; Parisot et al., 2008).

1- II.2.1.4. Le forçage de fluviatile

Les principaux apports en eaux continentales proviennent de la rivière côtière Leyre (partie Sud-Est du bassin), et du canal du Porge au Nord (Figure 1.8). Les apports en eau douce représentent un volume moyen de 140000 m³ par jour (Auby, 1991), ce qui est négligeable en comparaison des volumes d'eau mis en jeu par la marée. En effet, le prisme tidal moyen est environ 400 fois supérieur au volume d'eau mis en jeu par la Leyre en période de crue et ramené à la même durée (Féniès, 1998). Bien que les apports d'eau continentale soient négligeables comparés aux prismes tidaux, la dynamique sédimentaire de la partie Est du bassin (delta de la Leyre) est influencée de manière significative par les variations saisonnières du débit liquide. En effet, en période de crue, l'effet de chasse induit par les courants fluviaux tend à transporter les sédiments continentaux vers les chenaux de la partie centrale du bassin (Arbouille et al., 1986 ; Faugeres, 1986 ; Féniès et al., 1986).

1- II.2.1.5. Aspects sédimentaires et morphologiques

Les sédiments du bassin présentent un gradient granulométrique décroissant de l'embouchure vers les parties plus internes (Bouchet, 1968). Ainsi, au niveau de l'embouchure (zone des passes), les sédiments sont constitués principalement de sables grossiers, voire de graviers. Dans la partie centrale les sédiments fins et cohésifs dominent les estrans, alors que les chenaux principaux sont sableux. Ceux du réseau secondaire sont mixtes (sables vaseux et vases sableuses). Dans les parties les plus internes du bassin (côte Est) la tendance est à des sables fins dans les chenaux, originaires principalement des apports fluviaux en relation directe avec les variations saisonnières du débit liquide de la Leyre (Bouchet, 1968 ; Arbouilles et al., 1986 ; Blanchet, 2004).

Les chenaux du domaine lagunaire (centre) et du delta de la Leyre (Sud-Est) sont profonds et présentent une faible migration latérale et une morphologie fortement méandriforme et dendritique (L'Yavanc, 1995). Cette absence de migration des chenaux est due au fait que les chenaux incisent les

platiers couverts d'herbiers à zostères. En effet, leur rhizosphère développée contribue à augmenter la cohésion des sédiments (Boucher, 1968). Au contraire, les chenaux incisant des platiers plus sableux sont peu profonds et sujets à migration. Ainsi, l'érodabilité des estrans contrôle la migration des chenaux secondaires, mais également le stock de sédiment facilement remaniables par les forçages hydrodynamiques (Féniès et al., 1986 et 1998 ; Gayet et al., 1986).

1- II.2.2. Les zostères (*Zostera noltii*) du bassin d'Arcachon

1- II.2.2.1. *Zostera noltii*

Les zostères (*Zosterae*) sont des plantes herbacées aquatiques de la famille des *Potamogetonaceae*, qui regroupe 39 espèces réparties en 9 genres. En Atlantique, elles sont communes des zones intertidales européennes et nord-africaines, leur répartition allant du sud des côtes norvégiennes aux côtes mauritaniennes. Elles peuvent également être immergées en permanence (étangs méditerranéens).

Le rhizome rampant des zostères naines (*Zostera noltii*) est jaune-brun et mesure de 0,5 à 2 mm de diamètre, pour des entre-nœuds de 4 à 35 mm de longueur (Figure 1-1, 1-9). A chaque nœud se développent de 2 à 4 racines et une feuille. Les pousses partant de chaque nœud portent de 2 à 5 feuilles (10 à 40 cm de longueur et 1 à 2 mm de largeur) engainantes et linéaires. Seuls les pousses reproductrices comportent des branches et mesurent de 2 à 25 cm de hauteur et comportent 4 à 5 fleurs mâle et autant de femelles. Le fruit est ellipsoïde, noir, lisse et mesure de 1,5 à 2 mm de longueur. Les graines sont brun-rouge, de même taille que le fruit (Auby, 1991).



Figure 1-9 : Photo de zostères naines (*Z. noltii*) montrant les pousses, le rhizome et les racines (photo A. Mrkvicka).

1- II.2.2.2. L'herbier d'Arcachon

Auby (1991) a montré les principales caractéristiques de la population de zostères naines du bassin. Tout d'abord, les herbiers du bassin d'Arcachon sont répartis entre +0,3 m et + 3,1 m par rapport au zéro hydrographique (-2,05 m du 0 NGF), ce qui correspond à des durées moyennes d'émersion journalières comprises entre 3h00 et 15h30. Durant la période d'émersion, la couche superficielle des sédiments reste sursaturée en eau, avec des teneurs en eau pouvant être supérieures à 250%, permettant ainsi le maintien en vie des espèces vivant dans les herbiers.

Concernant leur évolution saisonnière, les pousses ont des longueurs minimales au début du printemps, et atteignent leurs longueurs maximales en fin d'été. La biomasse aérienne est plus faible sur une période de novembre à février puis augmente jusqu'en juin, époque à laquelle elle atteint son maximum, qui durera jusqu'à août. Cependant, pour des herbiers en phase de colonisation, la biomasse hivernale est maintenue, voir sujette à une augmentation. Pour la biomasse souterraine, l'augmentation se fait de janvier à mars, mois auquel elle est maximum, puis diminue d'août à décembre (Figure 1.10). Il y a cependant un renouvellement relativement constant des organes souterrains durant toute l'année. Ainsi, le rapport de la biomasse aérienne sur la biomasse souterraine montre une évolution saisonnière avec des valeurs de 0,5 au printemps, 1 en été et en automne. Le début de la phase de croissance végétative est consécutif au passage de la température de l'eau au dessus de 8-9°C, alors que la première tige fleurie apparaît début juin, lorsque la température de l'eau atteint environ 18°C. La période de reproduction dure ensuite jusqu'en septembre.

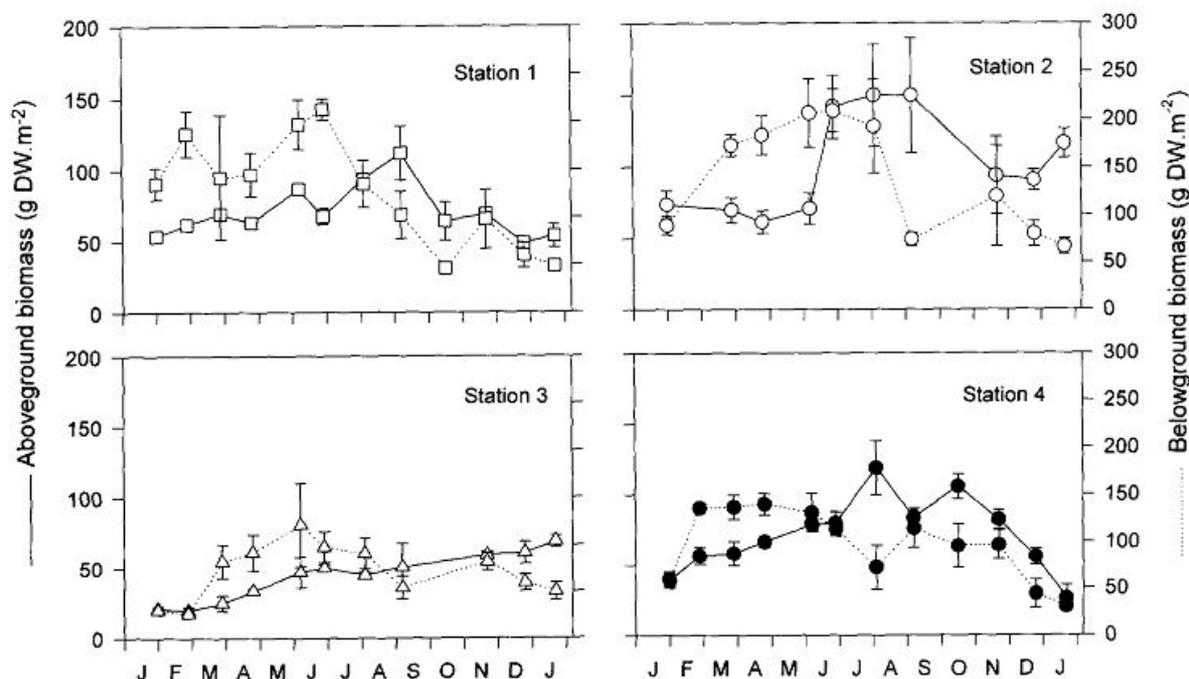


Figure 1.10 : Evolution saisonnière de la biomasse (sèche) aérienne (trait plein) et souterraine (pointillés) pour les zostères naines pour 4 stations du bassin d'Arcachon (Janvier 1984 – Janvier 1985). Il est à noter la différence d'échelle entre la biomasse aérienne et la biomasse souterraine (Auby et Labourg, 1996).

Des variations de croissance ont été rapportées en fonction de la qualité du substrat sur lequel poussaient les herbiers, de leur niveau hypsométrique, et de la leur localisation dans le bassin (Auby, 1991). Ainsi, les populations poussant dans les parties hautes des estrans montrent des feuilles plus courtes et plus étroites que leurs homologues des zones basses. Tandis que les herbiers des zones les plus basses seraient les premiers touchés par le déclin observé depuis quelques années. Les populations situées plus près de l'embouchure du bassin (zone des passes) voient leur phase de croissance débuter plus tôt dans la saison, probablement en raison de la plus faible turbidité de ces zones, ce qui favorise la photosynthèse, mais également en raison de la température plus élevée des eaux océaniques par rapport aux eaux de l'intérieur du bassin soumises à l'influence fluviale en fin d'hiver. Les biomasses souterraines observées apparaissent plus importantes pour des herbiers implantés sur des sédiments sableux que sur des sédiments vaseux (Auby et Labourg, 1996 ; Plus et al., 2001) en raison de la disponibilité plus faible de nutriments et de la plus faible cohésion de ce type de sédiments qui oblige alors les plantes à surdévelopper leur rhizosphère afin d'y puiser suffisamment de nutriments et d'avoir une meilleure stabilité face aux agents hydrodynamiques.

1- II.2.2.3. La régression des herbiers

Dans les années soixante, alors que les herbiers de zostères (*Z. marina* et *Z. noltii*) subissent un déclin important en Mer de Wadden, les herbiers d'Arcachon ne semblent pas affectés. Au contraire, une augmentation de leur surface intervient entre 1966 et 1984 (respectivement 6678 ha et 7014 ha). Depuis, et jusque dans les années 90, la superficie est restée relativement stable (Auby, 1991).

Cependant, depuis une vingtaine d'année, une forte régression de la surface des herbiers a été observée (Plus et al., 2010) : -11 % entre 1989 et 2005, et -33 % entre 1989 et 2007, bien que certaines zones aient été nouvellement colonisées (Figure 1.11). Ceci est associé à une forte diminution des taux de recouvrement : entre 2005 et 2007, les surfaces à faible recouvrement (0-25%) ont augmenté de près de 140 %, alors que dans le même temps, les surfaces présentant des recouvrements de 25-75 % et de 75-100 % ont subi des diminutions respectivement de 18 % et 53 % (Plus et al., 2010).

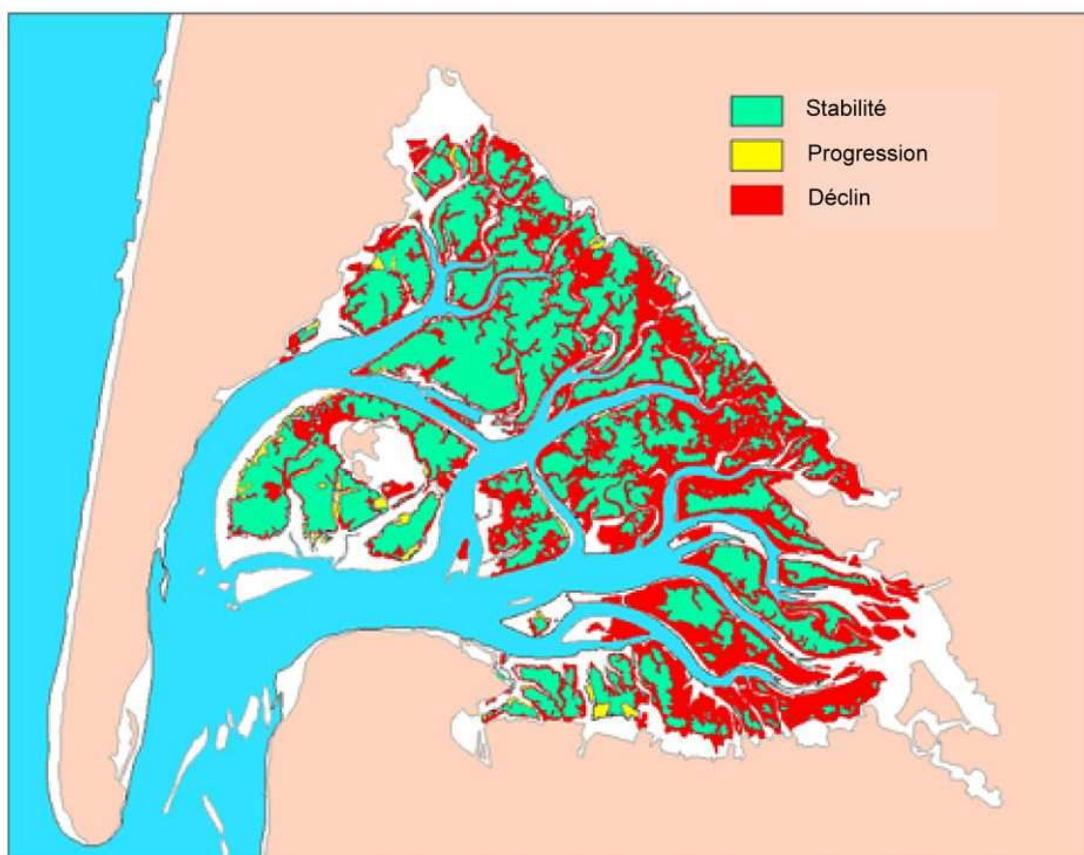


Figure 1.11. Evolution des herbiers de *Zostera noltii* entre 1989 et 2007. Pour l'année 2007, toutes les classes de recouvrement ont été additionnées (adapté d'après Plus et al., 2010).

1- III. OBJECTIFS ET STRATEGIE DE L'ETUDE

Comme développé au §1-II, les herbiers de phanérogames marines sont considérés comme des ingénieurs de l'écosystème (Jones et al., 1997 ; Bos et al., 2007 ; Bouma et al., 2007 ; van der Heide et al., 2007 ; van Katwijk et al., 2010). Leur présence diminue l'énergie des courants. Cette modification de l'hydrodynamisme influe sur la dynamique sédimentaire au travers d'une augmentation du dépôt des sédiments (Gacia and Duarte, 2001 ; Gacia et al., 2003 ; Hendriks et al., 2008 ; Hendriks et al., 2010) et d'une protection contre l'érosion (Gacia and Duarte, 2001 ; Amos et al., 2004 ; Bos et al., 2007), laissant supposer des conséquences sur les bilans sédimentaires à moyen et long terme. Bien que la modification de l'hydrodynamisme par les herbiers de phanérogames soit relativement bien qualifiée, la quantification des processus hydrodynamiques mis en jeu n'est pas généralisable en raison de la forte spécificité de chaque espèce (Fonseca and Fisher, 1986 ; Gambi et al., 1990 ; Peterson et al., 2004 ; Ghisalberti and Nepf, 2006 ; Peralta et al., 2008).

La quantification des processus sédimentaires en présence de végétation est d'autant plus difficile, que la variabilité spatiale de l'herbier considéré vient s'ajouter à la variabilité de l'intensité des différents processus hydrodynamiques, variabilité induite par les spécificités de chaque espèce. Bien que de nombreuses études aient déjà été menées sur l'impact d'herbiers de phanérogames marines sur la dynamique sédimentaire, la majorité des recherches a porté sur l'étude d'espèces subtidales de grande taille. Ainsi, l'espèce *Zostera noltii* n'a fait l'objet que de peu d'études (Widdows et al., 2008). De plus, en raison de son cycle de croissance saisonnier, cette espèce doit introduire une forte variabilité temporelle des processus hydrodynamiques et sédimentaire. Or, la connaissance des interactions entre ces processus et les variations saisonnières de *Zostera noltii* reste relativement limitée (Bos et al., 2007 ; Widdows et al., 2008).

L'objectif de ce travail de thèse est d'apporter des éléments de réponses à diverses questions ouvertes, qui permettront par la suite de mieux estimer les conséquences de la régression des herbiers de *Z. noltii* sur la dynamique sédimentaire du bassin d'Arcachon :

- Les herbiers de *Z. noltii* ont-ils un impact significatif sur les bilans sédimentaires annuels à l'échelle d'un estran ?
- Comment se traduit l'effet de leur cycle de croissance sur la dynamique sédimentaire ?
- Quels sont les principaux paramètres contrôlant la dynamique sédimentaire sur le moyen terme (quelques années).

- De quels processus hydrodynamiques et sédimentaires à petite échelle les bilans et la dynamique sédimentaire moyen terme sont ils le reflet ?
- Comment ces processus interagissent-ils entre eux et avec la variabilité saisonnière du développement des herbiers ?
- Comment modéliser ces processus de manière pertinente de la petite échelle (m) à la grande échelle (km) dans une perspective de modélisation à l'échelle du bassin d'Arcachon ?

Pour répondre à ces questions, une stratégie multi échelles a été mise en œuvre selon 3 axes principaux constituant la structure du manuscrit:

- (1) Qualification et quantification des évolutions saisonnières et annuelles des bilans sédimentaires et des paramètres de contrôle**
- (2) Quantification fine des processus hydrosédimentaires en présence d'herbier**
- (3) Modélisation numérique des processus**

Afin de quantifier les évolutions saisonnières des bilans sédimentaires, un suivi in situ a été réalisé sur deux estrans ateliers du bassin d'Arcachon, le choix de ces sites d'étude ayant été effectué selon différents critères. La durée du suivi (2 ans sur le premier site et 1an ½ sur le second) a permis d'acquérir des séries temporelles longues des paramètres de développement de l'herbier, de certains paramètres hydrodynamiques (hauteur d'eau, hauteur des vagues) et de paramètres sédimentaires (élévation du substrat sédimentaire, propriétés physiques des sédiments superficiels). En parallèle à ce suivi long terme, des campagnes de mesures in situ à l'échelle du cycle tidal de morte-eau/vive-eau ont été effectuées sur le premier site atelier, pour 3 stades contrastés de la croissance des herbiers. Le but de ces campagnes était de définir les paramètres contrôlant les bilans sédimentaires à travers la mesure haute fréquence de paramètres hydrodynamiques (vitesse et turbulence de l'écoulement) et sédimentaires (concentration en matières en suspension). Les méthodologies, les résultats et les conclusions de ces expérimentations à l'échelle d'un estran sont présentés puis discutés dans la première partie du manuscrit (Chapitre 2).

Dans le but de comprendre et de quantifier finement les processus hydrodynamiques et sédimentaire mis en jeux et dont les évolutions long terme sont la conséquence, des expérimentations ont été menées en laboratoire. Dans un premier temps, des tests d'érodabilité ont

été réalisés à partir de sédiments prélevés sur le premier site atelier. Ces mesures, effectuées à 3 stades contrastés de la croissance des herbiers, ont permis de quantifier les principaux paramètres sédimentaires et biologiques contrôlant l'érosion des sédiments. Dans un second temps, les principaux processus hydrodynamiques et sédimentaires interagissant avec les herbiers ont été quantifiés en milieu contrôlé grâce à des mesures de vitesse et de turbulence de l'écoulement, et de flux d'érosion et de dépôt effectuées dans un canal à courant. Ces expérimentations ont été effectuées pour 5 stades de croissances des herbiers, à partir de mottes d'herbiers réels, prélevées sur le premier site d'étude, et de leur sédiment associé. Les méthodologies, les résultats et les conclusions obtenus de ces expérimentations visant à la quantification fine des processus hydro sédimentaires sont présentés puis discutés dans la seconde partie du manuscrit (Chapitre 3).

La quantification de l'impact des herbiers de *Z. noltii* sur la dynamique sédimentaire et des conséquences de leur régression sur la dynamique sédimentaire à l'échelle du bassin d'Arcachon ne sera possible qu'à partir de la modélisation numérique basée sur une approche fine des processus hydrodynamique et sédimentaire. Dans cet objectif, le modèle hydrodynamique MARS-3D a été modifié pour tenir compte de l'influence des herbiers sur les processus hydrodynamiques. La définition d'un domaine de simulation de dimensions identiques au canal à courant a permis la calibration des processus herbiers/hydrodynamique, une compréhension plus approfondie des processus hydrodynamiques agissant de l'échelle d'un à plusieurs patchs d'herbier, et constitue une base solide en vue de la modélisation à plus grande échelle. La troisième partie de ce manuscrit (Chapitre 4) est donc consacrée à la description et à la calibration du modèle, suivie d'une discussion sur les limitations et les perspectives quand à la modélisation hydro-sédimentaire appliquée à l'échelle du bassin d'Arcachon.

CHAPITRE -2-

ETUDE *IN-SITU* DES EVOLUTIONS SAISONNIERES ET ANNUELLES D'UN ESTRAN COLONISE : PROCESSUS DE CONTRÔLE

2- I. INTRODUCTION

La présence d'herbiers de phanérogames dans l'écosystème est intimement liée à la dynamique sédimentaire, non seulement parce que le fond sédimentaire constitue le substrat sur lequel ils se développent, mais aussi parce que la turbidité liée à l'érosion des estrans influe sur la production primaire (Koch et al., 2006a). Réciproquement, de nombreuses études ont démontré l'influence de la présence d'herbiers sur la dynamique sédimentaire. Cette influence se traduit par des changements de la nature et de la stabilité des sédiments colonisés, ainsi que par la modification de l'écoulement près du fond, et donc des forçages hydrodynamiques contrôlant l'érosion et le dépôt des sédiments (se référer au § 1-2.1. pour la description des influences des herbiers sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire). Les phanérogames marines sont donc considérées comme des ingénieurs de l'écosystème, au sens où les herbiers qu'elles constituent, de part leur présence, modifient leur environnement (Jones et al., 1997).

Les phanérogames marines réunissent un grand nombre d'espèces différentes et de nombreuses études ont été réalisées pour évaluer leur rôle d'ingénieurs de l'écosystème. Cependant, la majorité de ces études ont été menées sur des espèces subtidales et/ou de grande taille (*Posidonia oceanica*, *Zostera marina*, *Thalassia testudinum*), alors que l'espèce *Zostera noltii*, de petite taille, n'a fait l'objet que de peu d'études (Widdows et al., 2008). Des différences considérables quant à la capacité des herbiers à modifier la dynamique sédimentaire ont également été mises en évidence suivant les espèces considérées (Fonseca and Fisher, 1986 ; Hendriks et al., 2010), mais également suivant les forçages appliqués tels que l'intensité des courants, des vagues ou les apports en matières en suspension (Gacia and Duarte, 2001 ; Gacia et al., 2003 ; Bos et al., 2007 ; van Katwijk et al., 2010). De plus, un nombre limité d'études ont été menées sur l'évaluation de l'impact de la variabilité saisonnière des herbiers sur les processus hydro-sédimentaires et les bilans sédimentaires associés.

Le rôle prépondérant joué par i) les caractéristiques de la végétation propres à chaque espèce et dépendant de leur stade de développement, et ii) par les forçages hydrodynamiques propres à chaque site rend nécessaire l'étude de l'impact d'herbiers de *Zostera noltii* sur la dynamique sédimentaire à moyen et long terme (mois, année) et de quantifier les conséquences de la variabilité du développement saisonnier de cette espèce sur les évolutions morphologiques d'estrans colonisés du bassin d'Arcachon.

La dynamique sédimentaire sur estran est liée à l'action de différents paramètres hydrodynamiques et sédimentaires (turbulence, contrainte de cisaillement sur le fond, apports en

matières en suspension, caractéristiques d'érodabilité des sédiments du substrat) généralement contrôlés par deux forçages physiques principaux : la marée et les vagues liées aux mers de vent. Les herbiers de phanérogames, lorsqu'ils colonisent l'estran, constituent un forçage biologique significatif s'ajoutant aux forçages hydrodynamiques. Ces forçages et la dynamique sédimentaire résultante peuvent être quantifiés à partir de différentes grandeurs physiques telles que la variation de la hauteur d'eau (paramètre principalement induit par la marée), de la hauteur significative des vagues, de l'élévation du niveau sédimentaire, de la concentration en matières en suspension, des caractéristiques du substrat sédimentaire (taille des grains, état de compaction) et des caractéristiques de la végétation (densité, hauteur).

Dans la littérature, peu de séries temporelles décrivent, à l'échelle du cycle annuel de développement de *Z. noltii*, les évolutions morphodynamiques d'estrans colonisés ainsi que leurs forçages associés. Ce constat est transposable au bassin d'Arcachon, pour lequel de telles données sont inexistantes. Il est donc primordial, dans un premier temps, de qualifier et de quantifier les évolutions saisonnières et annuelles des bilans sédimentaires, d'estrans du bassin d'Arcachon colonisés par des herbiers de *Z. noltii*.

2- II. OBJECTIFS ET STRATEGIE D'ETUDE

2- II.1. Objectifs de l'étude

L'étude se décompose en deux phases :

→ **La première phase** consiste à évaluer les conséquences de la présence d'herbiers de *Z. noltii* et de leur cycle de croissance sur les bilans sédimentaires saisonniers et annuels d'un estran colonisé, avec pour principaux objectifs :

- de valider la méthodologie employée pour la détermination de l'élévation du niveau sédimentaire
- de qualifier l'impact des *Z. noltii* sur les bilans sédimentaires annuels d'un estran colonisé, en termes de variations de l'élévation du niveau sédimentaire et de modifications des caractéristiques sédimentaires superficielles
- de quantifier l'impact du cycle de croissance des herbiers sur les bilans sédimentaires.

→ **La seconde phase** consiste à évaluer la variabilité spatiale et inter annuelle de la présence des herbiers à *Z. noltii* sur les bilans sédimentaires long terme, ainsi qu'à qualifier les processus hydrodynamiques et sédimentaires mis en jeu en présence d'herbiers, dont les bilans sédimentaires long annuels sont la conséquence. Les objectifs pour la seconde phase de l'étude sont :

- d'évaluer l'impact de la variabilité spatiale des forçages hydrodynamiques, sédimentaires et biologique sur les bilans sédimentaires saisonniers et annuels.
- d'estimer l'impact de la variabilité temporelle des forçages hydrodynamiques, sédimentaires et biologiques sur les bilans sédimentaires annuels.
- de mettre en évidence les processus hydrodynamiques et sédimentaires interagissant avec les herbiers de *Z. noltii*, à l'échelle d'un estran et en fonction de l'état de développement des herbiers.

Le choix d'estrans ateliers représentatifs des conditions hydrodynamiques des estrans du bassin d'Arcachon a été réalisé en amont des campagnes de mesures. Les critères de choix de ces sites ateliers sont développés ci-après.

2- II.2. Stratégie de l'étude

2-II.2.1. Détermination des estrans ateliers

Le choix de l'estran atelier a été orienté par différents critères. La détermination de ces critères résulte de la confrontation de connaissances antérieures sur (i) les évolutions morphologiques récentes des estrans du bassin d'Arcachon, (ii) la variabilité spatio-temporelle de la répartition des herbiers de *Z. noltii*, et (iii) sur les forçages hydrodynamiques, et notamment les mers de vent.

Les facteurs déterminants sont donc :

- **la structure des herbiers** (Figure 2-1A) : ils doivent présenter une répartition spatiale relativement homogène afin de limiter les effets locaux induits par les variations spatiales des forçages (effets de bord de patch).
- **la densité des herbiers** (Figure 2-1B) : afin de quantifier les différences entre des densités d'herbiers différentes mais soumises à un forçage similaire, l'estran atelier doit présenter des densités contrastées mais situées à proximité les unes des autres afin d'assurer une similarité des forçages hydrodynamiques.
- **la stabilité inter annuelle des herbiers** (Figure 2-1C) : les campagnes de mesures devant débuter à une période de l'année où les herbiers sont peu ou pas développés, le choix d'une zone présentant une forte stabilité inter annuelle des herbiers était primordial afin de garantir le succès des campagnes. En effet, certaines zones du bassin d'Arcachon présentent une importante instabilité inter annuelle, se traduisant certaines années par l'absence de pousse de l'herbier sur des zones habituellement colonisées (I. Auby, com. pers.).

- **la proximité d'un estran non végétalisé** (Figure 2-1D): l'étude et la quantification de l'impact des herbiers sur la dynamique sédimentaire passe par la comparaison avec une situation de référence : un estran non colonisé situé à proximité de l'estran colonisé afin qu'il soit soumis à des forçages hydrodynamiques similaires.
- **l'exposition aux mers de vent** (Figure 2-1E) : le site d'étude devra être soumis à un forçage par les mers de vent (clapot) représentatif des conditions d'agitation moyennes à fortes dans le bassin d'Arcachon.
- **l'accessibilité du site** (Figure 2-1F) : les campagnes de mesures nécessitent la mise en place de nombreux instruments et la maintenance de ces instruments (changement des batteries, relevage de la mémoire) et donc des visites fréquentes sur le site atelier, ainsi le site doit être facilement accessible. Trois paramètres contrôlent l'accessibilité au site : (i) la distance entre le port d'Arcachon (où sont concentrés les moyens nautiques) et l'estran atelier, (ii) la distance entre le chenal (lieu de débarquement) et le site d'étude à proprement dit, et (iii) la consistance du substrat. En effet, certaines zones du bassin d'Arcachon, bien que colonisées par les herbiers, présentent des substrats sur lesquels il n'est pas possible de se déplacer à pied, en raison de leur caractère meuble.

La comparaison des cartes correspondant aux différents critères de choix de site, associée aux observations recueillies lors d'une visite de reconnaissance sur le terrain, a permis de mettre en évidence 4 sites qui répondent à la majorité des critères (Figure 2-2). Parmi ces quatre sites potentiels, deux sont situés à proximité de la zone présentant une faible exposition aux mers de vent (sites 1 et 3) et ne sont donc pas retenus.

Le **site 2**, répondant à tous les critères correspond à l'**estran de Germanan**. Ce site est retenu pour la **première phase de l'étude**. La visite de reconnaissance de ce site situé dans la partie centrale du bassin d'Arcachon a permis de vérifier la présence d'un herbier relativement homogène, présentant différentes densités et un estran nu sur une surface totale d'environ 4 ha (200 m * 200 m).

Le **site 4 (estran de Comprian)** répond également à tous les critères. Cependant, lors de la visite reconnaissance, les sédiments superficiels de ce site sont apparus significativement plus sableux que ceux des autres sites visités. La présence de sédiments plus grossiers dans cette zone peut être expliquée d'une part, par une forte exposition aux mers de vent (Parisot et al., 2008) et d'autre part par une influence significative des apports fluviaux de la Leyre (Arbouille et al., 1986;

Féniès, 1998). L'*estran de Comprian* est donc retenu pour la **seconde phase** de l'étude en complément de l'*estran de Germanan*.

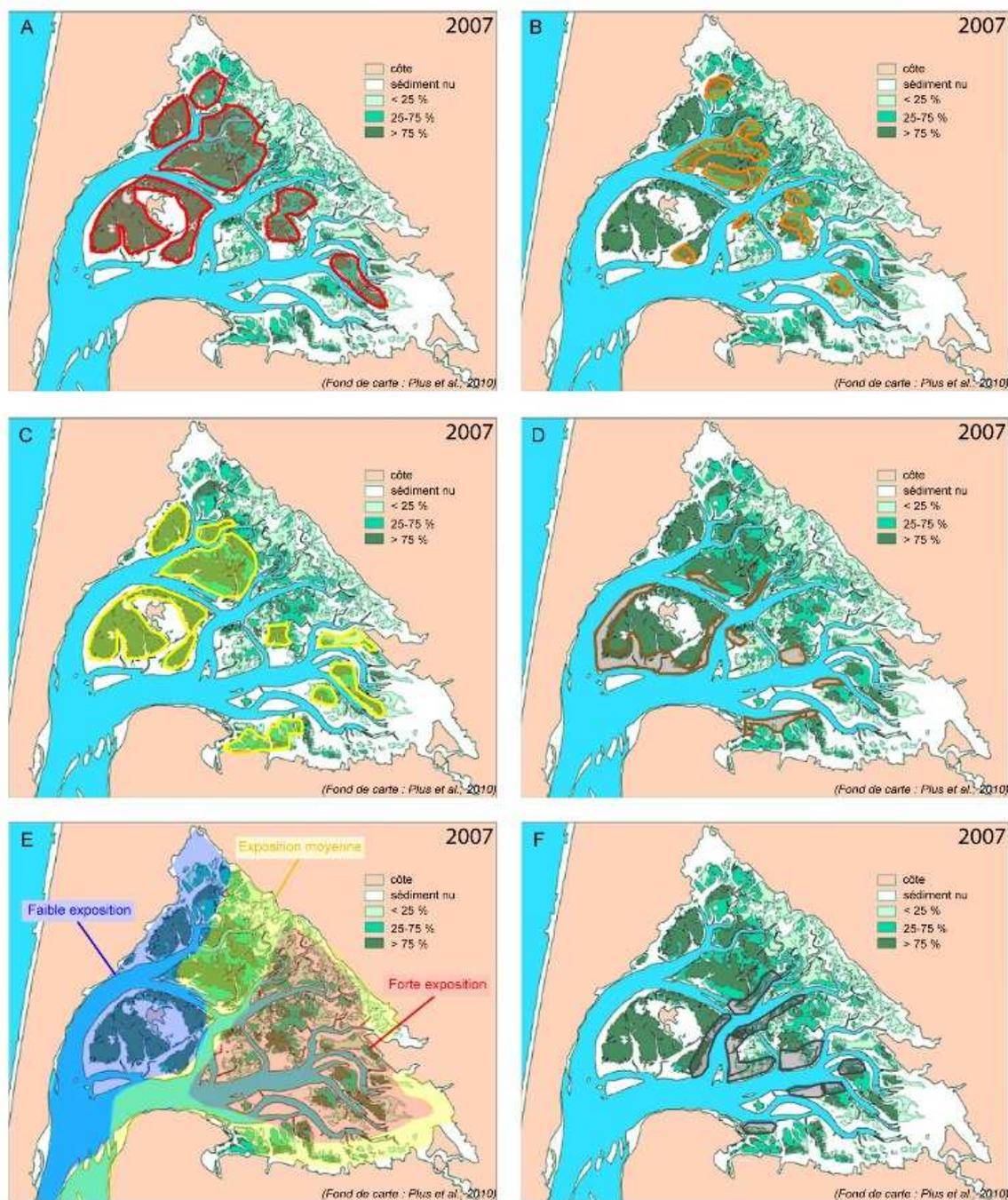


Figure 2-1. Cartographie des critères de choix du site atelier replacée sur la carte de répartition des taux de recouvrement de 2007 (Plus et al., 2010) : (A) structure des herbiers, (B) densité, (C) stabilité inter annuelle, (D) présence d'un estran nu à proximité, (E) exposition aux mers de vent, (F) accessibilité.

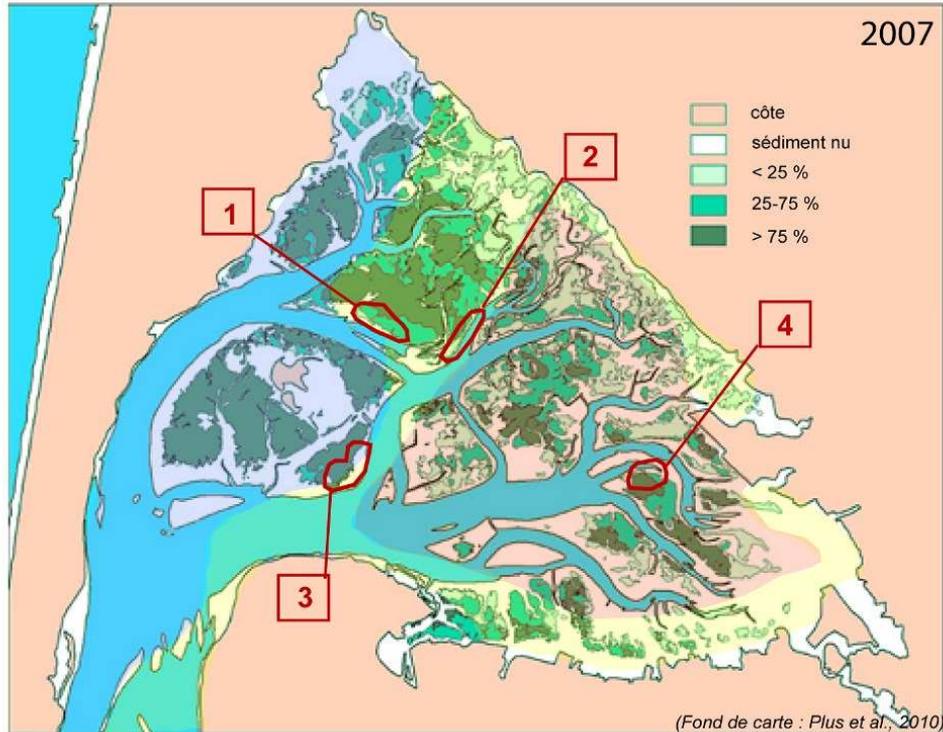


Figure 2-2. Cartographie des sites répondant aux 6 critères définis, superposés sur la cartographie des taux de recouvrement d'herbier en 2007 (Plus et al., 2010) et des expositions au clapot (bleu – faible exposition, jaune – exposition moyenne, orange – forte exposition) .

2-II.2.2. Stratégie pour la première phase de l'étude – Site de Germanan

La stratégie de mesure mise en œuvre pour cette première phase de l'étude repose sur un suivi continu de l'altimétrie des sédiments et des paramètres hydrodynamiques (hauteur d'eau, hauteur de vagues), au moyen d'altimètres ALTUS. Des visites mensuelles sont effectuées afin de suivre l'évolution des paramètres des sédiments superficiels et des caractéristiques de développement de l'herbier, mais également de décharger les données enregistrées par les altimètres. La périodicité mensuelle apparaît comme le meilleur compromis entre le temps de traitement des échantillons et des données altimétriques, et la cinétique de croissance des herbiers. Cependant, les évolutions des propriétés des sédiments superficiels étant contrôlées par des processus à plus haute fréquence (marée, mer de vent), la fréquence mensuelle de mesure peut apparaître trop faible, mais semble suffisante pour l'enregistrement de variations à l'échelle saisonnière.

Quatre stations intertidales ont été suivies sur une période de 13 mois (Février 2009 – Mars 2010). La position de ces quatre stations (Figure 2-3) a été déterminées visuellement lors de leur mise en place (11 février 2009) afin de rendre compte respectivement d'un herbier bien développé et homogène (station **HD – High Density**), d'un herbier moyennement développé et homogène (station **MD – Medium Density**), d'un herbier faiblement développé et homogène (station **LD – Low Density**), et d'un estran nu (station **UM – Unvegetated Mud**).

La première phase de l'étude a fait l'objet d'une publication dans *Journal of Marine Systems*, actuellement en cours de révision. Ainsi, le protocole détaillé, les résultats et la discussion des résultats consacrés à l'impact saisonnier des herbiers sur les bilans sédimentaires y sont présentés au § 2-III.

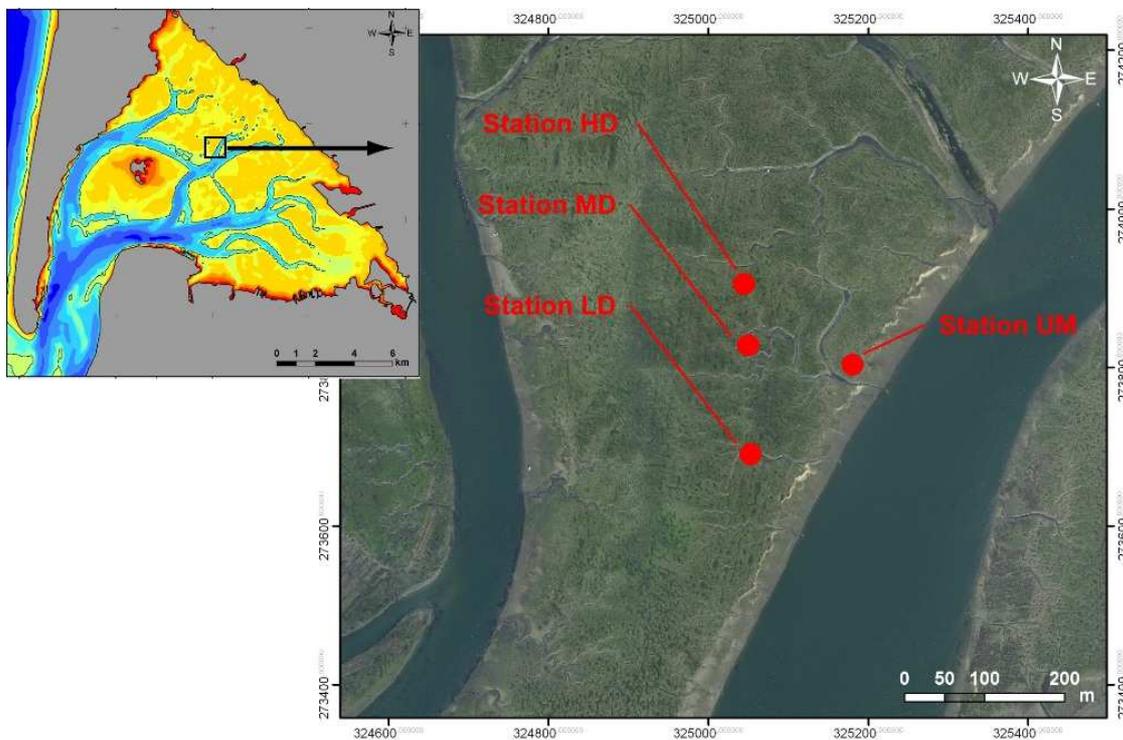


Figure 2-3. Présentation des quatre stations l'estran atelier de Germanan durant la première phase de l'étude : HD – High Density, MD – Medium Density, LD – Low Density et UM – Unvegetated Mud.

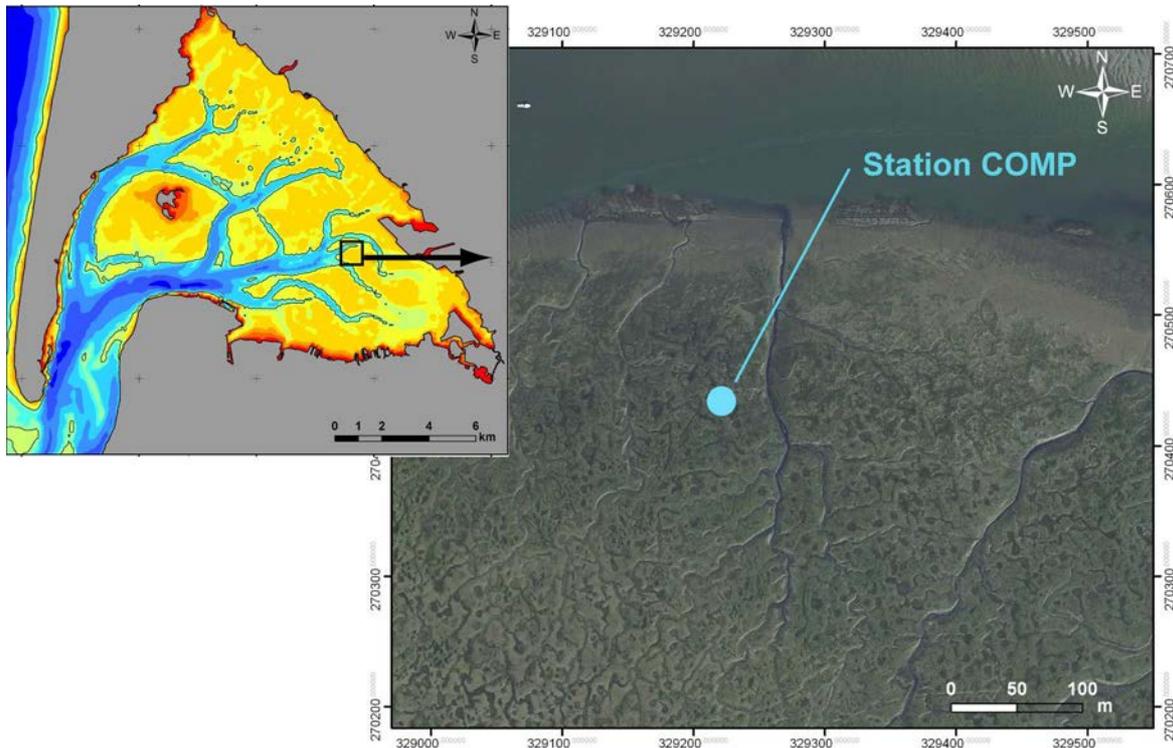


Figure 2-4. Localisation de la station COMP de l'estran de Comprian.

2-II.2.3. Stratégie pour la seconde phase de l'étude – Variabilité et processus de contrôle

2- II.2.3.1. Variabilité spatio-temporelle

Afin d'estimer l'impact de la variabilité spatio-temporelle des bilans sédimentaires, un protocole semblable à celui mis en place durant la première phase (altimètre ALTUS : niveaux sédimentaires – hauteur d'eau et de vagues, paramètres de l'herbier et des sédiments de surface) a été appliqué sur l'estran de Comprian. Une seule station (nommée **COMP**), située dans une zone d'herbier relativement dense et homogène (Figure 2-4), a été mise en place le 7 octobre 2009 (jusqu'au 3 mars 2011). En parallèle, le site atelier de Germanan a été réorganisé le 3 mars 2010. Les stations MD et LD ont été abandonnées, les stations HD et UM conservées pour références. Un altimètre supplémentaire a été mis en place sur la station HD afin d'estimer la variabilité spatiale à petite échelle des évolutions altimétriques.

De plus, durant les visites des sites d'étude, il a été observé sur les estrans végétalisés la présence de dépressions peu profondes (10-15 cm) de forme circulaire à ellipsoïdales (de 1 à 10 m de diamètre ; Figure 2-5A). Certaines de ces dépressions étaient colonisées par l'herbier, alors que

d'autres en étaient dépourvues. De telles dépressions ont été mises en évidence et décrites dans la littérature (Short and Wyllie-Echeverria, 1996 ; Fonseca and Bell, 1998) comme une réponse de l'estran induite par des modifications locales de la structure de l'herbier, générant des perturbations de l'écoulement (Koch et al., 2006b). Cependant, la connaissance de l'impact de telles structures érosives sur les bilans sédimentaires locaux, ainsi que la réponse de l'herbier à leur présence (potentiel de re-colonisation) ont été peu étudiées (Koch et al., 2006b).

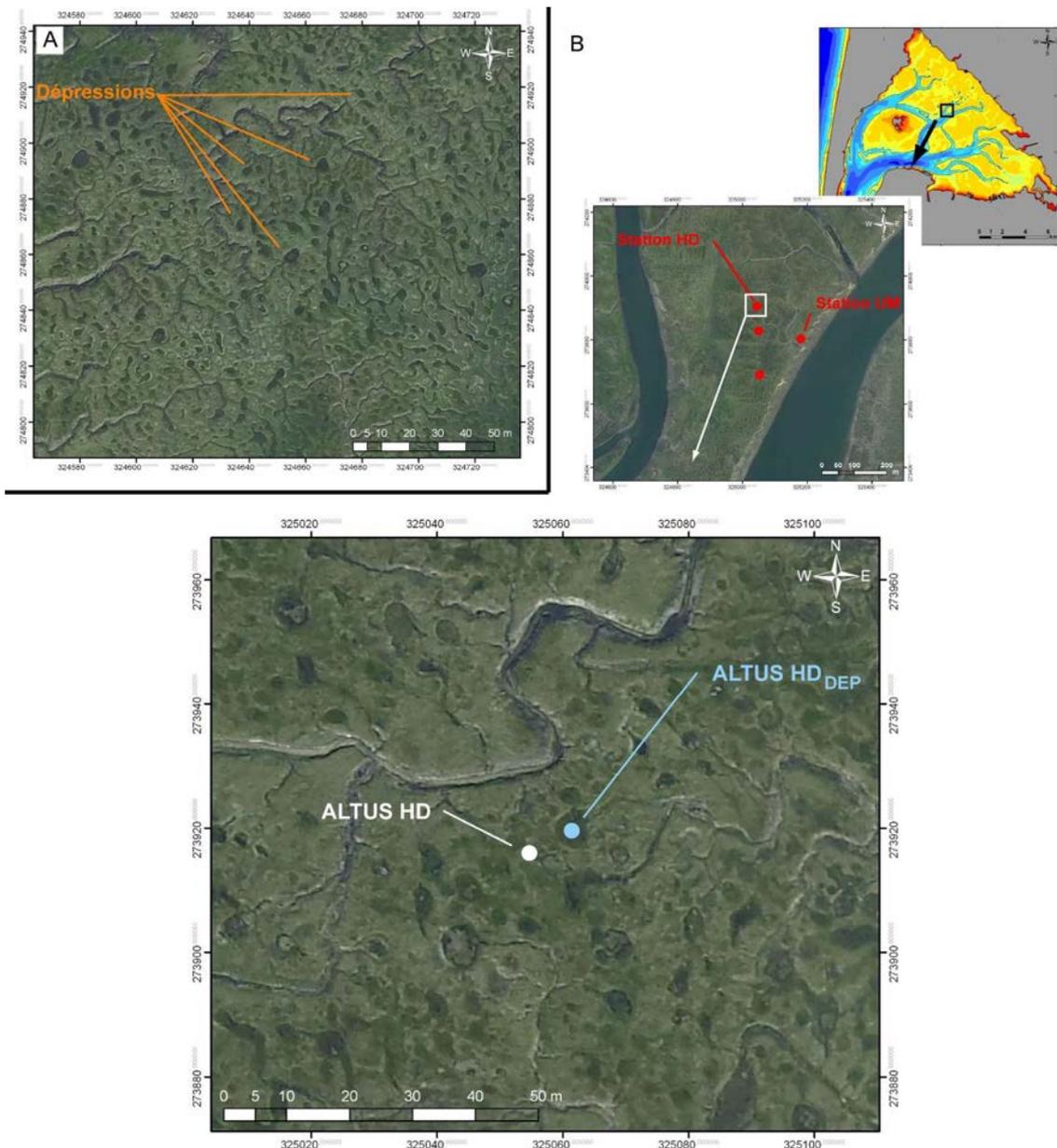


Figure 2-5. Exemple d'estran végétalisé présentant de nombreuses dépressions de tailles différentes (A), et localisation précise des ALTUS de la station HD (HD et HD_{DEP}, respectivement placés en dehors et à l'intérieur d'une dépression).

Aussi, l'altimètre supplémentaire de la station HD a été déployé dans une de ces dépressions (station **HD_{dep}**), à proximité immédiate (5 m) de l'altimètre HD de référence (Figure 2-5B). De plus, le fond de la dépression étant colonisé par de *Z. noltii*, le prélèvement et l'analyse des données de caractéristiques de l'herbier a été dissocié.

Les résultats issus de la seconde année de suivi de l'estran de Germanan, et du suivi de l'estran de Comprian sont présentés et discutés au § 2-IV.1.

2- II.2.3.2. Processus de contrôle

En complément du suivi long terme des estrans de Germanan et de Comprian, 3 campagnes de mesures à haute fréquence ont été réalisées entre les mois d'août 2009 et de juin 2010, sur les stations HD et UM de l'estran de Germanan (Figure 2-3), afin de mettre en évidence les processus hydrodynamiques (vitesses de l'écoulement, turbulence) et sédimentaires (concentration en Matières En Suspension, MES) interagissant avec les herbiers de *Z. noltii*, de l'échelle tidale semi-diurne à l'échelle lunaire. Les trois campagnes ont été effectuées à des stades contrastés du développement des herbiers (août 2009, février 2010 et juin 2010).

Pour chaque campagne, les instruments ont été déployés suivant la même organisation (Figure 2-6), à savoir :

- Deux courantomètres acoustiques (ADV Nortek® – Acoustic Doppler Velocimeter) sont déployés par station (HD et UM), à deux hauteurs de mesure différentes (0.2 et 0,05 m au dessus du fond)
- Un turbidimètre optique (ECO-BB *Wetlabs^{inc.}* ou TROLL9500 *In-Situ^{inc.}*) par station.

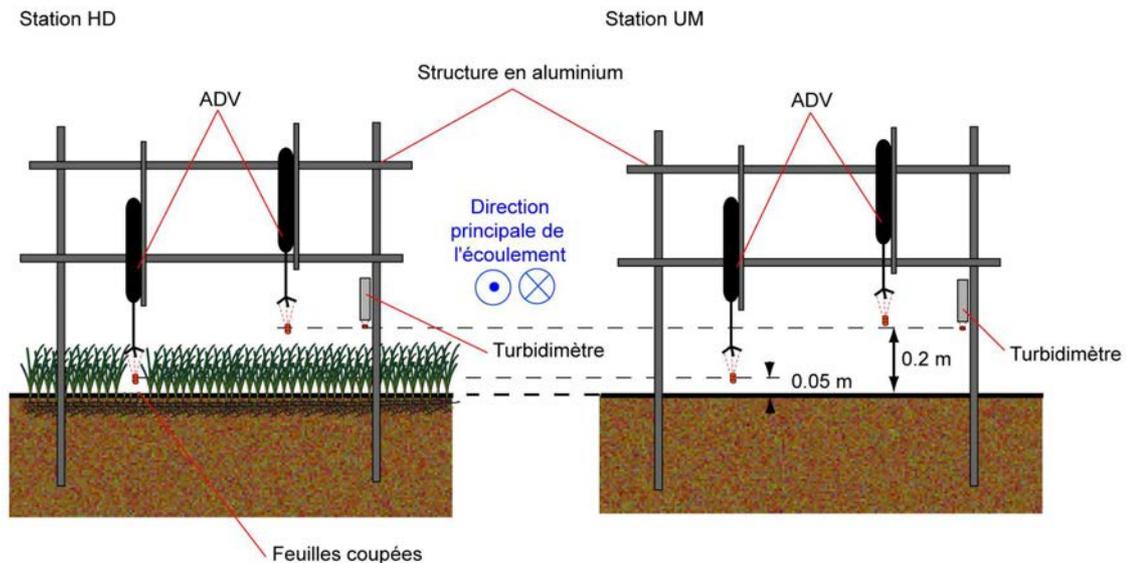


Figure 2-6. Schéma synthétiques du positionnement des ADV et turbidimètres sur les stations HD et UM. Le positionnement est le même pour les campagnes d'août 2009, janvier 2010 et juin 2010.

2- II.2.3.2.1. Mesures courantométriques et turbulence

Le principe de mesure des courantomètres ADV repose sur l'effet Doppler. Une onde sonore de fréquence déterminée (6 MHz) est émise par un émetteur central. L'onde est réfléchiée par les particules en mouvement, créant un déphasage de l'onde réfléchiée. Trois récepteurs enregistrent le déphasage entre l'onde émise et l'onde réfléchiée, et quantifient les composantes tridimensionnelles (u, v, w) de la vitesse représentative des particules. Le volume de mesure réduit (0.8 cm^3) permet d'accéder à la vitesse de l'écoulement, identique à la vitesse des particules, avec une précision de l'ordre de 1 mm.s^{-1} . Les mesures sont également corrigées de la température et de la salinité.

La fréquence de mesure des vitesses instantanées est à définir par l'utilisateur (de 1 à 64 Hz). Le choix de la fréquence est effectué en fonction de la durée de déploiement souhaitée. Comme tout instrument autonome, l'ADV a une capacité limitée pour le stockage des données (4 Mo). L'autonomie énergétique est également contrainte par la fréquence de mesure et par le mode d'acquisition (continu ou par salves). En mode continu, la mémoire est le facteur limitant. Le mode par salve permet des études plus longues. Dans cette étude, la fréquence d'acquisition est fixée à 4 Hz, par salves de 256 secondes (1024 mesures), espacées de 900 secondes. La définition de ces paramètres d'acquisition permet d'obtenir une résolution suffisante de la turbulence, tout en augmentant la durée d'acquisition en termes d'énergie et de mémoire (ici, 7 jours d'autonomie). Si

bien que durant les campagnes, une unique visite intermédiaire sur le terrain s'impose afin de changer les batteries et de décharger les données des ADV.

En plus des mesures de vitesse, l'ADV est équipé d'un capteur de pression (résolution millimétrique) enregistrant les variations de la hauteur d'eau à la cadence des vitesses de courant, d'un capteur de température (précision 0.1°C) et d'un compas, permettant l'orientation du vecteur vitesse en fonction des coordonnées géographiques (Est/Nord/haut).

Sur chaque station, les ADV sont disposés verticalement sur des structures rigides en aluminium, afin de ne pas perturber le compas interne. Les structures sont orientées perpendiculairement à l'écoulement principal afin que la structure ne génère pas de turbulence qui puisse être enregistrée par les ADV. L'émetteur est dirigé vers le bas (vers la surface du sédiment), et le volume de mesure se trouve à 5 et 20 cm suivant l'ADV (Figure 2-6).

Pour les mesures effectuées à 5 cm au-dessus du fond en présence de végétation, les zostères sont coupées à l'aplomb du volume échantillonné afin de prévenir du passage des feuilles dans le volume de mesure qui dégraderait la qualité de la mesure.

Après filtrage des périodes durant lesquelles les capteurs sont émergés, la norme horizontale de la vitesse moyennée sur la durée de chaque salve ($U \text{ m.s}^{-1}$) :

$$U = \sqrt{(u(t)^2 + v(t)^2)} \quad (2-1)$$

Dans le but de dissocier la contrainte de cisaillement induite par le courant seul ($\tau_{\text{TKE } c}$) de la contrainte de cisaillement totale ($\tau_{\text{TKE } cw}$), la méthode du TKE est appliquée (Soulsby and Humphery, 1990). Une analyse spectrale des vitesses instantanées donne accès aux caractéristiques de la turbulence et des vagues (Soulsby and Humphery, 1990). Cette méthode est basée sur la décomposition des variations de la vitesse instantanée (u', v', w') en une composante induite par les vagues (u'_w, v'_w, w'_w) et une composante induite par la turbulence (u'_t, v'_t, w'_t). En présence d'un courant sans vagues, le spectre d'énergie turbulente décroît selon une pente de valeur -5/3. La gamme de fréquence correspondant à cette décroissance (appelée décroissance de Kolmogorov) s'étend généralement de 1 à 10 Hz. Durant un épisode de vagues, le spectre d'énergie consiste en une superposition du spectre de turbulence conventionnel (décroissance de Kolmogorov) et du spectre induit par les vagues, identifié par un pic d'énergie dans la gamme de fréquence des vagues (généralement entre 1 et 0.1 Hz dans le cas de mers de vent). Le spectre d'énergie totale peut alors

être séparé entre les deux composantes (turbulence et vagues) sur la base de la fréquence des vagues (Soulsby and Humphery, 1990). Ce traitement est appliqué automatiquement sur la totalité des données u , v et w . La ligne de séparation correspond à l'interpolation de la pente -5/3 (en échelle logarithmique), avec un point de référence à une fréquence de 0.1 Hz (en dehors de la gamme de fréquence des vagues). De cette construction, l'aire sous la droite d'interpolation correspond à l'énergie cinétique turbulente de la composante de vitesse considérée, alors que l'aire au dessus de la droite d'interpolation correspond à la variance de la vitesse induite par les vagues.

Ainsi, la contrainte de cisaillement totale ($\tau_{TKE_{cw}}$, $m^2.s^2$) est définie comme :

$$\tau_{TKE_{cw}} = C_1 \rho . TKE_{cw} = 0.5 C_1 \rho (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (2-2)$$

Alors que la contrainte de cisaillement induite par le courant seul est définie comme :

$$\tau_{TKE_c} = C_1 \rho . TKE_c = 0.5 C_1 \rho (\overline{u_t'^2} + \overline{v_t'^2} + \overline{w_t'^2}) \quad (2-3)$$

avec dans les deux cas, C_1 un coefficient empirique dont les valeurs varient de 0.19 à 0.21 selon les auteurs. Dans cette étude la valeur de C_1 est 0.19, car elle semble adéquat pour le calcul des tension de cisaillement sur estran (Pope et al., 2006; Verney et al., 2006).

La contrainte de Reynolds est également calculée telle que :

$$\tau_{Re} = \rho (\overline{u'v'^2} + \overline{v'w'^2})^{0.5} \quad (2-3)$$

2- II.2.3.2.2. Mesure des concentrations de matières en suspension

2-II.2.3.2.2.1 La mesure de la turbidité

La turbidité représente le défaut de transparence de l'eau. Elle est donc liée à la présence dans la colonne d'eau de particules (minérales ou organiques) qui modifient les propriétés optiques de l'eau.

La turbidité est classiquement mesurée à partir des propriétés optiques d'absorption et de diffusion de la lumière par les particules présentes dans le milieu. Les turbidimètres optiques

mesurent l'intensité d'une impulsion lumineuse lors de son passage à travers une solution contenant des matières en suspension et dissoutes de taille suffisante pour induire la diffusion de la lumière. Un volume d'eau est « illuminé » par une source lumineuse et un photo-détecteur converti la lumière rétrodiffusée en courant électrique (Downing, 2006). L'angle de diffusion varie selon les instruments (30-180°), ainsi que la longueur d'onde utilisée (400-900 nm – généralement supérieur à 700nm pour les particules minérales). Les grandeurs obtenues sont exprimées en unités constructeur (ex. Volt) ou en unité standard, par exemple le NTU (Néphélométrie Turbidity Unit), à l'origine défini pour une rétrodiffusion à 90°, ou encore le FTU (Formazine Turbidity Unit), correspondant aux propriétés optiques de la formazine.

Le principal inconvénient des capteurs optiques est leur sensibilité aux salissures (*fouling*). En effet, lorsque des algues ou autres organismes se développent sur la fenêtre du capteur, leur présence modifie ses propriétés optiques et donc la mesure. Pour pallier à cet inconvénient, certains instruments sont équipés de balais passant régulièrement devant le capteur pour le nettoyer. Mais l'utilisation du balai lorsqu'il est présent, induit une consommation électrique accrue de l'instrument, pouvant devenir un facteur limitant pour la mesure sur le long terme.

Depuis quelques années, les appareils acoustiques utilisés pour la mesure du courant (ex. les ADV) ont montré leur capacité à répondre à la charge en particules dans l'eau, le signal acoustique étant rétrodiffusé par les particules dans le milieu, tout comme pour les turbidimètres optiques. De plus, la mesure acoustique offre l'avantage d'être peu sensible au *fouling*, contrairement à la mesure optique. Cependant, la mesure de turbidité par rétrodiffusion acoustique est sujette à une forte variabilité des réponses des signaux selon les environnements dans lesquels ils sont utilisés, principalement à cause de leur forte sensibilité à la nature et à la dimension des particules (Thorne and Hanes, 2002 ; Tessier, 2006 ; Verney et al., 2007).

Durant les 3 campagnes de mesures, 4 turbidimètres optiques différents sont déployés sur le site d'étude : deux TROLL9500 *In-Situ*^{Inc.} (n° série 48296 - station HD et n° série 48296 – station UM) durant les campagnes d'août 2009 et juin 2010, et deux ECO-BB *Wetlabs*^{Inc.} (n° série BBSB-405 – station HD et n° série BBSB-406 – station UM) durant la campagne de janvier 2010. Les TROLL9500 travaillent avec une longueur d'onde de 870 nm et un angle de diffusion de 90°, et les ECO-BB émettent une longueur d'onde de 660 nm pour un angle de diffusion de 117°. Lors de chaque campagne, les turbidimètres ont été déployés à proximité des courantomètres ADV mesurant à 20 cm au dessus du fond (Figure 2-6), et leur hauteur a été ajustée afin que le volume échantillonné se situe à la même distance.

Pour les deux types de turbidimètres optiques utilisés, la fréquence d'acquisition est définie par l'utilisateur (minimum 1Hz), de même que pour les ADV, la mesure peut être réalisée de manière

continue ou bien par salves. En cas d'acquisition continue, la mémoire est le facteur limitant pour les TROLL, alors que c'est l'autonomie énergétique qui est limitante pour les ECO-BB. Pour le déploiement sur le terrain, la fréquence a été définie à 1 Hz, par salves de 1 minute (60 mesures), toutes les 5 minutes. Les données de chaque salve étant ensuite moyennées durant le post-traitement.

2-II.2.3.2.2 Etalonnage de la réponse des turbidimètres optiques en fonction de la concentration en MES

Que l'on utilise des turbidimètres optiques (réponse en Volt ou en NTU) ou des méthodes acoustique (réponse en SnR – rapport signal/bruit), la concentration massique en MES (C_{MES} , g.l⁻¹) n'est pas directement accessible et nécessite donc un étalonnage de l'instrument utilisé. La calibration consiste à établir une relation entre le signal de l'instrument et des échantillons d'eau contenant de concentrations connues en MES. Du fait de la sensibilité de ces instruments à la taille et à la nature des particules en suspension, l'étalonnage des instruments devrait être effectuée à partir sédiments provenant du site étudié.

Deux étalonnages ont été effectués, pour deux périodes de l'année, la nature et la granulométrie des matières en suspension étant susceptibles de changer au cours de l'année (plus sableux et plus grossier durant l'hiver en raison d'une plus forte agitation – plus vaseux et fin durant l'été en raison d'une agitation plus faible). Les sondes TROLL (déployées durant les campagnes d'août 2009 et de juin 2010) ont été étalonnées avec du sédiment prélevé sur le terrain en juillet 2009, alors que les sondes ECO-BB (déployées durant la campagne de janvier 2010) ont été étalonnées avec du sédiment prélevé sur le terrain à la fin de la campagne, en février 2010 (Tableau 2-1). Dans les deux cas, le sédiment prélevé correspondait à un mélange de sédiments superficiels provenant des deux stations instrumentées (HD et UM).

L'étalonnage est réalisé en laboratoire, dans une cuve en plastique opaque noir afin de limiter les réflexions éventuelles de l'onde lumineuse sur les parois, et d'une capacité de 40 l. Un agitateur est placé dans la cuve. Sa vitesse doit être ajustée afin de maintenir la solution homogène, tout en évitant la création de bulles qui pourraient perturber la mesure. Le protocole d'étalonnage consiste, à partir d'une eau considérée comme pure (eau du robinet), à faire augmenter par paliers successifs la concentration par ajout de sédiments successifs (Figure 2-7). La gamme de

concentration est choisie en fonction des niveaux de concentration représentatifs du site d'étude (0.01 – 0.2 g.l⁻¹ dans le bassin d'Arcachon).

Campagne	Station	Sonde	Calibration
Août 2009	HD	TROLL-48296	Juillet 2009
	UM	TROLL-48295	Juillet 2009
Janvier 2010	HD	ECO-BB - 405	Février 2010
	UM	ECO-BB - 406	Février 2010
Juin 2010	HD	TROLL-48296	Juillet 2009
	UM	TROLL-48295	Juillet 2009

Tableau 2-1. Synthèse de la localisation et de la date d'étalonnage pour les différents turbidimètres utilisés.

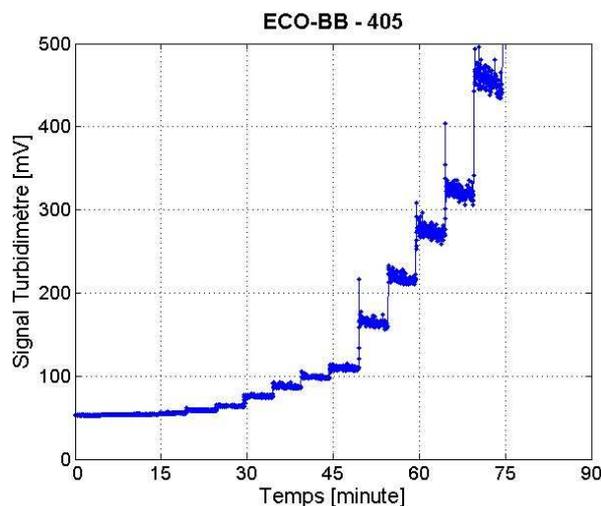


Figure 2-7. Exemple de l'évolution de la turbidité (mV) au cours du temps durant l'étalonnage (février 2010) de la sonde ECO-BB - 405 déployée sur la station HD durant la campagne de janvier 2010.

Au milieu de chaque palier, un prélèvement est réalisé. Les échantillons sont filtrés sur des filtres en fibre de verre (GFC) pré-pesés (par triplicats). Les filtres sont ensuite mis à sécher à l'étuve (60°C) durant 48 h, et re-pesés. Par division de la différence de masse (masse après séchage – masse du filtre propre) par le volume d'eau filtré on obtient la concentration en MES (en g.l⁻¹). Après filtrage des périodes durant lesquelles le signal du turbidimètre n'est pas stable (lors de l'ajout de sédiment la turbidité augmente avant de se stabiliser une fois la solution homogène, Figure 2.8), une valeur de concentration peut donc être attribuée à chaque mesure effectuée par le turbidimètre (en FTU ou mV suivant l'instrument). Une régression linéaire affine entre les mesures du turbidimètre et les

concentrations associées permet alors d'obtenir les coefficients d'étalonnage propres à chaque turbidimètre (Figure 2-8). Les coefficients d'étalonnage ainsi obtenus sont ensuite appliqués à l'enregistrement des turbidimètres (un couple de coefficient par turbidimètres).

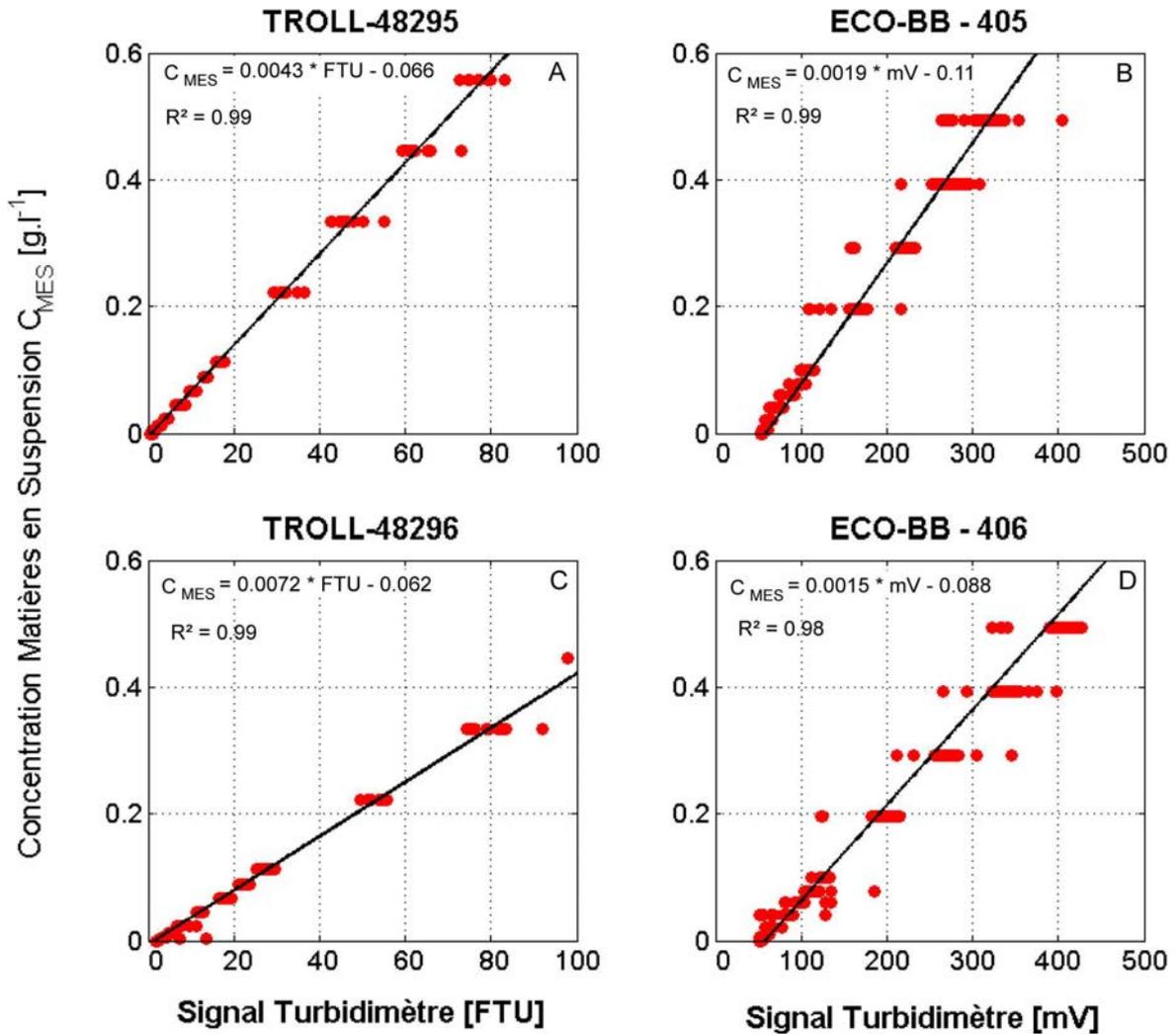


Figure 2-8. Relations entre signal des turbidimètres et CMES pour les étalonnages réalisés en juillet 2009 sur les TROLL (A et C), et en février 2010 sur les ECO-BB (B et D).

2- III. MODIFICATION SAISONNIERE DES BILANS SEDIMENTAIRES EN PRESENCE D'UN HERBIER DE *Z. NOLTII* : PUBLICATION

Seasonal modification of tidal flat sediment dynamics by seagrass meadows of
Zostera noltii (Bassin d'Arcachon, France)

F. GANTHY^{a,b}, A. SOTTOLICHIO^a, R. VERNEY^b

^a University Bordeaux 1, EPOC Laboratory UMR 5805 CNRS, Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex, France.

^b IFREMER, Département Dynamiques de l'Environnement Côtier, équipe PHYSED, BP70, 29280 Plouzané, France.

Publication en révision dans *Journal of Marine Systems (SI : Proceeding of Isobay12)*

Une partie de ces résultats a également fait l'objet d'une présentation orale aux XIèmes Journées Nationale Génie Côtier – Génie Civil (Les Sables d'Olonne, 22-25 juin 2010). L'acte du congrès est présenté en Annexe A.

2- III.1. Abstract

The Arcachon lagoon (Atlantic coast, SW France) is a mesotidal embayment where seagrass beds colonize the majority of intertidal areas. In recent years, the surface area of *Zostera noltii* meadows has considerably decreased, with possible consequences for the sediment balance of the lagoon. However, such interactions are poorly understood, and knowledge of the relationship between hydro-sedimentary processes and small intertidal meadows, such as *Zostera noltii*, is limited.

An intertidal mudflat, with variable meadow coverage, was studied during an annual survey. The study consisted in continuous high-frequency monitoring of bed altimetry, tidal elevation and waves. Sediment parameters and meadow characteristics were analyzed using samples collected monthly. Acoustic altimetry was validated as an efficient method to measure bed elevation in a vegetated environment, despite the presence of leaves under the transducer. The acoustic altimeter was also shown to have the potential to accurately estimate canopy height in a submerged environment.

Our survey data showed centimetric bed accretion at all vegetated stations. Accretion was positively correlated with seasonal growth of the meadows. During seasonal degeneration, the meadow prevented erosion of the sea bed. These results highlight the important role of seagrasses as ecosystem engineers.

Keywords: Ecosystem engineer, *Zostera noltii*, Growth dynamics, Sediment level, Biometric survey, Arcachon lagoon, Acoustic altimetry

2- III.2. Introduction

In coastal shallow waters, seagrass meadows dampen the hydrodynamic energy of tidal currents (Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Verduin and Backhaus, 2000; Hendriks et al., 2008; Hendriks et al., 2010) and waves (Koch, 1999; Koch and Gust, 1999). Consequently, seagrass meadows are also believed to enhance sediment deposition (Gacia et al., 1999; Gacia and Duarte, 2001; Gacia et al., 2003; Hendriks et al., 2008) and to protect the sediment bed from erosion (Gacia and Duarte, 2001; Amos et al., 2004; Bos et al., 2007), with direct consequences for the long-term sediment balance. Seagrass meadows comprise a wide variety of species, and many studies have been undertaken to assess their role in ecosystem engineering by modifying hydro- and sediment dynamics. However, most of these studies focused on tall subtidal species, like *Posidonia oceanica* (Gacia et al., 1999; Granata et al., 2001; Hendriks et al., 2008), *Zostera marina* (Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Fonseca and Koehl, 2006) or *Thalassia testudinum* (Fonseca and Fisher, 1986; Koch, 1999; Koch and Gust, 1999). Much less attention has been paid to intertidal short-leaf species, such as *Zostera noltii* (Widdows et al., 2008). Because of their seasonal growth cycle, these species cause strong time-dependent variability of the interactions between the seagrasses, tidal flows and sediments. Their presence in the intertidal zone may also affect the morphodynamics of wide tidal flat areas through significant seasonal and long-term modifications. Knowledge of the interactions between hydro-sedimentary processes and seasonal variations of *Zostera noltii* is still limited (Bos et al., 2007; Widdows et al., 2008). Additionally, in many European coastal areas, a major decline in the surface area of seagrasses has been reported during the last century (Giesen et al., 1990; Bernard et al., 2005; Orth et al., 2006; Bernard et al., 2007; Waycott et al., 2009) and the consequences of this decline remain to be determined.

With a total surface area of 174 km², the Arcachon lagoon is a triangular-shaped mesotidal embayment located along the Aquitaine Atlantic coast (South-West France, Fig. 1). The tidal range varies from 0.8 m at neap tides to 4.6 m at spring tide. Wide intertidal areas (117 km²) are extensively colonized by perennial seagrass meadows of *Zostera noltii*, and are the largest seagrass meadows in Europe (Auby and Labourg, 1996). Comparison of maps made in 1989 and 2007 showed that the surface area of these meadows has decreased by 33% from 68.5 km² to 45.7 km² (Plus et al., 2010). This decline has consequences not only for the ecology of the lagoon, but also for its management. At the same time as the reduction in area, the inner lagoon's channels are tending to fill in, increasing the need for dredging. Such events suggest that the decline in meadows will have significant consequences for the sediment balance. For this reason, *in situ* continuous monitoring of the bed altimetry, coupled with monthly determination of seagrass development and surficial

sediment characteristics, was performed over a period of one year. Using this dataset, the aim of the present study was to understand how seasonal changes in the meadows are linked to the sediment dynamics of tidal flats. In addition, this is the first demonstration of the use of acoustic altimetry in a vegetated environment. When evaluating the data, we focused on observed seasonal trends, with emphasis on the interaction between the seasonal growth of *Zostera noltii* meadows and sediment dynamics. Finally, the possible long term consequences for the lagoon are discussed.

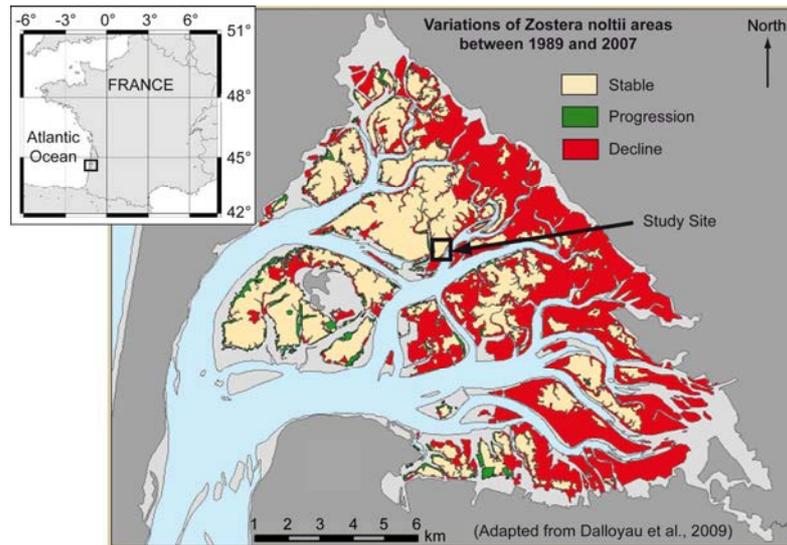


Figure 1: General location of the Arcachon lagoon and the study site. Channels and subtidal areas are in sky blue. The interannual variation of *Zostera noltii* on intertidal flats highlights the decline of meadows in the inner parts of the lagoon.

2- III.3. Materials and Methods

2- III.3.1. Site description

Field research was conducted from February 2009 to March 2010 on an intertidal flat located in the central part of the Arcachon lagoon (Fig. 1). The site was selected based upon the relative stability of the meadows throughout the year (Plus et al., 2010). The experimental site consists of three vegetated stations comprising meadows with different densities of *Zostera noltii*. The leaf cover was estimated visually before the beginning of the survey, and stations were identified as “high-density” (HD), “medium-density” (MD) and “low-density” (LD) meadows. The stations were located 60 m apart. Bathymetry (nautical chart datum) for the three stations ranged from 1.78 m (LD) to 1.82 m (HD), and the average emersion time ranged from 3 h 45 min (LD) to 3 h 50 min (HD). A fourth station was located in a bare mud area closest to the HD station. This bare mud station was

denoted the “unvegetated mud” (UM) station. Because of the natural heterogeneity in meadow morphology and distribution in the field, this station had a slightly lower bathymetry (1.69 m) than did the vegetated stations, and it was located closest to the channel edge (40 m). However, the average emersion time (3 h 38 min) was only 12 minutes less than that of the highest station (HD).

Current velocity measurements were recorded simultaneously at the stations with the highest and lowest bathymetry (respectively, the HD and UM stations). These measurements were made from August 18, 2009 to September 2, 2009 and from January 28, 2010 to February 12, 2010 using ADCPs (Acoustic Doppler Current Profiler, RD Instruments). Computed depth-averaged current velocities under fair weather conditions (U , Fig. 2a) were of the same order of magnitude at both stations. During the first 40 minutes of inundation, slightly higher velocities were recorded at the unvegetated mud station (UM), but they decreased rapidly to reach the values recorded at the vegetated HD station. Moreover, under windy conditions (Fig. 2b), wind-induced waves of significant wave height (H_s), measured with an ALTUS pressure sensor (see below), exhibited comparable growth and decay at both the UM and HD stations. We can thus safely assume that each station was subject to similar hydrodynamic forcing.

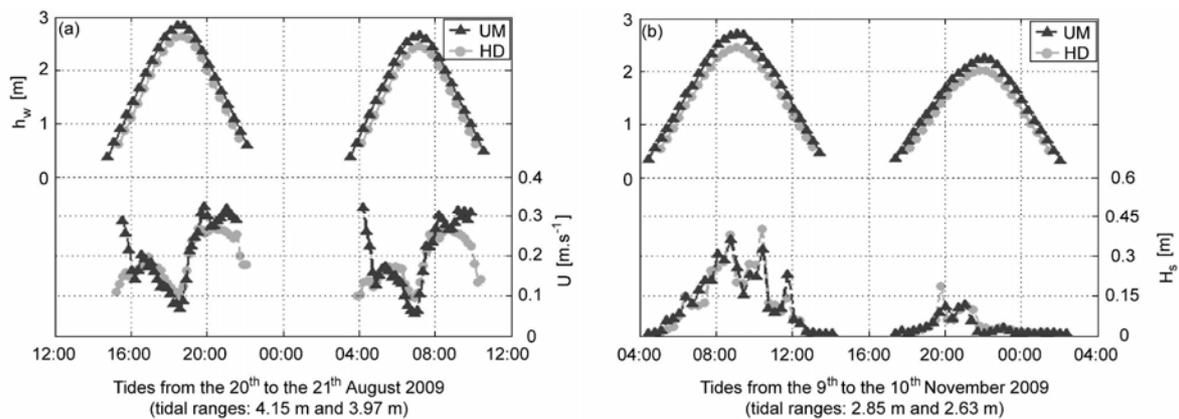


Figure 2: Comparison of hydrodynamic measurements at the vegetated high-density (HD) and unvegetated mud (UM) stations. Water depth (h_w , left axis) and depth-averaged velocities (U , right axis) were recorded during a spring tide (a); water depth (h_w , left axis) and significant wave height (H_s , left axis) were recorded during a storm event (b).

2- III.3.2. Eelgrass sampling

A biometric analysis was performed at each vegetated station (HD, MD and LD) following a protocol adapted and calibrated for the European Water Framework Directive (Hily et al., 2007). Mini-core samples (98 mm in diameter and 70 mm in length) of eelgrass were collected monthly.

Nine samples were collected at each station. Samples were washed with fresh water on a sieve (mesh size 1.25 mm) to separate seagrasses from sediments and shell fragments. The seagrasses were frozen until analysis. For biometric analysis, the seagrasses were first separated into individual plants, and then divided manually into above- and below-ground biomass. When the rhizomes and roots were soft and dark brown in color, they were considered to be dead and removed. The number of shoots per mini-core was recorded, providing the shoot density (D_{shoot} , in shoot.m⁻²). Using digital photography, the length and width of a leaf from ten randomly selected shoots were measured. Using these measurements, the mean leaf length (L_{leaf} , in mm) and the leaf area index (LAI, total leaf area per ground area unit in m².m⁻²) were calculated. For each of the three vegetated stations (9 samples per station), the mean and standard deviation of each parameter were computed.

2- III.3.3. Surficial sediment sampling

At each station, surface sediments (the uppermost 5 mm) were collected monthly in triplicate by skimming the surface of the sediment with a spatula. Pre-weighed pill boxes of known volume (3.2 cm³) were used to collect samples for the determination of dry density. The samples were weighed before and after drying for 20 days at 60 °C. Dry density (ρ_{dry} , in kg/m³) was computed as $\rho_{dry} = (W_{dry} - W_p) / V_t$, where W_{dry} is the dry weight (in kg), W_p is the tare weight of the pill box (in kg), and V_t is the total volume of the pill box (in m³).

Smaller pill boxes (1.5 cm³) were used to collect samples for grain size analysis. Analyses were performed using a Malvern laser particle sizer that measures a size range from 0.06 to 880 µm. To prevent obstruction of the Malvern device, samples were first sieved (1000 µm) to remove fragments of shells and seagrasses. Sediment particles were then classified as mud (C_{mud} , <63 µm) or sand (C_{sand} , >63 µm), and particle composition was recorded as a percentage.

2- III.3.4. Bed level from ALTUS altimeters

2- III.3.4.1. Main features of ALTUS

The ALTUS altimeter is an autonomous device that couples a 2-MHz acoustic transducer with a pressure sensor (Jestin et al., 1998; Bassoullet et al., 2000; Deloffre et al., 2007; Verney et al., 2007; Bassoullet et al., 2010). These devices provide bed altimetry and water level measurements at a resolution of 0.6 mm and 20 mm, respectively. The transducer was fixed on a large stainless-steel tripod, which limits undermining, while a separate container, holding the datalogger, the pressure

sensor and the power supply, was buried down to the surface of the bed (Fig. 3a). The vertical distance between the sediment and the transducer (H_{sed}) was measured manually at each site inspection.

For each station, the ALTUS sampling rate consisted of 2-Hz bursts applied for 4 minutes every 20 minutes. This high-frequency sampling allowed the calculation of significant wave height (H_s) according to $H_s = 4 \cdot m_0^{0.5}$, where m_0 is the variance of the water surface elevation, previously corrected from depth attenuation, as described in (Neumeier and Amos, 2004).

In the standard mode, ALTUS devices are able to record four simultaneous signals ($H1$ to $H4$), each based on a different threshold of the returned acoustic energy. Multiple threshold signals can provide qualitative information about the nature of the bed, for instance, the presence of fluid mud over consolidated sediments (Bassoullet et al., 2000; Bassoullet et al., 2010). In this study, we only used the maximum and the minimum threshold with values set at respectively 75% ($H1$) and 10% ($H4$) of the returned acoustic energy. These threshold values were chosen for their ability to provide reliable bed level measurements, which was demonstrated in several previous ALTUS surveys conducted in a wide range of coastal environments (Bassoullet et al., 2000; Deloffre et al., 2005; Deloffre et al., 2006; Deloffre et al., 2007; Verney et al., 2007).

2- III.3.4.2. ALTUS altimetry within vegetation

ALTUS altimeters have mainly been used on muddy or sandy-mud flats without vegetation (Bassoullet et al., 2000; Deloffre et al., 2007; Verney et al., 2007). In the case of vegetated beds, the acoustic response may be strongly influenced by the presence of leaves (Fig. 3b). In the case of unvegetated beds, the sediment bed constitutes a unique high-energy reflector, while in the presence of seagrass meadows, leaves also act as reflectors. In this case, the intensity of the reflected acoustic signal results in a double peak; the first peak being caused by the leaves and the second by the sediment bed. However, in some cases, the intensity of the peak caused by the leaves can be so strong that it masks the peak caused by the bed. Indeed, at vegetated stations, we observed that across 480 measurements, the sediment bed was not always detected. Therefore the $H1$ maximum distance ($H1_{max}$) along the burst was considered to correspond to the bed sediment. Under similar considerations, the $H4$ minimum distance ($H4_{min}$) along the burst should correspond to the top of the canopy.

To confirm the reliability of the data, the root mean squared deviation ($RMSD$, Eq. 1) was used.

$$RMSD = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^n (x_t - y_t)^2}{n}} \quad (\text{Eq. 1})$$

where x_t represents manual measurements (e.g., h_{sed} , L_{leaf} , see below), y_t represents ALTUS measurements (e.g., $h1_{max}$, h_{canopy} , see below), and n is the number of site inspections.

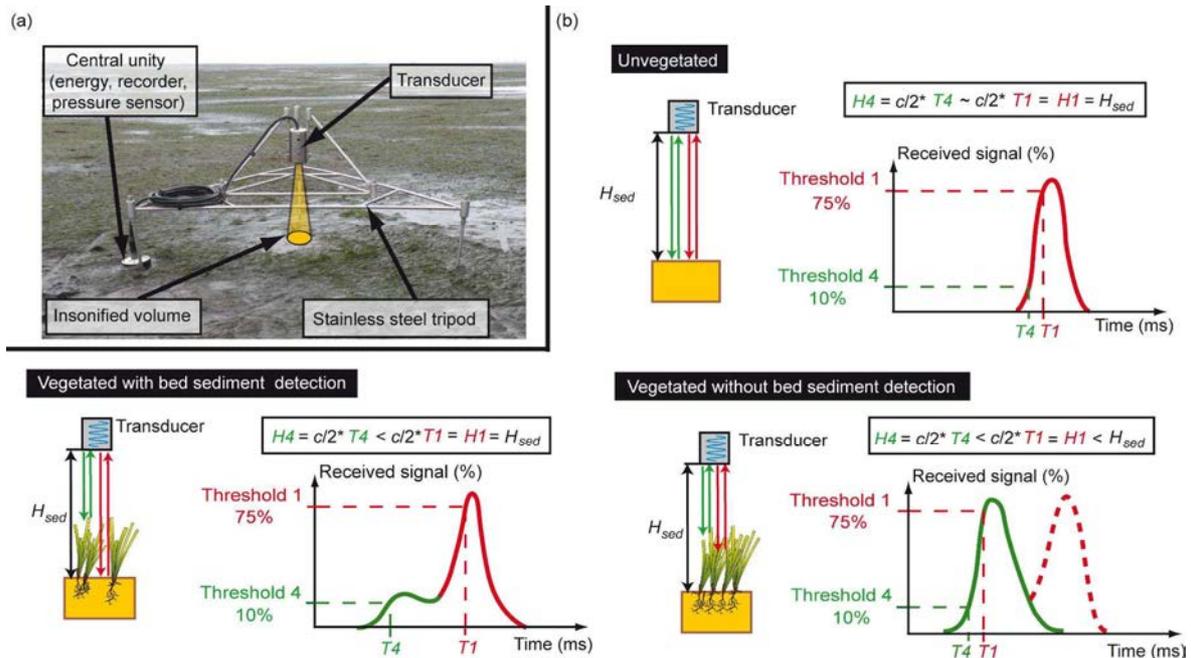


Figure 3: Features of the ALTUS device. (a) Photograph of the ALTUS device deployed on a flat. (b) Sketches showing three typical cases of interface detection using two threshold values. H_{sed} is the real transducer/sediment distance, $T1$ and $H1$ are double-time and distance, respectively, measured for the threshold 1 (75%); $T4$ and $H4$ are double-time and distance, respectively, measured for the threshold 4 (10%); and c is sound velocity in sea water.

2- III.4. Results

2- III.4.1. Evaluation of the methodology

2- III.4.1.1. Sediment altimetry

Prior to comparisons between manual and ALTUS measurements, transducer-sediment distances for H_{sed} and $H1_{max}$ were converted into sediment levels, relative to the initial sediment

level, at time t_0 , as $h_{sed}(t) = -[H_{sed}(t) - H_{sed}(t_0)]$, and $h1_{max}(t) = -[H1_{max}(t) - H_{sed}(t_0)]$, where t corresponds to time. As manual measurements of sediment level (h_{sed}) were made on the emerged flat, they were compared with the converted ALTUS $h1_{max}$ measurements made using the first available measurement after the tidal flat became wet (Fig. 4a). At all stations, the ALTUS $h1_{max}$ measurements enabled satisfactory detection of the bed sediment. Indeed, the bed detection errors (RMSD ≤ 2.2 mm) were in the same order of magnitude as the accuracy of the ALTUS altimeters (2 mm). Furthermore, at vegetated stations, detection of bed sediments was better at the LD station than at the HD station (Fig. 4a). However, on the $h1_{max}$ annual time-series (Figs. 5b to 5e), the acoustic signal was found to be subject to more noise interference at the vegetated stations (Figs. 5b to 5d) than at the unvegetated mud station (Fig. 5e).

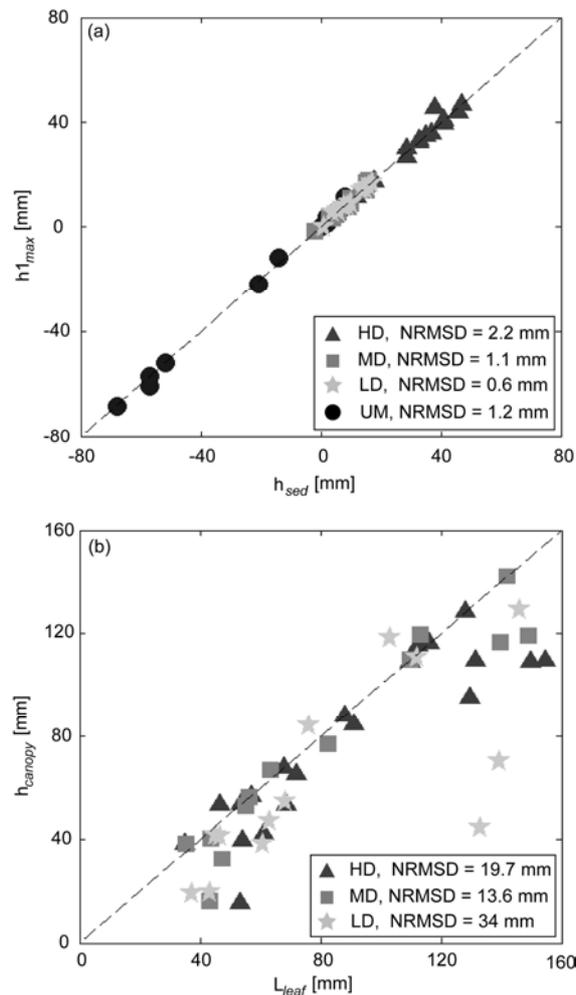


Figure 4: Evaluation of the reliability of ALTUS measurement for the detection of the bed sediments and canopy height. Manual measurements of sediment level (h_{sed}) and corresponding acoustic measurement of sediment level ($h1_{max}$) for both the vegetated (HD, MD and LD) stations and the unvegetated mud (UM) station (a); mean leaf length (L_{leaf}) and corresponding acoustic estimation of canopy height (h_{canopy}) for all vegetated stations (HD, MD and LD) (b).

2- III.4.1.2. Canopy height

At some site inspections, seagrass leaves located under the ALTUS transducer were cut back to keep theinsonified volume as clear as possible and to prevent the leaves from covering the transducer. A visual inspection of leaf size and density determined how many leaves to cut back from the transducers. The time and site of these cuttings are indicated by arrows in Figure 5.

Mean leaf lengths (L_{leaf}) were compared with the computed ALTUS measurement of canopy height (h_{canopy}). Canopy height was computed as $h_{canopy}(t) = H1_{max}(t) - H4_{min}(t)$, where $H1_{max}$ and $H4_{min}$ are the last ALTUS measurements recorded before the intertidal flat dried out (Fig. 4b). A relatively good correlation was observed between h_{canopy} and L_{leaf} at the HD and MD stations ($RMSD = 19.7$ mm and 13.6 mm, respectively), while a lower correlation was observed at LD station ($NRMSD = 34$ mm). The canopy height computed from ALTUS measurements, h_{canopy} , was slightly lower than the leaf length, L_{leaf} (Fig. 4b).

2- III.4.2. Seasonal dynamics of sediment and seagrass

During the first month of the survey (February 2009), measurements of wind wave height recorded at the HD station were relatively low, and H_s was nearly equal to 0.1 m (Fig. 5a). From March to June, the wave climate was more energetic with several wave height events of over 0.2 m. The summer period (June to August) was characterized by fair weather conditions, while the period from September to November was characterized by only few energetic events during which H_s reached 0.3 m. The period between November 2009 and March 2010 was characterized by a continuous succession of storm events, where H_s ranged from 0.4 m to more than 0.6 m.

Between February and September 2009, sediments were consistently accreted at all vegetated stations ($+41$ mm, $+16$ mm and $+15$ mm at HD, MD and LD, respectively; see Figures 5b to 5d), whereas the unvegetated mud showed minimal changes in sediment height ($+3$ mm, Fig. 5e). During this period, accretion was maximal at the stations with the highest vegetation density and coincided with the seasonal development of vegetation at all vegetated stations (Fig. 5b to 5d, and Fig. 6a). At all vegetated stations, shoot density increased from April 2009 to May 2009 (from $9\ 500$ shoot. m^{-2} to $24\ 800$ shoot. m^{-2} at the HD station), and then decreased slightly until August (Fig. 6a). The LAI increased from 0.8 $m^2.m^{-2}$ at the start of the survey (February) to 9.8 $m^2.m^{-2}$ in September, with growth acceleration in April.

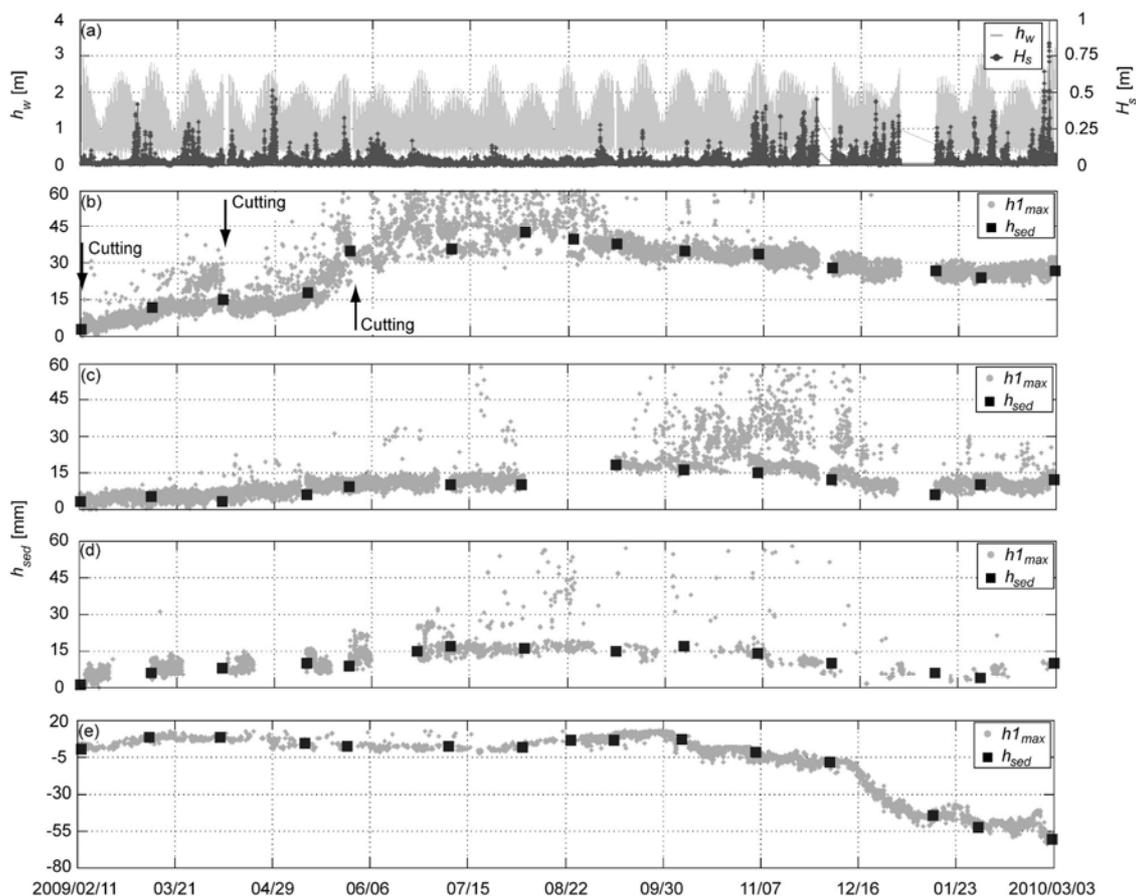


Figure 5: One year of ALTUS records on the mudflat of the Arcachon lagoon. (a) Water depth (h_w , left axis) and significant wave height (H_s , right axis) recorded at the high-density (HD) station. Continuous ALTUS sediment level data ($h1_{max}$) and monthly manual measurements (h_{sed}) recorded at the HD (b), MD (c), LD (d) and UM (e) stations. Cutting dates are indicated by arrows.

Between September 2009 and February 2010, the sediments were weakly eroded at all vegetated stations (-9 mm, -6 mm and -7 mm at HD, MD and LD, respectively; Fig. 5b to 5d), whereas the UM station showed strong erosion (-54 mm, Fig. 4e), marked by strong erosion in early October and late December 2009. At all vegetated stations, D_{shoot} and LAI gradually decreased from an average of respectively 24 800 shoot.m⁻² and 9.8 m².m⁻² in September 2009, to 8 000 shoot.m⁻² and 0.5 m².m⁻² in February 2010.

Surficial characteristics of the vegetated sediments exhibited contrasting seasonal variability. During the seagrass growth period (February to September 2009), dry density (ρ_{dry}) and sand content (C_{sand}) decreased by an average of 1 150 kg.m⁻³ to 650 kg.m⁻³ and by an average of 72% to 36%, respectively (Fig. 6b). However, during the seagrass degeneration period (September 2009 to February 2010), ρ_{dry} and C_{sand} increased from respectively 650 kg.m⁻³ to 850 kg.m⁻³ and from 36% to 72% on average. However, at the unvegetated station, changes in the surficial sediment characteristics revealed no significant seasonal trend. Within one year, from February 2009 to 2010,

both ρ_{dry} and C_{sand} at the unvegetated station decreased only slightly, from 430 kg.m^{-3} to 410 kg.m^{-3} , and from 27% to 30%, respectively (Fig. 6b).

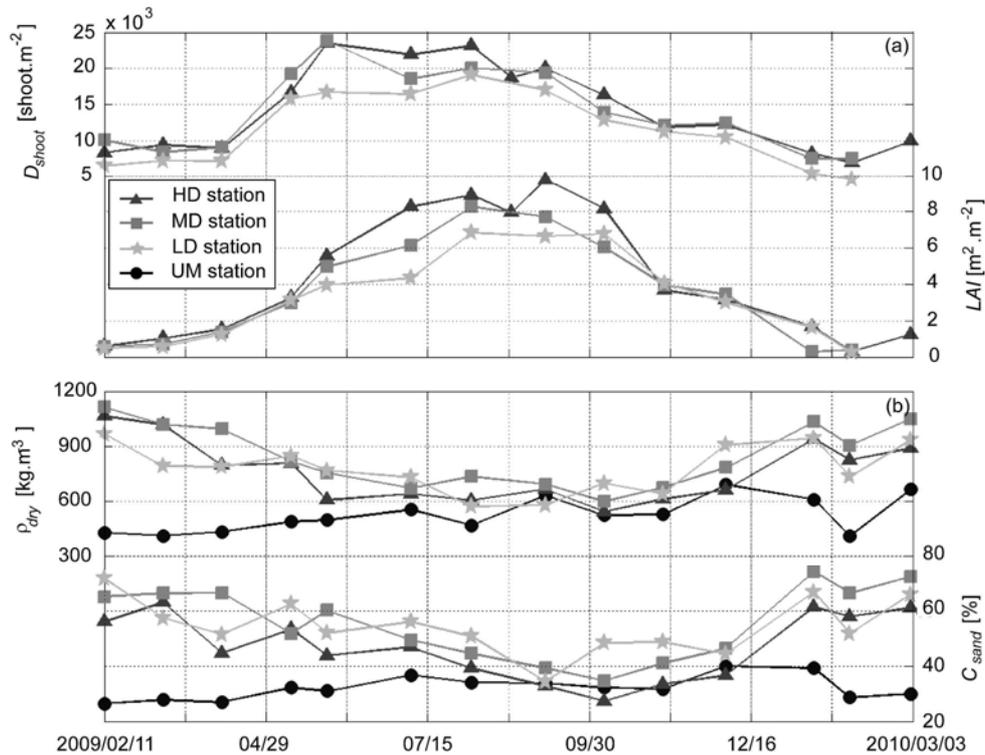


Figure 6: Seasonal fluctuations in biometric and surficial sediment characteristics. Shoot density (D_{shoot} , left axis) and leaf area index (LAI, right axis) sampled at all the vegetated (HD, MD and LD) and unvegetated mud (UM) stations (a). Dry density (ρ_{dry} , left axis) and sand content (C_{sand} , right axis) sampled at all the vegetated (HD, MD and LD) and unvegetated mud (UM) stations (b).

2- III.5. Discussion

2- III.5.1. ALTUS altimeter capability

2- III.5.1.1. Sediment levels in vegetated areas

For long-term surveys, which may span days or weeks, the ALTUS device demonstrated reliable measurements of fluctuations in the sediment level, despite the presence of seagrass leaves. However, it was not possible to efficiently measure short-time fluctuations in sediment level, such as those occurring within hours or within tidal cycles when seagrass beds were fully developed. At the HD and MD stations, when the seagrass meadows were fully developed (e.g., $LAI > 6 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$), the

data were affected by superimposed scattering (up to 30 mm, Figs. 5b and 5c); the scattering was attributed to eelgrass leaves. In these cases, the bed position corresponds to the base of the $h1_{max}$ signal scattering. Filamentous algae (*Enteromorpha* spp.), mainly trapped by the ALTUS tripod supports at the HD and MD stations, were observed in varying quantities and for different lengths of time and caused additional noise interference in the ALTUS signal (Fig. 5b and 5c). Furthermore, short-time fluctuations of approximately 10 mm in bed level in the $h1_{max}$ signal scattering were observed at the UM station (Fig. 5e) and when seagrass development was limited (e.g., $LAI < 6 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$) at the vegetated station (Figs. 5b to 5d).

Finally, cutting back the leaves under the transducer at the HD station (Fig. 5b) caused appreciable decay in the $h1_{max}$ signal scattering. Although leaf cutting allowed better detection of the sediment beds, it was not necessary to cut back the leaves when the vegetation cover was low because signal scattering at the MD and LD stations was of the same order of magnitude as at the UM station.

2- III.5.1.2. Estimation of canopy height

The ALTUS was able to detect the canopy. Canopy height was underestimated compared with leaf length (Fig. 4b). This can be explained largely by the flexibility of seagrass leaves. While biometric measurements give the true leaf length, the ALTUS provides measurements of canopy height and takes into account the fact that seagrasses are submerged and thus subject to tidal currents. Canopy height was compared simultaneously with the water level during two tidal cycles at the HD station (Fig. 7a) and at the MD station (Fig. 7b); the water level gradient was used as an approximation of tidal currents above the tidal flat (Plus et al., 2006). Despite the irregular time variability of h_{canopy} , a trend was observed in two situations; during the flow and ebb tide, the leaves bent and thus decreased the canopy height by 50%. During high water slack, canopy height increased and reached 77% of the estimated leaf length confirming that the ALTUS satisfactorily evaluates canopy height, which is of potential interest for numerical modeling. Mathematical formulations used to simulate flow in the presence of submerged vegetation, require this parameter, although it is often determined empirically from flume experiments (Stephan and Gutknecht, 2002; Abdelrhman, 2003; Green, 2005; Nepf et al., 2007; Wilson, 2007).

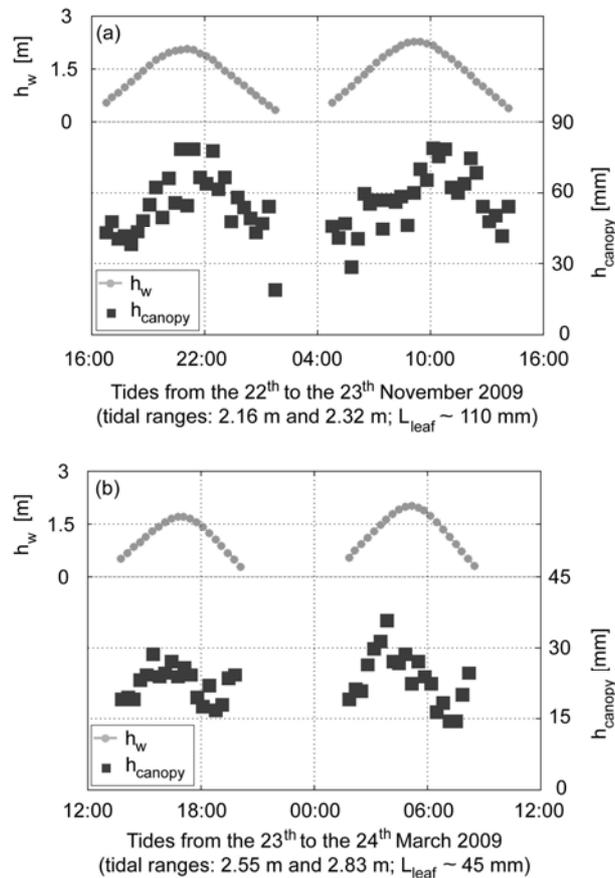


Figure 7: Estimation of canopy height under tidal currents and fair weather conditions. Water depth (h_w , left axis, used as a proxy for tidal currents with maximum velocities expected at $h_w < 1.5$ m and minimal current velocity at the highest water level) and ALTUS canopy height (h_{canopy} , right axis) were recorded at the high-density (HD) station (a) and at the medium-density (MD) station (b). The approximate leaf length (L_{leaf}), corresponding to the time of plotted tides, is also reported.

2- III.5.2. Implications of the seasonal growth cycle of meadows for sediment dynamics

2- III.5.2.1. Sediment retention by seagrass meadows

Evaluation of the altimetry data revealed strong trends in sediment accretion during the seagrass meadow growth season, and surficial sediments tended to become finer. Relative sand content decreased by a factor of two between February 2009 and September 2009. The accretion rates obtained in this study (ranging from 8 to 32 mm/year, respectively, for lower and higher shoot densities) were higher than those obtained for subtidal, perennial *Posidonia oceanica* beds (2 mm/year; (Gacia et al., 1999; Gacia and Duarte, 2001)) and for *Zostera marina* meadows in the

Wadden Sea (Bos et al., 2007), where the accretion rate did not exceed 5 to 7 mm/year. In the Arcachon lagoon and in the Wadden Sea, the sediment supply is higher than in the Mediterranean Sea, where the sediment is sandy. Furthermore, considering differences in sediment supply and environmental characteristics, the difference in accretion rate appears to be of the same order of magnitude between these environments.

2- III.5.2.2. The balance between erosion and deposition

Accumulation of sediments above a seagrass bed results from a balance between two competing processes. On one hand, deposition of suspended sediments increases (Gacia and Duarte, 2001; Gacia et al., 2003; Hendriks et al., 2008) and resuspension decreases (Gacia et al., 1999; Gacia and Duarte, 2001); these processes are caused by a reduction in flow energy near the bed (Verduin and Backhaus, 2000; Hendriks et al., 2008; Widdows et al., 2008; Hendriks et al., 2010). On the other hand, resuspension may be increased due to locally increased turbulence caused by the presence of shoots (Verduin and Backhaus, 2000; Fonseca and Koehl, 2006; Widdows et al., 2008; Hendriks et al., 2010). Depending on the plant development stage as well as on local conditions (such as sediment composition and hydrodynamics), one of these processes will dominate. One study (van Katwijk et al., 2010) observed a relationship between seagrass cover and surficial sediment composition. These authors found predominantly fine sediment deposition in a dense meadow, particularly in sandy beds with relatively high hydrodynamic energy. Conversely, dominant resuspension leading sandification was observed in muddy sediment in a lower density meadow because fine particles were more easily resuspended, and turbulence could be increased in low meadow densities (van Katwijk et al., 2010).

Results of the present study showed a similar, but time-varying pattern, correlated with the development of meadows. Accretion and reduction of the bed grain size from spring to summer may be correlated with a decrease in turbulence near the bed (due to higher shoot densities). From autumn to winter, erosion and sandification of surficial sediments was due to a decrease in meadow density. An increase in the sand fraction may have been caused by the erosion of fine particles.

Several storm events occurred during the course of the survey; however, the impact of waves on sediment dynamics differed during meadow growth and degeneration periods. From February 2009 to June 2009, many storm events occurred, but no significant erosion was recorded above the vegetated sites. During the same period, the unvegetated site underwent no accretion and sandification occurred. This was attributed to the high meadow density, which prevented sediment resuspension. Accretion on the vegetated flats which occurred during spring 2009 when wave activity was high, could be explained by higher levels of fine sediment resuspended at more exposed flats

around the lagoon, which was transported and then efficiently trapped by meadows. Conversely, the weak erosion (<10 mm) associated with the sandification of surficial sediments, recorded from October 2009 to December 2009, could be explained by storm-induced resuspension of fine particles, coinciding with the thinning of the vegetation due to end-of-season die off. From January 2010 to the end of our data collection in March 2010, sediment levels remained stable despite the prevailing stormy conditions and low meadow density. The absence of erosion during the final months of the survey (whereas the unvegetated station eroded considerably) was attributed to: (1) the modification of the surface sediment and the increase in sand content in the muddy substratum, thus increasing bed strength (Mitchener and Torfs, 1996; Ganthly et al., 2011), and (2) the stabilizing effects of the root system, which reached the surface of the bed and prevented erosion of sediments (Ganthly et al., 2011).

2- III.5.2.4. Long term implications

The net annual accretion of colonized tidal flats, induced by the meadow-enhanced mud deposition, would be expected to lead to continuous accretion of these tidal flats. However, this process is subject to self-regulating mechanisms. *Z. noltii* is sensitive to: (1) burial by high and rapid levels of accretion (Cabaço and Santos, 2007) and (2) desiccation, freezing and wave exposure increased by high bathymetric levels (Ramirez-Garcia et al., 1998; Huong et al., 2003; Shafer et al., 2007).

As unvegetated flats were found to be less resistant to erosion (Ganthly et al., 2011) than vegetated areas, the decline of meadows would be expected to lead to higher erosion of bed sediments. Higher concentrations of suspended sediment would decrease the light available for photosynthesis and lead to a further decline in meadows, thus providing negative feedback (van der Heide et al., 2007; van der Heide et al., 2011).

Due to the world-wide decline in seagrass over the last century (Giesen et al., 1990; Figueiredo da Silva et al., 2004; Bernard et al., 2005; Orth et al., 2006; Waycott et al., 2009), and more recently in the Arcachon lagoon (Plus et al., 2010), significant geomorphological modifications may occur in such vegetated areas, and the damage may be long-term. Decline of *Zostera noltii* meadows in the Arcachon lagoon will likely cause a drastic decrease in sediment deposition fluxes. Moreover, reduced consolidation time and hydrodynamic protection may significantly increase sediment resuspension in unvegetated areas. Resuspended sediment will likely be transported and redeposited in low energy channels, primarily in the inner regions of the lagoon, where the residual transport is controlled by the flood tide (Plus et al., 2006). Local authorities (SIBA, Intercommunal Union of Arcachon Lagoon) responsible for lagoon management have observed a simultaneous

decline in meadows and an increase in dredging requirements in shallow channels located in the eastern part of the lagoon (SIBA, personal communication). However, it is important to emphasize that these pluriannual extrapolations were based on a one-year study and that a long-term evaluation is required to confirm this analysis.

2- III.6. Conclusion

A one-year field survey was conducted in the Arcachon lagoon. Acoustic altimetry (using ALTUS devices) was performed on a tidal flat at sites with different densities and coverage of *Zostera noltii* meadows. Surficial sediments and seagrass development characteristics were recorded monthly. A specific post-processing technique for bed altimetry was developed to provide reliable measurements despite the presence of the vegetation. The following conclusions can be drawn from this study:

- (1) ALTUS acoustic altimeters can provide reliable measurements of sediment level despite the presence of seagrass meadows. However, a specific post-processing method is required.
- (2) ALTUS altimeters can also assess the real canopy height that is subject to hydrodynamics. The real canopy height is an important parameter to assess the effects of submerged vegetation on hydrodynamics in numerical modeling; this feature is often determined empirically *in situ* or from flume experiments.
- (3) The presence of meadows modifies the balance between particle trapping and protection against erosion processes, depending upon the seasonal growth stage of seagrass.
 - During the growth period (February to September), particle trapping dominates and is linked with muddification of surficial sediments, thus leading to centimetric accretion of colonized areas.
 - During the degeneration period (September to February), erosion occurs, but less than in unvegetated flats. Protection against erosion dominates and is related to the sandification of surficial sediments. This sandification is probably induced by the resuspension of fine surficial sediments, while sandy sediments remain trapped in the meadows.
- (4) The annual sediment balance of seagrass colonized tidal flats is positive, while unvegetated flats exhibit a strongly negative sediment balance. The decline of

meadows in the Arcachon lagoon may lead to strong morphological modifications of the lagoon.

2- III.7. Acknowledgments

This work was part of a PhD project funded by SIBA (*Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon*) and IFREMER (*Institut français pour la recherche et l'exploitation de la mer*). These two institutions are also acknowledged for their technical and instrumental support. We would like to thank Isabelle Auby (IFREMER Arcachon) for her help in the sampling and biometric protocol, the crew of the RV PLANULA IV (*Institut National des Sciences de l'Univers*) and all the staff of EPOC laboratory (technicians, engineers and researchers) who gave their time and provided assistance during the field experiments. The authors would also like to thank the two anonymous reviewers for their technical and editorial comments on the manuscript.

2- III.8. References

- Abdelrhman, M.A., 2003. Effect of eelgrass *Zostera marina* canopies on flow and transport. *Marine Ecology Progress Series* 248, 67-83.
- Amos, C.L., Bergamasco, A., Umgiesser, G., Cappucci, S., Cloutier, D., DeNat, L., Flindt, M., Bonardi, M., Cristante, S., 2004. The stability of tidal flats in Venice Lagoon---the results of in-situ measurements using two benthic, annular flumes. *Journal of Marine Systems* 51, 211-241.
- Auby, I., Labourg, J.-P., 1996. Seasonal dynamics of *Zostera noltii* Hornem. in the bay of Arcachon (France). *Journal of Sea Research* 34, 269-277.
- Bassoullet, P., Le Hir, P., Gouleau, D., Robert, S., 2000. Sediment transport over an intertidal mudflat: field investigations and estimation of fluxes within the "Baie de Marennes-Oléron" (France). *Continental Shelf Research* 20, 1635-1653.
- Bassoullet, P., Verney, R., Kervella, Y., Kervella, S., Jestin, H., Voineson, G., 2010. Utilisation d'un altimètre (ALTUS) destiné à la quantification des dépôt/érosion en domaine littoral pour l'étude des corrélations avec les caractéristiques de vagues et les interfaces de dépôt. *La Houille Blanche* 5, 81-86.
- Bernard, G., Bonhomme, P., Bouduresque, C.F., 2005. Recovery of the seagrass *Zostera marina* in a disturbed Mediterranean lagoon (Etang de Berre, Bouches-du-Rhône, Southern France). *Hydrobiologia* 539, 157-161.
- Bernard, G., Bouduresque, C.F., Picon, P., 2007. Long term changes in *Zostera* meadows in the Berre lagoon (Provence, Mediterranean Sea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 73, 617-629.
- Bos, A.R., Bouma, T.J., de Kort, G.L.J., van Katwijk, M.M., 2007. Ecosystem engineering by annual intertidal seagrass beds: Sediment accretion and modification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 74, 344-348.

- Cabaço, S., Santos, R., 2007. Effects of burial and erosion on the seagrass *Zostera noltii*. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 340, 204-212.
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Verney, R., Guézennec, L., 2005. Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 64, 710-720.
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Verney, R., Lesourd, S., Cuvilliez, A., Taylor, J., 2006. Interactions between intertidal mudflat and turbidity maximum in macrotidal estuarine context. *Marine Geology* 235, 151-164.
- Deloffre, J., Verney, R., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Cundy, A.B., 2007. Sedimentation on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal estuaries: Sedimentation rhythms and their preservation. *Marine Geology* 241, 19-32.
- Figueiredo da Silva, J., Duck, R.W., Catarino, J.B., 2004. Seagrass and sediment response to changing physical forcing in a coastal lagoon. *Hydrology and Earth System Sciences* 8, 151-159.
- Fonseca, M.S., Fisher, J.S., 1986. A comparison of canopy friction and sediment movement between four species of seagrass with reference to their ecology and restoration. *Marine Ecology Progress Series* 29, 15-22.
- Fonseca, M.S., Koehl, M.A.R., 2006. Flow in seagrass canopies: The influence of patch width. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67, 1-9.
- Gacia, E., Duarte, C.M., 2001. Sediment Retention by a Mediterranean *Posidonia oceanica* Meadow: The Balance between Deposition and Resuspension. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 52, 505-514.
- Gacia, E., Duarte, C.M., Marbà, N., Terrados, J., Kennedy, H., Fortes, M.D., Tri, N.H., 2003. Sediment deposition and production in SE-Asia seagrass meadows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 56, 909-919.
- Gacia, E., Granata, T.C., Duarte, C.M., 1999. An approach to measurement of particle flux and sediment retention within seagrass (*Posidonia oceanica*) meadows. *Aquatic Botany* 65, 255-268.
- Gambi, M.C., Nowell, A.R.M., Jumars, P.A., 1990. Flume observations on flow dynamics in *Zostera marina* (eelgrass) beds. *Marine Ecology Progress Series* 61, 159-169.
- Ganthy, F., Sottolichio, A., Verney, R., 2011. The Stability of Vegetated Tidal Flats in a Coastal Lagoon Through Quasi In-Situ Measurements of Sediment Erodibility. *Journal of Coastal Research SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium)*, 1500-1504, Szczecin, Poland.
- Giesen, W.B.J.T., van Katwijk, M.M., Den Hartog, C., 1990. Temperature, salinity, insolation and wasting disease of eelgrass (*Zostera marina* L.) in the Dutch Wadden Sea in the 1930's. *Netherlands Journal of Sea Research* 25, 395-404.
- Granata, T.C., Serra, T., Colomer, J., Casamitjana, X., Duarte, C.M., Gacia, E., 2001. Flow and particle distribution in a nearshore seagrass meadow before and after a storm. *Marine Ecology Progress Series* 218, 95-106.
- Green, J.C., 2005. Velocity and turbulence distribution around lotic macrophytes. *Aquatic Ecology* 39, 1-10.
- Hendriks, I.E., Bouma, T.J., Morris, E.P., Duarte, C.M., 2010. Effects of seagrasses and algae of the *Caulerpa* family on hydrodynamics and particle-trapping rates. *Marine Biology* 157, 473-481.

- Hendriks, I.E., Sintes, T., Bouma, T.J., Duarte, C.M., 2008. Experimental assessment and modeling evaluation of the effects of the seagrass *Posidonia oceanica* on flow and particle trapping. *Marine Ecology Progress Series* 356, 163-173.
- Hily, C., Sauriau, P.-G., Auby, I., 2007. Protocoles suivi stationnel des herbiers à zostères pour la Directive Cadre sur l'Eau (DCE). IFREMER, p. 10.
- Huong, T.T.L., Vermaat, J.E., Terrados, J., van Tien, N., Duarte, C.M., Borum, J., Tri, N.H., 2003. Seasonality and depth zonation of intertidal *Halophila ovalis* and *Zostera japonica* in Ha Long Bay (northern Vietnam). *Aquatic Botany* 75, 147-157.
- Jestin, H., Bassoullet, P., Le Hir, P., L'Yavanc, J., Degres, Y., 1998. Development of ALTUS, a high frequency acoustic submersible recording altimeter to accurately monitor bed elevation and quantify deposition or erosion of sediments, *Ocean Conference Record (IEEE)*.
- Koch, E.W., 1999. Sediment resuspension in a shallow *Thalassia testudinum* banks ex König bed. *Aquatic Botany* 65, 269-280.
- Koch, E.W., Gust, G., 1999. Water flow in tide- and wave-dominated beds of the seagrass *Thalassia testudinum*. *Marine Ecology Progress Series* 184, 63-72.
- Mitchener, H., Torfs, H., 1996. Erosion of mud/sand mixtures. *Coastal Engineering* 29, 1-25.
- Nepf, H.M., White, B., Lighthbody, A., Ghisalberti, M., 2007. Transport in aquatic canopies, in: Gayev Y.A., Hunt J.C.R. (Eds.), *Flow and Transport Processes with Complex Obstructions*, pp. 221-2250.
- Neumeier, U., Amos, C.L., 2004. Turbulence Reduction by the Canopy of Coastal *Spartina* Salt-Marshes. *Journal of Coastal Research*, 433-439.
- Orth, R.J., Carruthers, T.J.B., Dennison, W.C., Duarte, C.M., Fourqurean, J.W., Heck, K.L.J., Hughes, A.R., Kendrick, G.A., Kenworthy, W.J., Olyarnik, S., Short, F.T., Waycott, M., Williams, S.L., 2006. A Global Crisis for Seagrass Ecosystems. *BioScience* 56, 987-996.
- Plus, M., Dalloyau, S., Trut, G., Auby, I., de Montaudouin, X., Emery, E., Noël, C., Viala, C., 2010. Long-term evolution (1988-2008) of *Zostera* spp. meadows in Arcachon Bay (Bay of Biscay). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 87, 357-366.
- Plus, M., Maurer, D., Stanisière, J.-Y., Dumas, F., 2006. Caractérisation des composantes hydrodynamiques d'une lagune mésotidale, le Bassin d'Arcachon. IFREMER, p. 54.
- Ramirez-Garcia, P., Lot, A., Duarte, C.M., Terrados, J., Agawin, N.S.R., 1998. Bathymetric distribution, biomass and growth dynamics of intertidal *Phyllospadix scouleri* and *Phyllospadix torreyi* in Baja California (Mexico). *Marine Ecology Progress Series* 173, 13-23.
- Shafer, D.J., Sherman, T.D., Wyllie-Echeverria, S., 2007. Do desiccation tolerances control the vertical distribution of intertidal seagrasses? *Aquatic Botany* 87, 161-166.
- Stephan, U., Gutknecht, D., 2002. Hydraulic resistance of submerged flexible vegetation. *Journal of Hydrology* 269, 27-43.
- van der Heide, T., van Nes, E.H., Geerling, G.W., Smolders, A.J.P., Bouma, T.J., van Katwijk, M.M., 2007. Positive Feedbacks in Seagrass Ecosystems: Implications for Success in Conservation and Restoration. *Ecosystems* 10, 1311-1322.
- van der Heide, T., van Nes, E.H., van Katwijk, M.M., Olf, H., Smolders, A.J.P., 2011. Positive Feedback in Seagrass Ecosystems - Evidence from Large Scale Empirical Data. *PLoS ONE* 6, e16504.
- van Katwijk, M.M., Bos, A.R., Hermus, D.C.R., Suykerbuyk, W., 2010. Sediment modification by seagrass beds: Muddification and sandification induced by plant cover and environmental conditions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 89, 175-181.

- Verduin, J.J., Backhaus, J.O., 2000. Dynamics of Plant-Flow Interactions for the Seagrass *Amphibolis antarctica*: Field Observations and Model Simulations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 50, 185-204.
- Verney, R., Deloffre, J., Brun-Cottan, J.-C., Lafite, R., 2007. The effect of wave-induced turbulence on intertidal mudflats: Impact of boat traffic and wind. *Continental Shelf Research* 27, 594-612.
- Waycott, M., Duarte, C.M., Carruthers, T.J.B., Orth, R.J., Dennison, W.C., Olyarnik, S., Calladine, A., Fourqurean, J.W., Heck, K.L.J., Hughes, A.R., Kendrick, G.A., Kenworthy, W.J., Short, F.T., Williams, S.L., 2009. Accelerating loss of seagrasses across the globe threaten coastal ecosystems. *PNAS* 106, 12377-12381.
- Widdows, J., Pope, N.D., Brinsley, M.D., Asmus, H., Asmus, R.M., 2008. Effects of seagrass beds (*Zostera noltii* and *Z. marina*) on near-bed hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Ecology Progress Series* 358, 125-126.
- Wilson, C.A.M.E., 2007. Flow resistance models for flexible submerged vegetation. *Journal of Hydrology* 342, 213-222.

2- IV. VARABILITE SPATIO-TEMPORELLE ET PROCESSUS DE CONTRÔLE

Le suivi annuel réalisé sur l'estran atelier de Germanan, présenté au § 2-III précédent (Ganthy et al., 2010 ; Ganthy et al., under review), a tout d'abord permis la validation du post-traitement utilisé pour la mesure du niveau sédimentaire, mais également de mettre en évidence l'effet non négligeable de la présence des herbiers de *Z. noltii* sur les bilans sédimentaires de l'estran de Germanan. Ainsi, la variabilité saisonnière du développement des herbiers impacte significativement l'érosion et le dépôt, induisant des modifications des caractéristiques des sédiments superficiels. Ceci se traduit par la mise en place d'un dépôt pluri-millimétrique à pluri-centimétrique des sédiments frais vaseux durant la période de croissance des herbiers et par une protection contre l'érosion des sédiments grossiers durant la période de dégénérescence des herbiers, induisant une augmentation de la fraction sableuse.

2-IV.1. Variabilité spatio-temporelle des bilans sédimentaires

D'un point de vue qualitatif, des tendances similaires sont observées entre les deux années d'étude et pour les différentes stations, sur le site de Germanan (Figure 2-9). Ainsi, en présence de végétation (stations HD, MD, LD, HD_{DEP} et COMP), le développement printanier de l'herbier se traduit par la mise en place du dépôt frais vaseux, alors que sa dégénérescence automnale induit une érosion associée à un enrichissement en sable. De plus, quelque soit l'année considérée, les bilans sédimentaires sur l'estran nu (station UM) démontrent une érosion considérable. L'érosion de cette station est marquée par des épisodes érosifs intenses qui ne correspondent pas nécessairement à des périodes de forte agitation.

Cependant, des différences de bilans sédimentaires sont observées entre les deux années de suivi (Figure 2-9.C et Tableau 2-2). En effet, bien que positif, le bilan sédimentaire annuel de la station HD est 10 fois plus faible pour l'année 2010-2011 que le bilan de l'année 2009-2010, il est également de 3 à 4 fois plus faible que les bilans obtenus sur les stations présentant des densités de végétation moyennes et faibles (stations MD et LD). Les bilans obtenus durant l'année 2010-2011 (stations HD, HD_{DEP} et COMP), sont du même ordre de grandeur que ceux que l'on peut trouver dans la littérature : 2 mm/an pour un herbier méditerranéen de *Posidonia oceanica* (Gacia et al., 1999 ;

Gacia et al., 2001) et de 5 à 7 mm/an pour un herbier de *Zostera marina* en mer de Wadden (Bos et al., 2007), bien que les apports sédimentaires et les forçages physiques (courants, vagues) de ces environnements (Bassin d'Arcachon, Mer de Wadden et Mer Méditerranée) soient différents.

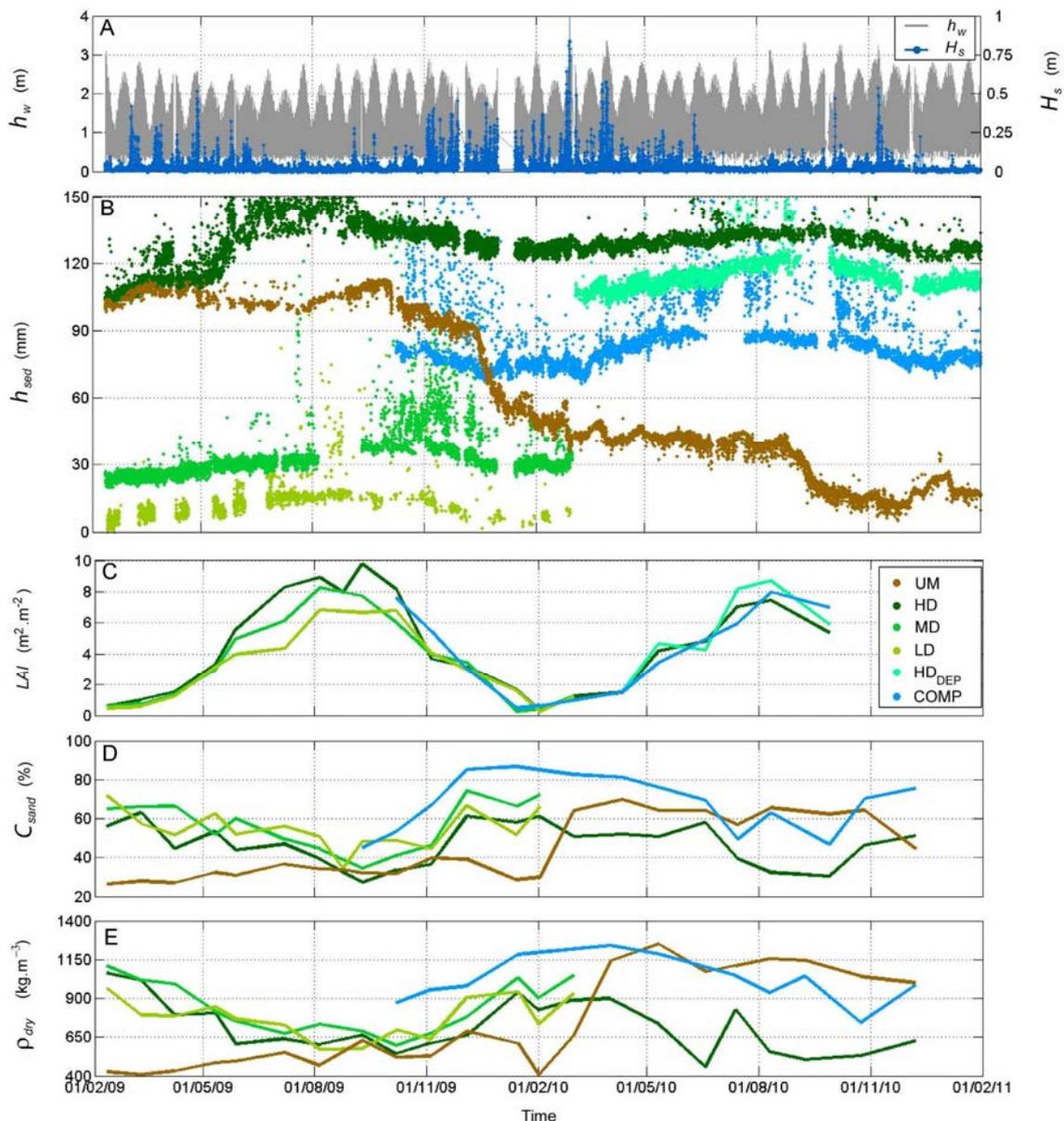


Figure 2-9. Enregistrement de la hauteur d'eau et de vagues (h_w et H_s) pour la station HD (A), des niveaux sédimentaires (h_{sed} , B), de l'indice de surface foliaire (LAI, C), de la fraction sableuse (C_{sand} , D) et de la densité sèche (ρ_{dry} , E) pour la totalité du suivi (Février 2009 – Février 2011). L'origine des niveaux sédimentaire (B) est décalée pour chaque station afin de fournir une meilleure lisibilité.

Différents paramètres permettent d'expliquer une partie de ces variations interannuelles des bilans sédimentaires : la dynamique de développement de l'herbier et les apports de sédiments en

suspensions induits par les épisodes de mers de vent. Cependant, le développement des herbiers semble prédominer dans les variations inter-annuelles. En effet, la comparaison des mesures d'indice de surface foliaire entre la première année et la seconde année de mesure (Figure 2-9.C) fait apparaître un développement plus tardif et moins important de l'herbier durant le printemps et l'été 2010. De plus la période de développement maximum apparaît bien plus courte durant la seconde année. L'effet du développement de l'herbier apparaît évident par la comparaison des stations HD et HD_{DEP} distantes de 5 m. Leur proximité permet de considérer qu'elles sont soumises à des apports de sédiments en suspension et à des forçages hydrodynamiques très similaires. Or, le développement de l'herbier de la station HD_{DEP} apparaît plus rapide et plus important que pour la station HD (Figure 2-9.C). Ceci se traduisant par une accrétion annuelle 2,5 fois plus importante sur la station HD (+7,8 et + 3 mm, respectivement).

	<i>UM</i>	<i>HD</i>	<i>MD</i>	<i>LD</i>	<i>HD_{DEP}</i>	<i>COMP</i>
<i>du 11/02/09 au 01/08/09</i>	+ 0,8 mm	+ 41 mm	+ 11,9 mm	+ 14,8 mm	X	X
<i>du 01/08/09 au 01/02/10</i>	- 45,4 mm	- 9 mm	- 2,14 mm	- 7,0 mm	X	X
<i>du 01/02/10 au 01/08/10</i>	- 12,1 mm	+ 8,8 mm	X	X	+ 12,7 mm	+ 15,4 mm
<i>du 01/08/10 au 01/02/11</i>	- 20,1 mm	- 5,8 mm	X	X	- 4,9 mm	- 7,4 mm
Année 1	- 44,6 mm	+ 32,2 mm	+ 9,7 mm	+ 7,8 mm	X	X
Année 2	- 32,1 mm	+ 3 mm	X	X	+ 7,8 mm	+ 7,0 mm

Tableau 2-2. Synthèse des bilans sédimentaires semestriels et annuels pour l'ensemble des stations. Les lignes présentant un fond vert correspondent aux périodes de croissance, alors que les lignes au fond jaune représentent les périodes de dégénérescence.

2- IV.1.1. Impacts et évolutions de la micro-topographie

Le caractère fragmentaire des herbiers est généralement expliqué par des perturbations induites par différents processus tels que l'érosion (Fonseca et al., 1983; Fonseca and Bell, 1998), l'accrétion trop rapide entraînant la mort des plants ensevelis (Terrados et al., 1997 ; Cabaço and Santos, 2007), ou les tempêtes (Leonard et al., 1995 ; Cabaço and Santos, 2007 ; Cardoso et al., 2008). Ces perturbations entraînent la fragmentation des herbiers sur des échelles allant de la destruction totale mais locale de l'herbier, à la génération de dépressions (« **blowouts** » - de

quelques mètres à quelques dizaines de mètres) non colonisées au sein d'un herbier continu (Short and Wyllie-Echeverria, 1996 ; Fonseca and Bell, 1998 ; Koch et al., 2006a).

Ces structures morphologiques sont très présentes sur les estrans colonisés du bassin d'Arcachon (cf. § 2-II.1.2.1. Figures 2-4 et 2-5). Cependant, contrairement à la description faite dans la littérature, ces dépressions ne sont pas nécessairement dénuées de *Zostera noltii*. La présence des herbiers dans ces dépressions mène à se poser la question de la recolonisation de ces dépressions, et de leur cycle de création - comblement.

Durant la seconde année de suivi de l'estran de Germanan, l'accrétion sédimentaire a été plus importante pour la station HD_{DEP} située dans la dépression que pour la station HD située à proximité de la dépression. L'explication avancée au paragraphe précédent pour expliquer cette accrétion plus importante repose sur le fait que l'herbier s'est développé plus rapidement au cours de sa croissance, et que son niveau de développement maximum a été plus important que pour les herbiers en dehors de la dépression.

La différence de croissance de l'herbier entre les deux stations est associable à des facteurs environnementaux différents entre ces stations et ayant des répercussions sur la physiologie des zostères. En effet, lorsque l'estran est exondé à marée basse, les feuilles de zostères sont couchées les unes sur les autres, de sorte que l'auto-ombrage des feuilles est à son maximum (Koch, 2001 ; Koch et al., 2006a). Au contraire, l'eau retenue dans les dépressions durant la basse mer, maintient les feuilles érigées, limitant l'auto-ombrage. Ainsi, les zostères présentes dans les dépressions sont susceptibles d'avoir une croissance accrue du fait des durées plus longues durant lesquelles la surface utile de feuilles pour la photosynthèse est plus importante (Koch and Beer, 1996 ; Koch et al., 2006a). De plus, le fait que les zostères présentes dans les dépressions soient immergées la totalité du temps, associé à une énergie hydrodynamique nulle durant les période de basse mer (où les dépressions se comportent que de petits bassins de rétention) favorise la croissance des plants, de la rhizosphère ainsi que la germination des graines (van Katwijk and Wijgergangs, 2004). La présence d'eau pourrait également protéger les plants de variations importantes de la température de l'air. Au contraire, les zostères situées en dehors de ces dépressions sont moins protégées de la dessiccation (van Katwijk and Wijgergangs, 2004 ; Fiot and Gratiot, 2006 ; Shafer et al., 2007), et ont également une croissance ralentie durant les périodes d'exondation du fait de la plus faible surface de feuilles disponible pour la photosynthèse. La capacité de colonisation est également plus faible que pour les herbiers localisés dans les dépressions (van Katwijk and Wijgergangs, 2004).

Ces variations de croissance et de capacité de colonisation des herbiers ont des répercussions sur l'hydrodynamisme, la dynamique sédimentaire et, de ce fait, sur les évolutions

morphologiques à plus long terme. En effet, la présence de discontinuité dans l'herbier, conduit à une augmentation de la turbulence près du fond dans ces espaces non végétalisés ou présentant une végétation peu développée (Fonseca and Fisher, 1986 ; Granata et al., 2001 ; Van Keulen et al., 2003), pouvant mener à l'érosion. Au contraire, lorsque l'herbier est bien développé, il constitue une protection contre l'érosion (Amos et al., 2004 ; Bos et al., 2007 ; Widdows et al., 2008 ; van Katwijk et al., 2010) et favorise le dépôt (Gacia et al., 1999 ; Gacia and Duarte, 2001 ; Gacia et al., 2003 ; Hendriks et al., 2008).

Cet état de fait nous conduit à penser qu'une cyclicité pourrait intervenir sur les évolutions morphologiques de la micro-topographie des estrans colonisés. Ainsi, une accrétion plus importante dans les dépressions en réponse à un développement et une colonisation des zostères favorisée par la présence d'eau en continue conduirait au comblement de la dépression. Dans le même temps, la croissance des herbiers de certaines zones situées à l'extérieur des dépressions, serait plus affectée par la dessiccation, conduisant au déclin, puis à la disparition totale de l'herbier dans ces zones en réponse à une érosion accrue par les effets de bords avec les patches d'herbiers alentour ; l'érosion de ces zones nouvellement décolonisées menant à la création d'une nouvelle dépression. L'érosion progressive des bords de la dépression pourrait alors conduire à la séparation de mottes d'herbiers (rhizosphère – parties aériennes) et à leur dépôt dans la dépression. Les conditions de photosynthèse pour ces mottes devenant plus clémente en raison de la présence d'eau tout au long de l'exondation de l'estran, la colonisation du fond de la dépression pourrait alors avoir lieu, et ainsi de suite.

Ce cycle d'érosion – comblement est schématisé dans la figure 2-10. Cependant, il est important de noter que la période de ce cycle est inconnue (1 an, 2 ans, 10 an ?), et que ce modèle conceptuel est basé sur l'extrapolation de données acquises sur seulement deux années, ainsi que sur des observations de terrain.

Une étude complémentaire, combinant différentes méthodes, pourrait permettre de vérifier cette hypothèse, de quantifier l'aspect temporel, mais également de mieux comprendre les causes et les conséquences de ces formations morphologiques sur le développement, la colonisation et la survie des herbiers. Ainsi, la comparaison de photographies aériennes à haute résolution pour différents stades de la croissance des herbiers et pour plusieurs années consécutives pourrait permettre de quantifier les surfaces correspondant à des dépressions non colonisées et colonisées, de déterminer des tailles caractéristiques, mais également de quantifier les variations temporelles de ces dépressions ; ceci, associé à un suivi des paramètres sédimentaires et hydrodynamiques et biologiques, permettrait de mieux comprendre les processus mis en jeu, leurs répercussions sur la morphologie et les effets en cascades sur la croissance des herbiers.

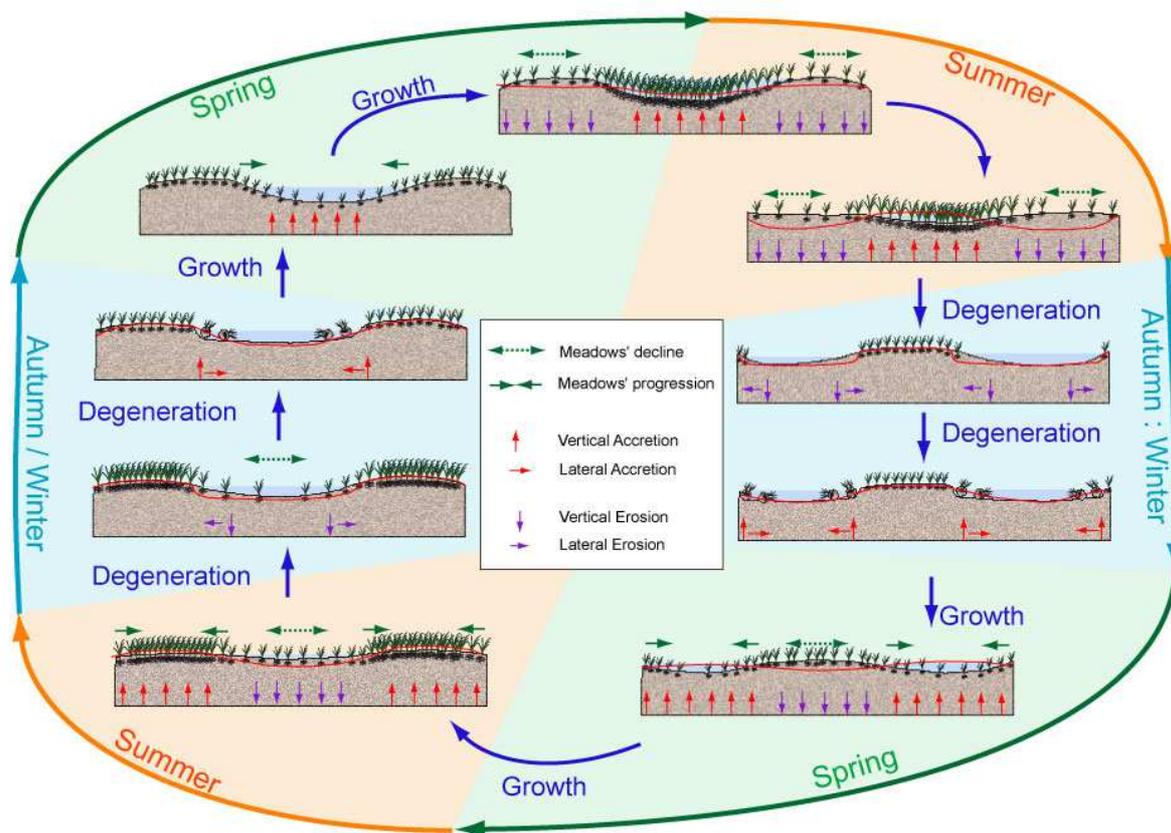


Figure 2-10. Modèle conceptuel proposé pour expliquer certaines observations effectuées sur le terrain. Il est important de noter que la périodicité du cycle est inconnue, bien que les saisons correspondent à des processus établis.

2- IV.1.2. Impact des forçages physiques

L'analyse des séries temporelles d'élévation du substrat sédimentaire montre des tendances similaires pour l'estran de Comprian, pourtant plus exposé à l'agitation induite par les mers de vent, par rapport à l'estran de Germanan. Bien que les tendances à l'accrétion et à la modification des sédiments de surface soient identiques, les sédiments superficiels apparaissent nettement plus sableux à Comprian tout au long de l'année de suivi. A cela s'ajoute une dynamique plus importante du signal altimétrique durant la période hivernale de 2010. Comme décrit au § 2-II.1., la présence de sédiments plus grossiers dans cette zone peut être expliquée d'une part, par une forte exposition aux mers de vent (Parisot et al., 2008) et d'autre part par une influence significative des apports fluviaux par la Leyre (Arbouille et al., 1986 ; Fénies, 1998). Aussi, la dynamique de l'altimétrie du sédiment sur cette station pourrait être expliquée par ces différences de forçages physiques entre les deux sites ateliers. Une comparaison des séries temporelles de hauteur d'eau, de hauteurs significatives de

vagues, de l'altimétrie des sédiments, de la fraction sableuse et du débit liquide de la Leyre (source **DIREN**) pour la période octobre 2009-octobre 2010 est présentée en figure 2-11.

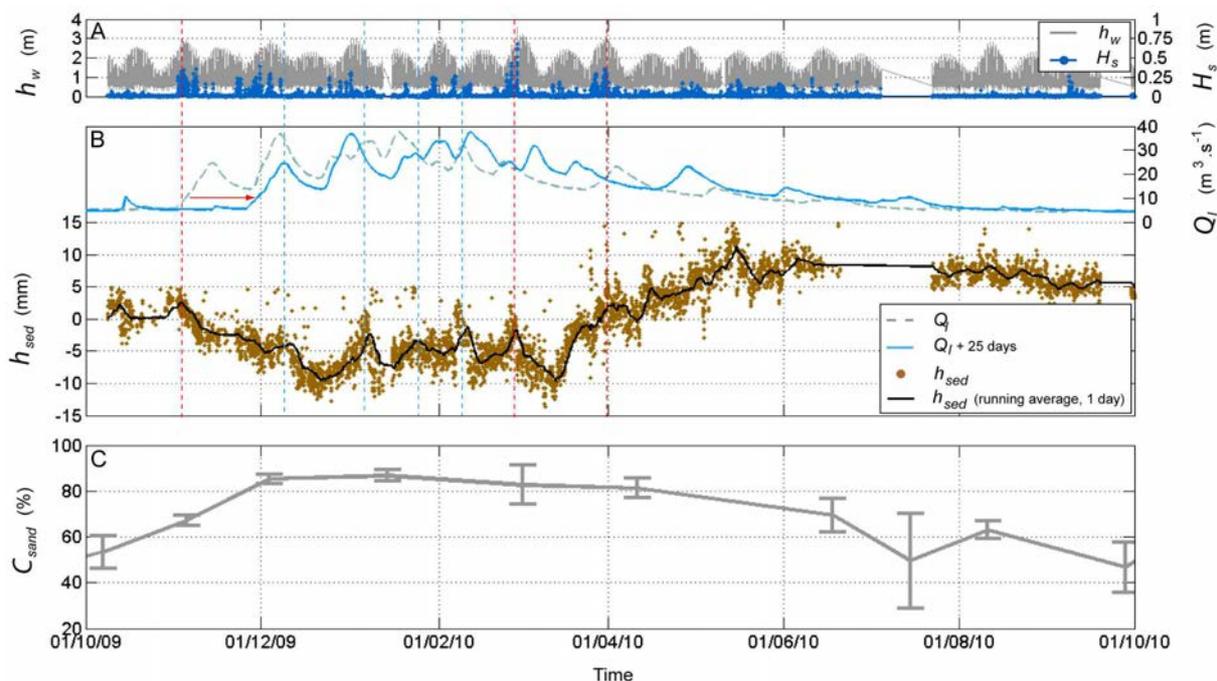


Figure 2-11. Séries temporelles de hauteur d'eau et de hauteur significative de vagues mesurées sur la station de Comprian (A), (B) de l'altimétrie du sédiment (brute et moyennée par jour) et du débit liquide de la Leyre (à Salles – 10 km en amont, source DIREN), et (C) de la fraction sableuse dans les sédiments superficiels.

Ainsi, on peut observer durant l'hiver 2009-2010, des pics d'accrétion brefs et rapidement érodés. Parmi ces pics d'accrétions, certains peuvent être reliés à des épisodes de mers de vent (lignes pointillées rouge) de hauteurs significatives supérieures à 0.4 m, l'agitation induite par des vagues de hauteur suffisante pouvant permettre le maintien en suspension du sable fin présent sur ces estrans et à son dépôt lors d'une diminution de l'agitation. A la fin de la période d'agitation, les courants tidaux pourraient rétablir l'état d'équilibre morphologique se traduisant par une dispersion du sable accrété. La formation et la migration de rides pourraient également expliquer ces pics d'accrétion suivis de leur « gommage ».

D'autre part, l'influence des apports sédimentaire par la Leyre semble également être un processus significatif dans les évolutions altimétriques de l'estran de Comprian. En effet, en considérant le débit solide proportionnel au débit liquide, on observe que plusieurs pics d'accrétion peuvent être mis en relation avec des pics de crue, moyennant un décalage temporel d'environ 25 jours (lignes pointillées bleu). Lors des épisodes de crue, les sables fins provenant du bassin versant

seraient transportés jusque dans le delta de la Leyre. Les processus tidaux contribueraient par la suite à l'advection de ces « pulses sédimentaires » vers les parties plus centrales du bassin d'Arcachon. Le décalage temporel entre les épisodes de crue enregistrés à Salles (10 km en amont de l'exutoire de la Leyre) correspondrait au temps mis par l'onde de crue pour arriver dans le bassin, puis au temps mis par les courants tidaux pour advecter le sable jusqu'à la station de Comprian ; le décalage temporel dépendant de ce fait de la phase de la marée (morte-eau, vive-eau, déchet ou revif) durant les jours suivant le pic de crue. De plus, on remarque que la fraction sableuse présente dans les sédiments superficiels de l'estran de Comprian (Figure 2-11.C) augmente rapidement dès les premiers épisodes de crue, se stabilise puis diminue lentement conjointement au débit liquide.

Ainsi, la dynamique sédimentaire hivernale de l'estran de Comprian apparaît dominée par les interactions entre forçages fluviaux, agitation liée aux vagues et courants tidaux lorsque l'herbier est peu développé. Cependant, durant les périodes où l'herbier est développé, leur impact sur la dynamique sédimentaire se traduit de la même manière que sur l'estran de Germanan : à savoir un dépôt de sédiments vaseux et une accrétion consécutive significative (centimétrique).

En perspective, il serait intéressant de quantifier les temps de transfert des pulses sédimentaires apportés par les épisodes de crue entre les parties proximales et distales du delta de la Leyre, et de les confronter aux forçages physiques des vagues et des marées, en positionnant plusieurs stations d'altimétries suivant un gradient de distances par rapport l'exutoire de la Leyre.

2-IV.2. Processus de contrôle à l'échelle de l'estran

Les campagnes de mesures à haute fréquence réalisées à différentes périodes contrastées du cycle de croissance des herbiers ont permis de mettre en évidence les principaux processus hydrodynamiques et sédimentaires interagissant avec les herbiers de *Z. noltii*, à l'échelle de l'estran et en fonction de l'état de développement des herbiers. Ces processus se traduisent par (i) une atténuation des vitesses de l'écoulement dans la canopée, (ii) une modification de la contrainte de cisaillement, et (iii) une diminution des concentrations en matières en suspension.

2- IV.2.1. Impact de la croissance des herbiers sur l'atténuation de la vitesse

La comparaison des vitesses mesurée (à 5 cm et 20 cm au dessus du fond) sur la station HD pour les trois campagnes de mesure est présentée en figure 2-12. Sur l'ensemble des trois

campagnes de mesure, les vitesses mesurées à 5 cm au dessus du fond ont tendance à diminuer en fonction de la croissance de l'herbier, l'indice de surface foliaire (LAI) étant égale à 1, 5 et 10, respectivement pour les campagnes de Janvier 2010, Juin 2010 et Août 2009. La croissance de l'herbier peut être observée indirectement à partir de vitesses mesurées dans la canopée et au dessus, pour le même ADV mesurant à 5 cm au dessus du fond (les hauteurs de canopées ayant été paramétrées suivant une relation empirique, Ganthy et al., submitted to ECSS, §3-III). En effet, on remarque pour la campagne de janvier 2010, qu'aucune mesure ne correspond à la vitesse à l'intérieur de la canopée (Figure 2-12.A). A cette période, la hauteur de canopée est très faible. A l'inverse, lorsque l'état de développement de l'herbier est à son maximum (Août 2009), la hauteur de canopée est toujours supérieure à la hauteur de la mesure des vitesses, ainsi toutes les mesures de vitesses sont réalisées dans la canopée (Figure 2-12.C). Pour un développement moyen de l'herbier (campagne de Juin 2010, Figure 2-12.B), la hauteur de canopée variant avec l'intensité du courant, les mesures sont réalisées au dessus de la canopée durant les périodes de courant plus fort (mi-flot, jusant) alors que durant le début du flot et l'étape de pleine mer, la canopée étant redressée, les mesures sont réalisées à l'intérieur de la canopée.

L'atténuation de la vitesse à l'intérieur des canopées d'herbier est un processus bien documenté (Fonseca and Fisher, 1986 ; Gambi et al., 1990 ; Granata et al., 2001 ; Hendriks et al., 2008 ; Hendriks et al., 2010) et les résultats obtenus sont en accord avec la littérature malgré la petite taille de l'espèce *Zostera noltii* et comparé aux espèces de plus grande taille plus couramment étudiées (*Posidonia oceanica*, *Zostera marina*). De plus, les taux de réduction de la vitesse tendent à augmenter en fonction de la croissance des herbiers. En effet, la réduction de vitesse est relativement faible en janvier (environ 25 %), comparée aux campagnes de juin (réduction d'environ 60%) et d'août (réduction généralement supérieure à 75 %).

Les atténuations de vitesse obtenues dans cette étude *in-situ* sont du même ordre de grandeur que les atténuations obtenus pour d'autres espèces ou à partir d'expérimentations en canal (Gambi et al., 1990 ; Hendriks et al., 2008 ; Widdows et al., 2008 ; Hendriks et al., 2010 ; Lacy and Wyllie-Echeverria, 2011). L'augmentation des taux de réduction des vitesses en fonction de la croissance des herbiers a également été rapportée dans la littérature pour différentes espèces (Gambi et al., 1990 ; Peterson et al., 2004 ; van der Heide et al., 2007 ; Widdows et al., 2008). Cependant, ces résultats ne permettent pas de quantifier finement les effets de la grande flexibilité des feuilles de l'espèce *Z. noltii* et qui, par modification de la distribution verticale de la biomasse en réponse aux courants, va modifier l'atténuation de la vitesse sur la verticale (Ghisalberti and Nepf, 2002 ; Peralta et al., 2008).

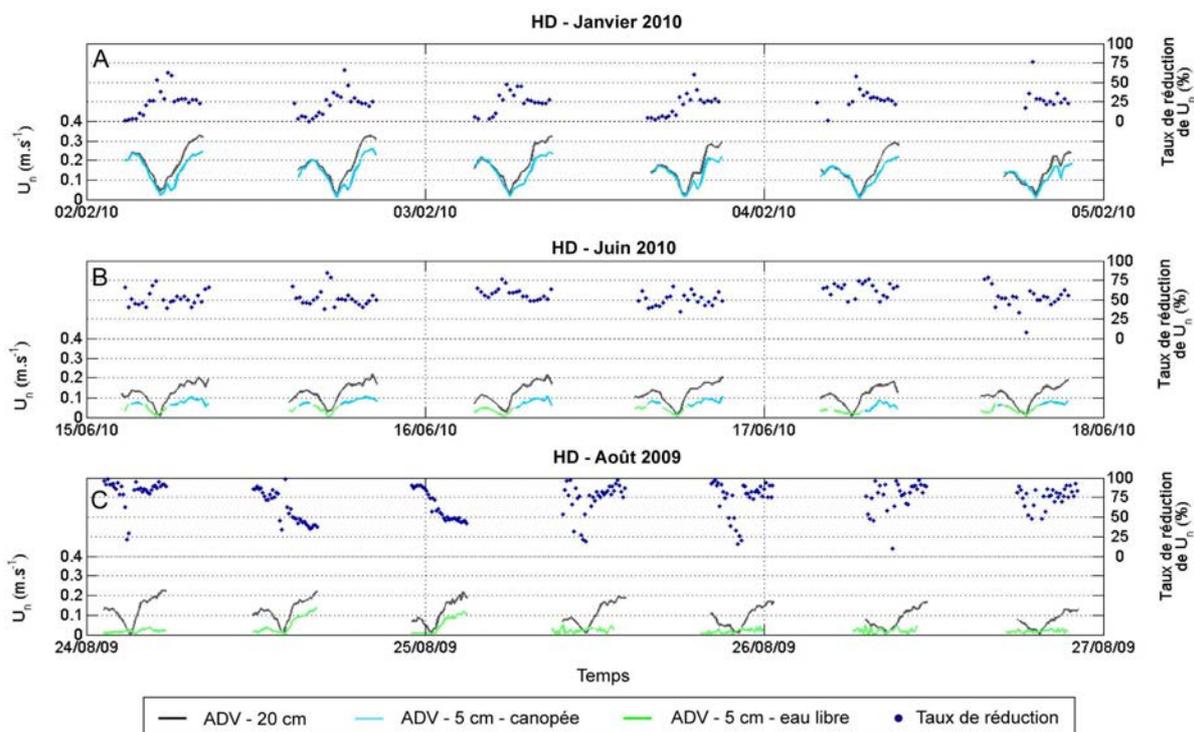


Figure 2-12. Vitesses mesurées à 20 et 5 cm au dessus du fond, sur la station HD. Pour les vitesses mesurées à 5 cm au dessus du fond, une différenciation est faite en fonction de la hauteur de canopée (calculée à partir de la relation empirique obtenue par (Ganthy et al., soumis)). Les taux de réductions sont calculés par différence entre la vitesse à 20 cm et la vitesse à 5 cm, le tout normalisé par la vitesse à 20 cm.

2- IV.2.2. Impact de la croissance des herbiers sur les contraintes de cisaillement au niveau de la canopée

L'impact des courants tidaux seuls d'une part, et en présence de vagues d'autre part, sur les variations de la contrainte de cisaillement mesurée à 20 cm au dessus du fond est présenté figure 2-13 pour les campagnes de Janvier 2010 et de Juin 2010 et pour deux marées présentant des conditions d'agitation contrastées. La différenciation des périodes repose sur un critère de hauteur significative de vagues. Ainsi, lorsque les vagues ont une hauteur significative inférieure à 0.1 m, elles sont considérées comme non significatives.

En février comme en juin, en période calme ou en présence de vagues, les contraintes induites par le courant seul (τ_{Re} et τ_{TKEc}) sont du même ordre de grandeur et relativement faibles (< 0.5 N.m⁻²). En comparant les périodes calmes et les périodes avec vagues pour chacune des deux campagnes, des comportements différents sont mis en évidence. En effet, pour la campagne de

Janvier 2010, les contraintes de cisaillement attribuées au courant seul (τ_{Re} et τ_{TKEc}) sont plus importantes en présence de vagues, qu'en période de faible agitation vagues (Figure 2-13.A2 et C2). A l'inverse, pour la campagne de Juin 2010, les contraintes attribuées au courant seul (τ_{Re} et τ_{TKEc}) sont plus faibles en présence de vagues (Figure 2-13.B2 et D2). La présence ou l'absence du skimming flow (c.f. § 1-II.1.2.2.2.) pourrait expliquer ces différences. Ainsi, au mois de Juin 2010, l'herbier pourrait être suffisamment développé pour qu'un skimming flow puisse se mettre en place (Widdows et al., 2008 ; Lacy and Wyllie-Echeverria, 2011). Le skimming flow se traduit par une augmentation de la vitesse et de la turbulence juste au-dessus de la canopée. Gambi et al. (1990) mesurait une turbulence à l'interface eau-canopée 10 fois supérieure à la turbulence mesurée en l'absence de végétation. L'ADV mesurant à 20 cm au-dessus du fond mesurerait cette augmentation de turbulence, principalement durant le jusant, lorsque les vitesses de courant sont les plus fortes (Figure 2-13.B2). Cependant, les vagues peuvent générer des oscillations de vitesse qui induisent un mouvement de la canopée d'avant en arrière à chaque passage de vagues (Koch, 1999 ; Verduin and Backhaus, 2000 ; Koch et al., 2006a). Ainsi, en présence de vagues, le skimming flow ne peut se mettre en place de manière permanente, résultant en des contraintes de cisaillement plus faible au sommet de la canopée (Koch, 1999 ; Verduin and Backhaus, 2000).

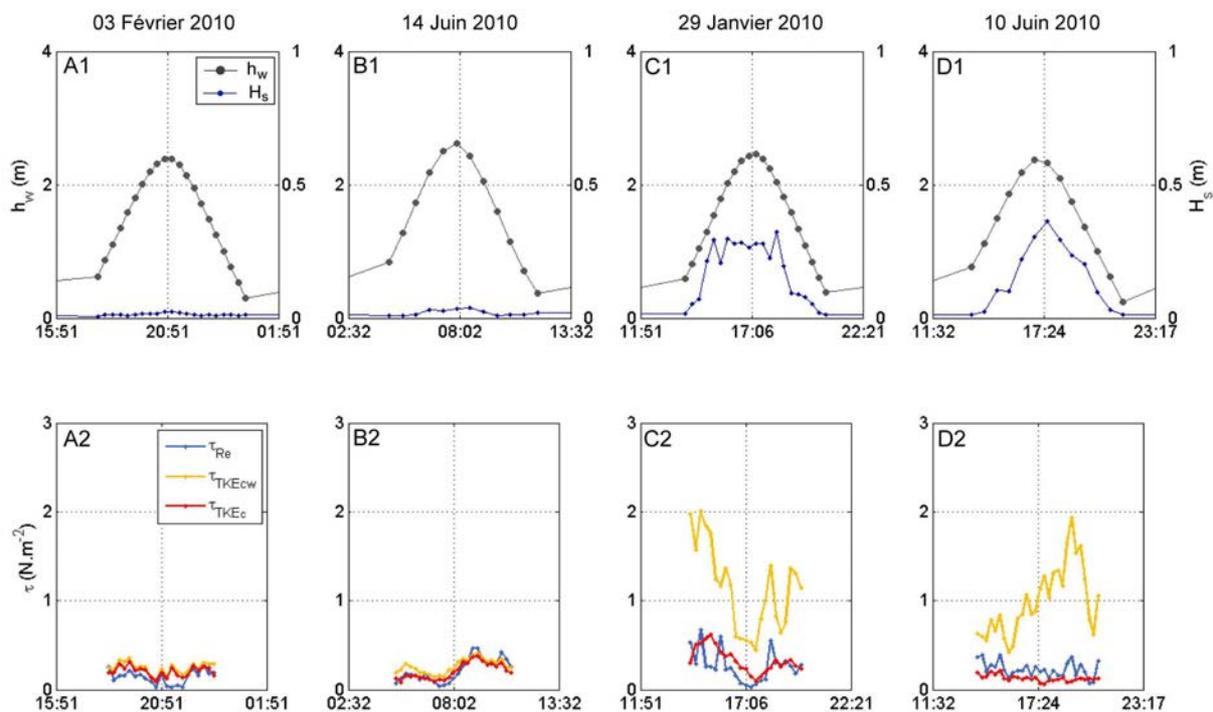


Figure 2-13. Hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues mesurées sur la station HD (A1, B1, C1 et D1) et contraintes de cisaillement (A2, B2, C2 et D2) pour une marée en période calme durant la campagne de janvier (A), et de juin (B), et une marée en période d'agitation durant la campagne de janvier (C) et de juin (D).

Ensuite, les contraintes de cisaillement induites par le courant (τ_{TKEc}) ne permettent pas de mettre en évidence de tendances marquées liées au stade de développement de l'herbier. Cependant, on notera en janvier une possible interaction entre la hauteur significative des vagues et la hauteur d'eau (Figure 2-13.C2). En effet, la hauteur des vagues reste relativement constante sur la durée de la marée, alors que la hauteur d'eau varie. A faible hauteur d'eau, les contraintes de cisaillement sont jusqu'à 4 fois plus importante qu'au moment de la pleine mer.

La comparaison entre les contraintes de cisaillement de Reynolds (τ_{Re}) et le carré de la norme de la vitesse (U_n^2), mesuré par l'ADV situé à 20 cm au-dessus du fond en période calmes (5 marée) ou agitées (5 marées), et pour les campagnes de Janvier 2010 et Juin 2010 sur la station HD (Figure 2-14.A) et pour la campagne de Juin (Figure 2-14.B), montre dans tous les cas une relation linéaire bien marquée ($0,6 < R^2 < 0,87$). On peut tout d'abord remarquer qu'en présence de végétation (Figure 2-14.A), le nuage de point est plus étalé, que sur un fond non végétalisé (Figure 2-14.B). En présence d'herbier bien développé (Juin), les contraintes de cisaillement sont généralement plus intenses qu'en présence d'un herbier faiblement développé (Janvier). Ceci traduisant l'effet du développement de l'herbier sur l'augmentation de la turbulence au sommet de la canopée et de la mise en place du skimming flow. De plus, en présence d'herbier développé, les contraintes sont plus intenses en l'absence de vagues. Ceci est consistant avec l'explication données ci-dessus, concernant la perturbation induite par les vagues sur la mise en place d'un skimming flow permanent.

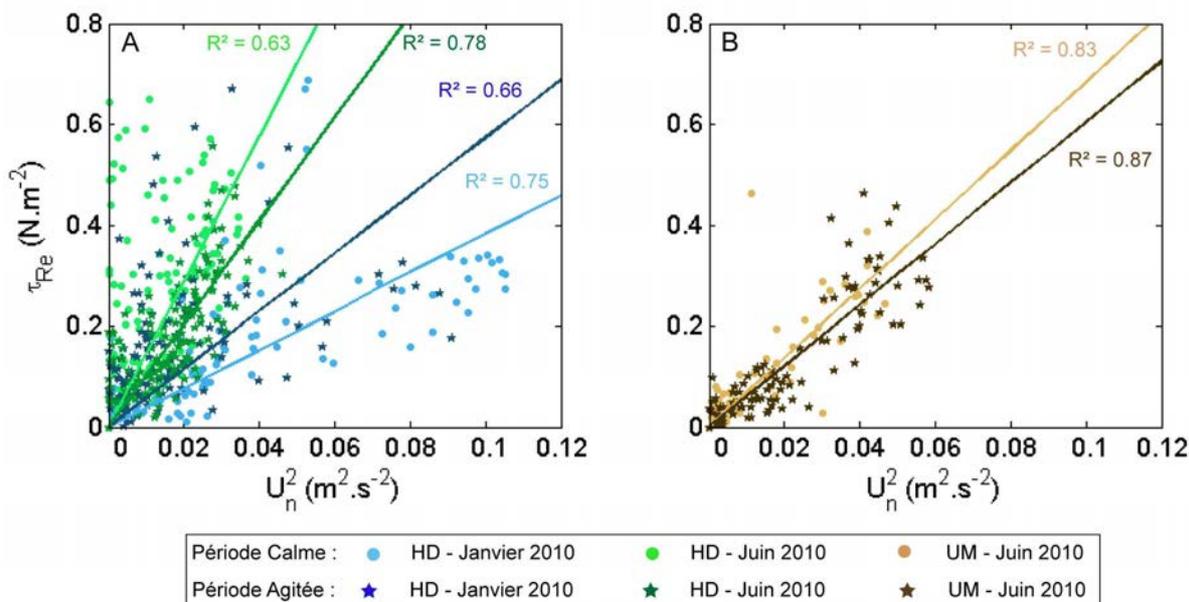


Figure 2-14. Relation entre la contrainte de cisaillement de Reynolds et la carré de la norme de la vitesse, mesurées à 20 au dessus du fond pour la station HD (A) et la station UM (B), en l'absence et en présence de vagues.

Enfin, les niveaux de turbulences obtenus pour la station UM en présence ou en l'absence de vagues sont du même ordre de grandeur que ceux mesurés sur la station HD lorsque l'herbier est peu développé (Janvier). Ceci pouvant être expliqué par la faible densité de végétation et la faible hauteur de canopée, ne perturbant l'écoulement que dans les premiers centimètres au dessus du fond. Il convient de rappeler que les mesures de contrainte présentées ne sont pas les contraintes de cisaillement sur le fond, mais ont été mesurées à 0,2 m au-dessus du fond.

2- IV.2.3. Conséquences sur les concentrations en matières en suspension

De même que détaillé au § 2-IV2.2. pour l'estimation de l'impact des herbiers sur les contraintes de cisaillement, l'évaluation de l'impact de la présence des herbiers sur les concentrations en MES est basé sur la comparaison des concentrations mesurées sur la station HD et sur la station UM, pour les campagnes de janvier 2010 et de juin 2010, en période calme ($H_s < 0.1$ m ; Figure 2-15) et en période d'agitation par les vagues ($H_s > 0.1$ m ; Figure 2-16).

Les concentrations en MES sont plus importantes sur l'estran nu que sur l'estran végétalisé durant la campagne de janvier 2010 (Figure 2-15.A2). En effet, les concentrations sur la station UM oscillent entre 15 et 75 mg.l^{-1} , alors qu'elles varient entre 10 et 35 mg.l^{-1} sur la station HD. De plus, pour les deux stations, les concentrations tendent à diminuer au cours des marées, traduisant un dépôt progressif des sédiments remis en suspension lors d'un épisode d'agitation antérieur. Les différences entre ces deux stations peuvent être expliquées par la présence d'un chenal localisé à quelques dizaines de mètres de la station UM. On peut également remarquer sur la station HD (Figure 2-15.A2) que l'évolution de la concentration en MES ne suit pas la même cinétique que sur la station UM. En effet, sur la station UM, les maximums de concentration ont lieu lors de l'inondation et de l'exondation de l'estran, traduisant une remise en suspension locale lorsque les hauteurs d'eau sont faibles. Au contraire, pour la station HD, le maximum de concentration est atteint à la fin du flot, impliquant une advection des MES vers la station durant le flot.

En juin et en période calme (Figure 2-15.B2), les concentrations en MES entre la station HD végétalisée et la station UM non végétalisée sont relativement similaires et oscillent entre 10 et 40 mg.l^{-1} .

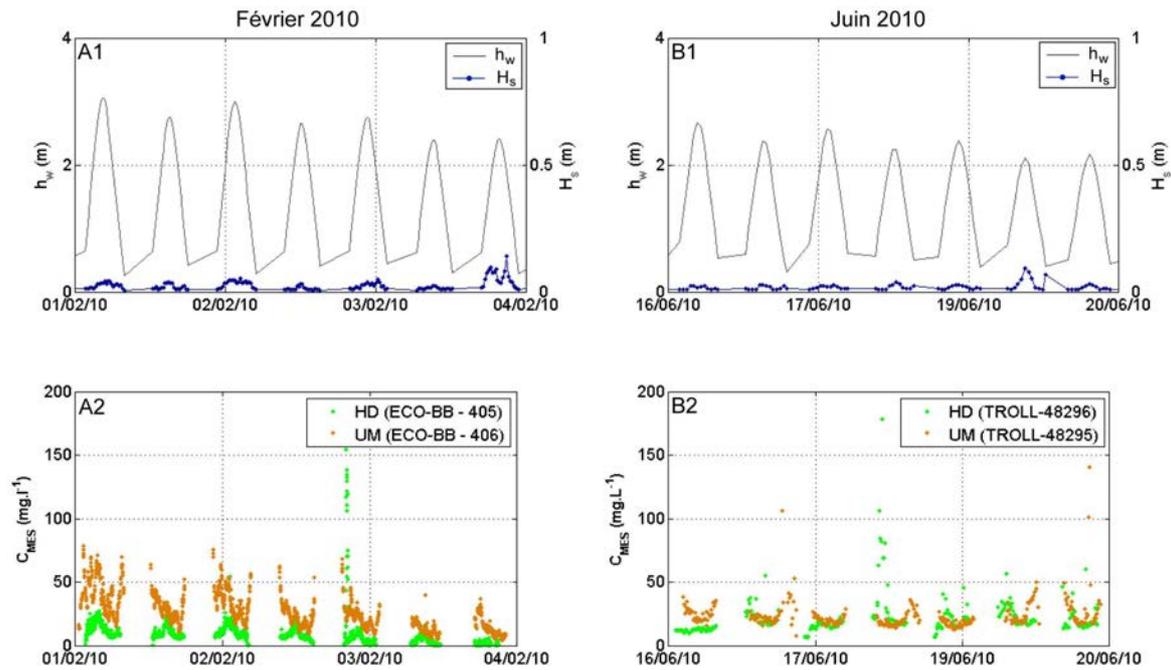


Figure 2-15. Hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues mesurées sur la station HD pour des épisodes calmes durant la campagne de janvier 2010 (A1) et de juin 2010 (B1), et mesures de concentration en matières en suspension pour les stations HD et UM, mesurées en janvier (A2) et en juin (B2).

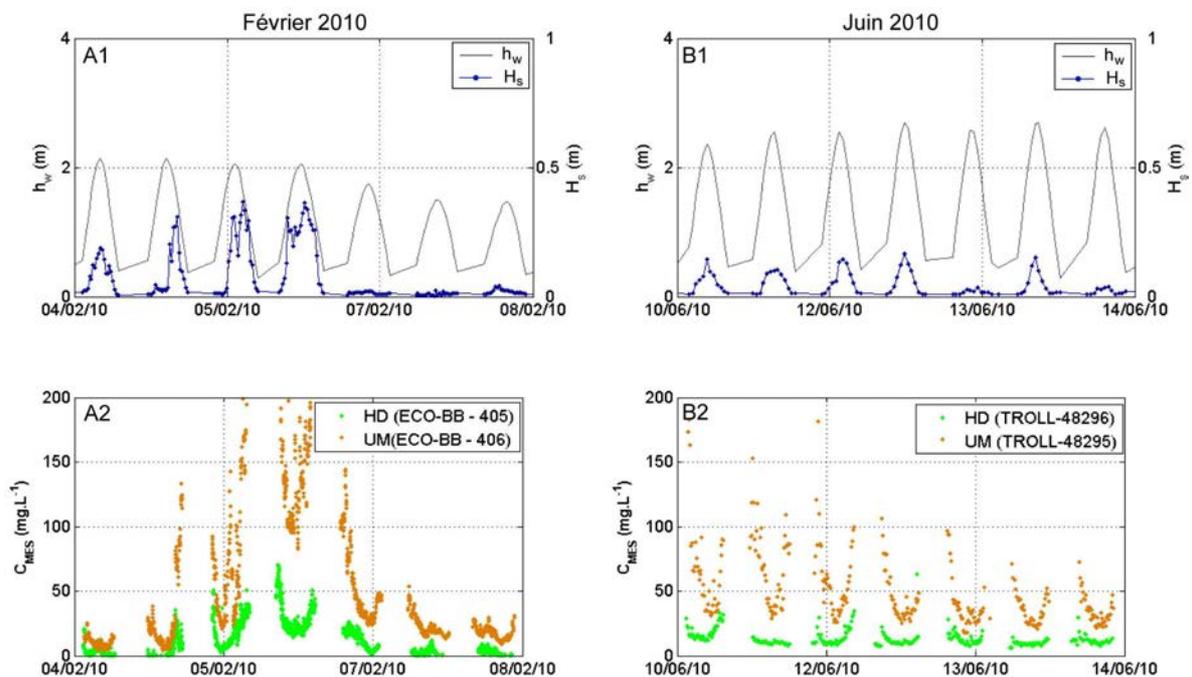


Figure 2-16. Hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues mesurées sur la station HD pour des épisodes d'agitation durant la campagne de janvier 2010 (A1) et de juin 2010 (B1), et mesures de concentration en matières en suspension pour les stations HD et UM, mesurées en janvier (A2) et en juin (B2).

En revanche, en présence de vagues (Figure 2-16), des différences notables sont observables entre la station végétalisée (HD) et la station d'estran nu (UM). Ainsi, les concentrations en MES durant l'épisode d'agitation de février (Figure 2-16.A2) sont supérieures sur la station non végétalisée (10-200 mg.l⁻¹) que sur la station végétalisée (5-70 mg.l⁻¹). Des différences dans les caractéristiques des sédiments superficiels permettent d'expliquer les concentrations plus fortes sur la station UM. En effet, lors d'un prélèvement réalisé le 02 février 2010 (Figure 2-9) les sédiments de la station HD étaient plus sableux et significativement plus denses ($C_{sand} = 65\%$ et $\rho_{dry} = 900\text{ kg.m}^{-3}$) que ceux de la station UM ($C_{sand} = 55\%$ et $\rho_{dry} = 410\text{ kg.m}^{-3}$). La résistance à l'érosion d'un sédiment mixte (mélange de sable et de vase) pouvant être reliée à sa densité (témoin de son état de compaction ; Mitchener and Torfs, 1996 ; Aberle et al., 2004), la faible densité des sédiments de la station UM, les rend facilement érodables. Au contraire, la fraction de sable plus importante sur la station HD, résultant du cycle de croissance annuel des herbiers (Ganthy et al., 2010 ; Ganthy et al., under review), limite leur érosion.

Enfin, la présence de vagues lorsque l'herbier est relativement bien développé se traduit également par une concentration plus faible (10-35 mg.l⁻¹) qu'en l'absence de végétation (30-100 mg.l⁻¹ ; Figure 2-16.B2). Cependant, des différences de propriétés des sédiments superficiels entre les deux stations à cette époque de l'année ne permettent pas d'expliquer les différences de concentration en MES obtenues. En effet, sur la station HD la fraction de sable est de 55 % pour une densité sèche de 850 kg.m⁻³ (le 08 juin 2010), contre une fraction de sable de 65 % et une densité sèche de 1200 kg.m⁻³ sur la station UM. Ainsi, bien que le sédiment soit plus sableux et plus dense que sur la station HD, les concentrations en MES sur la station UM sont nettement plus importantes, principalement durant l'inondation et l'exondation de l'estran, probablement en raison d'une remise en suspension locale. Ainsi, les niveaux de concentration en MES plus faibles sur la stations végétalisée peuvent être attribués à la protection contre l'érosion induite par le présence des herbiers (Ward et al., 1984 ; Gacia and Duarte, 2001 ; Amos et al., 2004 ; Bos et al., 2007 ; Widdows et al., 2008).

2- VI. SYNTHÈSE DU CHAPITRE -2-

Le suivi long terme des propriétés de deux sites du bassin d'Arcachon répondant à des forçages physiques différents a permis de mettre en évidence le rôle significatif de la présence des herbiers de *Zostera noltii*, pourtant de petite taille, et de leur cycle de développement sur les bilans sédimentaire des estrans colonisés. De plus, les principaux processus hydrodynamiques contrôlant la dynamique sédimentaire ont pu être qualifiés, mais leur quantification fine n'a pu être résolue.

Les conclusions de cette étude sont :

- Les herbiers de *Z. noltii* modifient, durant leur cycle de croissance annuel, l'équilibre des processus d'érosion et de dépôt :
 - Durant la croissance printanière des herbiers, le dépôt de sédiments de plus en plus fins prédomine. Cette période se traduit par une accrétion centimétrique de sédiments vaseux.
 - Durant la période de dégénérescence des herbiers, une érosion plurimillimétrique intervient, associée à une augmentation de la fraction sableuse des sédiments superficiels.
 - Les bilans sédimentaires annuels des estrans colonisés sont positifs et du même ordre de grandeur que ceux obtenus dans différents environnements et induits par différentes espèces alors que les bilans sédimentaires de l'estran non colonisé sont fortement négatifs.
- Le rôle des herbiers sur la modification des bilans sédimentaires prévaut sur la variabilité spatio-temporelle des forçages hydrodynamiques, mais les forçages environnementaux contrôlant la croissance des zostères modulent indirectement les bilans sédimentaires à travers le développement des herbiers.

- La modification des caractéristiques des sédiments superficiels au cours du cycle de croissance des herbiers implique des variations saisonnières des caractéristiques d'érodabilité et donc sur les niveaux de concentration en MES.
- La modification des caractéristiques des herbiers au cours de leur cycle de croissance implique des variations saisonnières des processus de protection contre l'érosion et de capacité de piégeage des MES.

Les différences significatives de la dynamique sédimentaire en présence ou en l'absence d'herbier, ainsi que leurs répercussions sur les bilans sédimentaires annuels, mettent en évidence l'impact substantiel que pourrait avoir la régression des herbiers sur les évolutions hydro-morpho-sédimentaires à l'échelle du bassin d'Arcachon. Cependant, la présente étude permet uniquement d'estimer les conséquences potentielles de la régression des herbiers à partir d'extrapolation des tendances obtenues. Une approche par modélisation morphodynamique à l'échelle du bassin d'Arcachon pourrait permettre d'évaluer plus précisément de telles conséquences. Cependant une approche de modélisation régionale nécessite une connaissance préalable des processus à petite échelle. La présence des herbiers et de leur cycle de croissance semble principalement modifier les propriétés d'érodabilité des sédiments, la protection hydrodynamique contre l'érosion et la capacité de piégeage des MES. Ces processus doivent donc être quantifiés.

CHAPITRE - 3 -

QUANTIFICATION DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES ET SEDIMENTAIRES

3- I. INTRODUCTION

Comme démontré dans le chapitre précédent, les herbiers *Zostera noltii* ont un impact substantiel sur les bilans sédimentaires saisonniers et annuels des estrans colonisés du bassin d'Arcachon. Différentes hypothèses de fonctionnement des processus hydrosédimentaires en présence d'herbier peuvent être émises à partir des observations long terme (Ganthy et al., 2010, under review):

- En période de croissance, les herbiers favorisent le piégeage de sédiment
- La tendance au dépôt est faible lors des périodes de développement maximal
- Les sédiments fins fraîchement déposés sont peu ou pas remis en suspension au cycle de marée suivant
- Lors de la phase de dégénérescence de l'herbier, les sédiments sont faiblement érodés, conduisant à un bilan net en faveur de l'accrétion.

L'érosion des sédiments cohésifs (mélanges sables/vases) est généralement considérée comme une fonction de la contrainte de cisaillement sur le fond et de la résistance des sédiments (se référer au § 1-II.1.3.1 pour la description de la dynamique sédimentaire en l'absence de végétation). Ainsi, la présence des herbiers est susceptible de modifier les processus d'érosion à travers (i) la contrainte de cisaillement (comme mis en évidence par la diminution des vitesses, § 2-IV.2.1) et (ii) les caractéristiques sédimentaires (Ganthy et al., 2010 ; Ganthy et al., under review). Les processus de dépôt et le transport des MES sont également contrôlés par les caractéristiques des sédiments en suspension et les forçages hydrodynamiques.

De part la variabilité naturelle et simultanée des nombreux paramètres hydrodynamiques, sédimentaires et biologiques, les mesures in situ ne permettent pas de quantifier les contributions respectives de ces paramètres sur les processus d'érosion/dépôt (Fonseca and Koehl, 2006 ; Pope et al., 2006 ; Widdows et al., 2008). De plus, bien que les propriétés de protection contre l'érosion et de piégeage des sédiments par les herbiers de phanérogames marines aient été largement documentées (Ward et al., 1984 ; Fonseca and Fisher, 1986 ; Madsen et al., 2001 ; van Keulen and Borowitzka, 2003 ; Koch et al., 2006 ; Hendriks et al., 2008 ; Widdows et al., 2008 ; Hendriks et al., 2010 ; van Katwijk et al., 2010), seulement peu d'étude ont permis de quantifier finement ces processus (Hendriks et al., 2008 ; Widdows et al., 2008 ; Hendriks et al., 2010). De plus, le rôle

primordial joué par les caractéristiques des herbiers (densité, structure verticale, flexibilité) propres à chaque espèce ne permet pas la transposition des connaissances entre espèces.

Afin de valider les hypothèses avancées à partir des observations et dans un objectif de modélisation des transferts sédimentaires à l'échelle du bassin d'Arcachon, il est important de comprendre et de quantifier finement les processus hydrodynamiques et sédimentaires (érosion/dépôt) mis en jeu en présence des herbiers de *Z. noltii* et fonction de leur cycle de croissance.

3- II. OBJECTIFS ET STRATEGIE

3- II.1. Objectifs de l'étude

Cette étude se décompose en deux phases :

→ **La première phase** consiste à évaluer et à quantifier les conséquences de la modification des caractéristiques des sédiments superficiels induite par la présence des herbiers sur les propriétés d'érodabilité des sédiments. Les objectifs de la première phase sont :

- De qualifier les propriétés d'érosion des sédiments (en surface et en profondeur) induites par la présence des herbiers et de leur cycle de croissance saisonnier pour les estrans du bassin d'Arcachon
- De quantifier les paramètres contrôlant l'érosion des sédiments.
- D'obtenir un paramétrage de la loi d'érosion en fonction des caractéristiques sédimentaires et de l'herbier dans une perspective de modélisation

→ **La seconde phase** consiste à évaluer, via une étude en canal, les interactions entre les *Z. noltii* et les processus hydrodynamiques à petite échelle (cm – m), ainsi que les effets en cascade induits sur les processus d'érosion et de dépôt des sédiments. Les objectifs pour la seconde phase de l'étude sont :

- de qualifier et de quantifier les interactions entre la flexibilité des feuilles et la modification de l'écoulement (vitesse/turbulence) en fonction du développement saisonnier des herbiers de *Z. noltii*
- de qualifier les processus induits par de telles interactions l'érosion et le dépôt des sédiments

3- II.2. Stratégie d'étude

3-II.2.1. Stratégie pour la première phase de l'étude : Erodabilité des sédiments

La stratégie de mesure mise en œuvre durant cette première phase de l'étude repose sur une approche expérimentale visant à mesurer les paramètres de contrôle des processus d'érosion (contrainte critique d'érosion, flux d'érosion) ainsi que les paramètres des sédiments testés. Les travaux de recherche entrepris sur processus d'érosion sont généralement réalisés à partir de mesures in-situ ou de tests en laboratoire. Ainsi, de nombreux instruments permettent de mesurer la contrainte critique d'érosion et les flux d'érosion (Tolhurst et al., 2000a ; Tolhurst et al., 2000b ; Amos et al., 2004 ; Widdows et al., 2007 ; Jacobs et al., 2011). Les mesures en laboratoire permettent de tester différentes conditions hydrodynamiques, mais également différents niveaux (surface, profondeur) et d'effectuer des tests à partir de sédiments théoriques (vases seules, mélanges sables/vases) à des états de compaction variables, permettant d'étudier le comportement et l'interaction de ces deux paramètres de contrôle de l'érosion (Mitchener and Torfs, 1996). Cependant, ces mesures à partir de sédiments réels nécessitent le prélèvement des échantillons de sédiment et leur mise en place dans l'instrument. La question de la perturbation du substrat peut alors se poser. Les instruments permettant la mesure in-situ des paramètres de contrôle de l'érodabilité des sédiments se différencient par les moyens mis en œuvre pour reproduire les contraintes de cisaillement, ainsi que par la mesure même de la contrainte critique d'érosion. Le principal inconvénient de ces instruments est leur grande dimension, rendant leur mise en œuvre difficile et impliquant de travailler sur des surfaces de vase importante les rendant sensibles à l'hétérogénéité spatiale du sédiment. De plus, Tolhurst et al., (2000a), à partir d'une étude comparative menée sur quatre instruments de mesure in-situ, notent que le choix des niveaux de seuils sont différents selon les opérateurs, pouvant amener à des différences significatives pour la mesure de la contrainte critique d'un même sédiment par différentes méthodes et instruments.

Pour cette étude, l'instrument utilisé est « l'érodimètre » développé par l'IFREMER (Le Hir et al., 2007 ; Jacobs et al., 2011). Il s'agit d'un petit canal à recirculation permettant d'effectuer les tests d'érodabilité de sédiments naturels à proximité du site de prélèvement.

Dans le but d'évaluer l'impact du cycle de croissance des herbiers sur les propriétés d'érosion des sédiments, trois campagnes de mesures ont été réalisées à des périodes contrastées du développement des herbiers (août 2009, janvier 2010 et juin 2010).

La première phase de l'étude a fait l'objet d'une publication dans *Journal of Coastal Research*, (Ganthy et al., 2011) présentée au § 3-III.

3-II.2.2. Stratégie pour la seconde phase de l'étude : Interactions herbiers / processus hydro-sédimentaires à petite échelle

La stratégie de mesure mise en œuvre durant la seconde phase de l'étude repose sur une approche expérimentale en milieu contrôlé, visant à mesurer en canal à courant (canal HYDROBIOS ; Orvain et al., 2003) les paramètres des herbiers et leur flexibilité, de l'écoulement (vitesse, turbulence) et de la dynamique sédimentaire (concentration en MES, caractéristiques des sédiments superficiels).

L'originalité de ces expérimentations repose sur i) l'utilisation d'herbiers réels associés à leur substrat sédimentaire, ii) l'ensemencement du canal avec des sédiments réels afin d'analyser les paramètres contrôlant les processus de dépôt et d'érosion d'un sédiment fraîchement consolidé, iii) l'observation des interactions entre la flexibilité des feuilles, l'écoulement et les processus sédimentaires. En effet, de nombreuses études en canal ont privilégié l'usage d'imitations artificielles ou de plantes naturelles mais replantée sur un substrat artificiel (Fonseca and Fisher, 1986 ; Fonseca and Koehl, 2006 ; Hendriks et al., 2008 ; Hendriks et al., 2010 ; Lefebvre et al., 2010), et ont très rarement porté sur des herbiers naturels associés à leur substrat d'origine (Gambi et al., 1990 ; Widdows et al., 2008 ; Lefebvre et al., 2010). De plus, l'effet de la flexibilité des herbiers a généralement été étudié en termes d'impacts sur l'hydrodynamisme, les répercussion sur la dynamique sédimentaire étant généralement extrapolées et non mesurées (Peralta et al., 2008). Enfin, le dépôt des sédiments en suspension en présence de végétation a généralement fait l'objet de mesures in-situ, ne permettant donc pas le contrôle des paramètres et la quantification fine des processus de dépôt (Gacia et al., 1999 ; Gacia and Duarte, 2001 ; Gacia et al., 2003 ; Hendriks et al., 2008 ; Hendriks et al., 2010).

La seconde phase de l'étude a fait l'objet d'une publication soumise à *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, (Ganthy et al., submitted to ECSS) présentée au § 3-IV.

3- III. INFLUCENCE DES PARAMETRES SEDIMENTAIRES ET BIOLOGIQUE SUR L'EROSION DES SEDIMENTS

3- III.1. Publication

The Stability of Vegetated Tidal Flats in a Coastal Lagoon Through Quasi In-Situ Measurements of Sediment Erodibility

F. GANTHY^{a,b,*}, A. SOTTOLICHIO^a, R. VERNEY^b

^a University Bordeaux 1, EPOC Laboratory UMR 5805 CNRS, Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex, France.

^b IFREMER, Département Dynamiques de l'Environnement Côtier, équipe PHYSED, BP70, 29280 Plouzané, France.

Ganthy, F., Sottolichio, A., and Verney, R., 2011. The Stability of Vegetated Tidal Flats in a Coastal Lagoon Through Quasi In-Situ Measurements of Sediment Erodibility. Journal of Coastal Research, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), 1500-1504. Szczecin, Poland, ISSN 0749-0208.

3- III.1.1. Abstract

Erosion tests performed from sediment cores collected in the Arcachon lagoon (French Atlantic coast) were used to describe and quantify the sediment erodibility and the stability of tidal flats, in relation to the growth cycle of seagrass beds of *Zostera noltii*. This study highlights a seasonal trend in the erosion resistance of surficial vegetated sediments, related to the modification of sediment characteristics by meadows. The bed stabilization effect induced by the root system and its seasonality has been also evidenced, with a strong stability in winter, when roots are more developed. A satisfactory parameterization of the Partheniades erosion law has also be found for different cases (vegetated/unvegetated, surface/sub-surface or root system, and the growth stage). This parameterization is based on the mud fraction for all the cases excepted for sediments located in the root system of meadows, where the parameterization is based on the ratio between the mud fraction and the root biomass.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Seagrass, Zostera noltii, Erosion law parameterization*

3- III.1.2. Introduction

In coastal areas, aquatic vegetation and especially seagrasses play a major role in the hydro-sedimentary functioning of these ecosystems (Abdelrhman, 2007). Seagrasses alter their surrounding habitat, since their canopies attenuate near-bottom turbulence (Neumeier, 2007) and therefore enhance sedimentation (Bos *et al.*, 2007) and prevent resuspension (Gacia and Duarte, 2001). Seagrasses root system can also have a stabilization effect on sediments (Fonseca 1996) but the quantification of these effect, in terms of sediment erodibility, remains low and appears to be species-specific (Bos *et al.*, 2007).

In this paper, we attempt to describe and quantify the sediment erodibility and stability of tidal mud flats, relatively to the presence of seagrass beds of *Zostera noltii* and their annual growth cycle. Moreover, the parameterization of erosion processes using sediment characteristics and vegetation properties will be investigated in order to be integrated in a numerical sediment transport model.

3- III.1.3. Methods

Sediment erodibility was investigated using the small-scale straight flume *Erodimetre* (Jacobs *et al.*, *in press*). A unidirectional flow driven by a re-circulating pump was accelerated step by step (average duration of a step approximately 120-150 s). Flow was continuously recorded from a flow meter, and allowed the computation of the bottom shear stress τ_{bottom} (N.m^{-2}). The erosion of coarse particles was estimated from a transparent sand trap downstream of the sediment sample by measuring the volume of sand (by visual observations) at the end of each step. The erosion of fine sediment was derived from continuous suspended sediment concentration monitored from an optical backscatter turbidimeter calibrated from water samples.

The erosion flux of fine material E_{fine} ($\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) was determined by dividing the difference of recorded suspended sediment concentration between the end and the beginning of the step by the duration of the step and the active surface area of the samples (considered as 2/3 of total surface area of the samples).

The erosion flux for coarse material (E_{sand} , $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) was calculated similarly from sediment accumulation in the sand trap. Then, total erosion flux (E_{total} , $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) was computed at each velocity step as the sum of erosion fluxes for fine and coarse material.

A shear stress interval for erosion occurrence was determined from the exceedence over the total erosion flux threshold (E_{total}) fixed at $0.3 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ as described in Nielsen (1992). The critical shear stress for erosion used here is computed as the mean of values defining this interval.

The erosion rate ($E_0, \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) was computed for each test from the best fit of the Partheniades law adapted as expressed in equation (1) where $E (\text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1})$ is the measured erosion flux and α is an empirical constant also optimized from the best fit to the Partheniades law.

After each test, the eroded sample was photographed and sediment samples were collected for grain size analysis and water content determination.

$$E = E_0 \left(\frac{\tau_{bottom}}{\tau_{ce}} - 1 \right)^\alpha \quad (1)$$

Erodibility tests were conducted from sediment cores collected in the Arcachon lagoon (French Atlantic coast, Figure 1). Cores were sampled at three stations featured by different meadow densities (low density, medium density and high density) and at a reference unvegetated muddy station (Figure 1). In order to obtain a representative range of erodibility parameters for the meadow growth cycle, three campaigns were conducted along the year 2009-2010. The first campaign was conducted in September 2009 and depicted late-summer meadows growth conditions (highest above-ground development). The second one (January 2010) was performed at the lowest development stage (but high underground biomass). The third campaign was held in June 2010 to investigate a transition development stage (Auby and Labourg, 1996).

Depth-integrated root biomasses were obtained simultaneously following a protocol calibrated for the European Water Framework Directive (Auby, pers. com.).

Different sediment levels were investigated in order to obtain a representative range of erodibility parameters from the surface to 100mm depth, including meadows root level. For surface tests in presence of vegetation, seagrass leaves were cut to provide the erodibility parameters without seagrass blockage-effect on hydrodynamics. Therefore, only the impact of root system on erodibility was quantified.

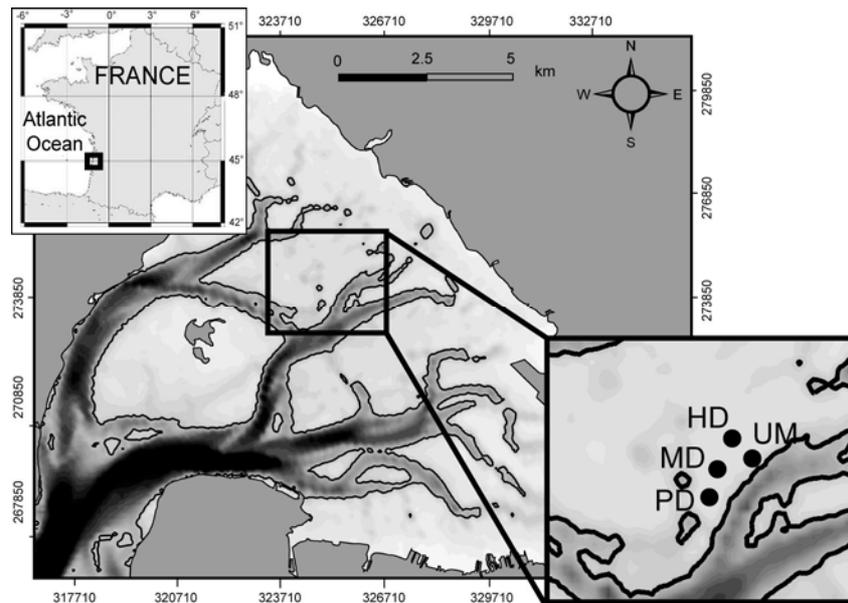


Figure 1. General situation of the Arcachon lagoon, and location of sampling stations: Highly Dense (HD), Moderately Dense (MD), Poorly Dense (PD) and Unvegetated Mud (UM) stations.

3- III.1.4. Results

3- III.1.4.1. Results overview

During the three campaigns, 65 tests were performed. A synthesis of the main erodibility parameters (E_0 , τ_{ce} and α), the main sediments characteristics, and tests descriptions (depth, vegetation) is given in Figure 2. Higher critical shear stress and erosion rates (τ_{ce} , E_0) were mainly obtained for vegetated sediments during winter survey (January 2010), mostly for sub-surface tests (nearly 3.5 N.m^{-1} and $1.2 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ respectively for τ_{ce} and E_0). Lower τ_{ce} and E_0 were obtained for vegetated surface sediment during summer surveys (nearly 1.3 N.m^{-1} and $0.9 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$; September 2009 and June 2010), mostly for surface tests.

Considering these differences, the whole dataset was divided into subsets based on objective criteria: unvegetated surface (US), unvegetated sub-surface (USS), vegetated surface in summer (VSS), vegetated surface in winter (VSW), vegetated root level in summer (VRS) and vegetated root level in winter (VRW). For VRS and VRW subsets, tests in the root level were defined visually from photographs.

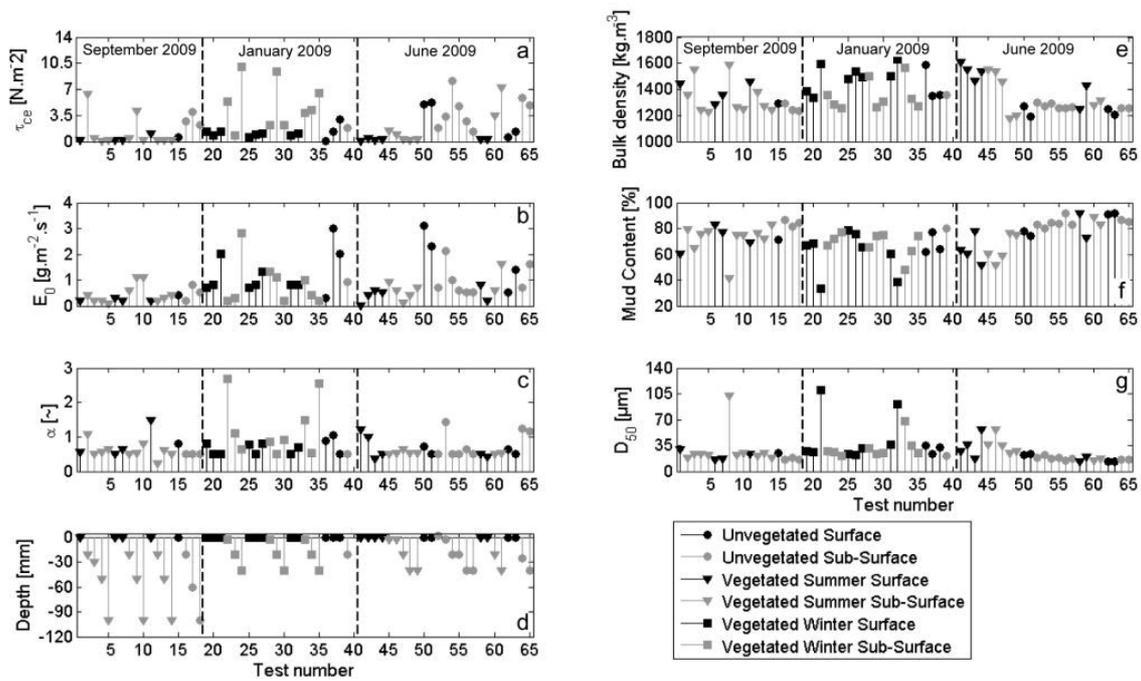


Figure 2. A synthesis of main erodibility parameters, tests description and sediment characteristics: critical threshold for erosion (τ_{ce} , a), erosion rate (E_0 , b), empirical coefficient α (c), investigated depth (d), bulk density (e), mud content (f) and median grain size (g) for all tests. Surface tests are presented in black and sub-surface tests in grey for unvegetated sediments (circles), vegetated sediments in summer (triangles) and vegetated sediment in winter (squares).

3- III.1.4.2. Subset analysis

For each defined subsets, the median values of erodibility parameters (E_0 , τ_{ce} and α) were computed (Table 1). Erosion fluxes (E_{median} ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)) were next computed from these median values for a large range of bottom shear stress (Figure 3) in order to assess the sediment behaviour for each subset. Despite of a moderate value of τ_{ce} and E_0 (respectively $0.63 \pm 1.15 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ and $0.71 \pm 1.17 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) US sediments are shown to have the highest erosion potential once critical shear stress is exceeded. VSS sediments have the lowest values for both τ_{ce} and E_0 (respectively $0.18 \pm 0.12 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ and $0.26 \pm 0.17 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), this feature implies an early initiation of the erosion but moderate erosion fluxes.

The root system seems to increase the critical shear stress for erosion (τ_{ce}) both in winter (VRW, $3.04 \pm 1.20 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$) and in summer (VRS, $0.71 \pm 0.29 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$) compared with surface sediments behaviour, but with lower erosion fluxes in summer than in winter. Root system sediments in summer (VRS) and surface vegetated sediments in winter (VSW) show similar behaviour in terms of erosion fluxes. Finally, sub-surface unvegetated sediments shows a strong resistance to erosion ($\tau_{ce} =$

$2.77 \pm 1.25 \text{ N.m}^{-1}$) with the lowest erosion fluxes ($E_{\text{median}} \text{ (g.m}^{-2}.\text{s}^{-1})$). Relations between sediment erodibility and sediment characteristics will be discussed in the next sections.

Parameter	US	USS	VSS	VRS	VSW	VRW
τ_{ce}	0.63 ± 1.15	2.77 ± 1.25	0.18 ± 0.12	0.71 ± 0.29	0.98 ± 0.26	3.04 ± 1.20
E_0	0.71 ± 1.17	0.73 ± 1.17	0.26 ± 0.17	0.61 ± 0.28	0.81 ± 0.45	1.06 ± 0.38
α	0.8 ± 0.2	0.51 ± 0.21	0.6 ± 0.19	0.51 ± 0.01	0.6 ± 0.13	1.17 ± 0.55
Bulk density	1347 ± 143	1258 ± 47	1488 ± 126	1552 ± 22	1498 ± 98	1359 ± 132
D50	27.7 ± 5.2	18.4 ± 3.0	28.7 ± 14.8	54.1 ± 24.5	46.1 ± 34.1	27.1 ± 18.1
Mud fraction	71.6 ± 6.5	82.7 ± 4.8	66.1 ± 14.7	54.5 ± 10	60.9 ± 16.4	66.7 ± 10

Table 1. Median and standard deviations of main erodibility and sediment characteristics for each defined behaviour: unvegetated surface (US), unvegetated sub-surface (USS), vegetated surface in summer (VSS), vegetated root system in summer (VRS), vegetated surface in winter (VSW) and vegetated root system in winter (VRW).

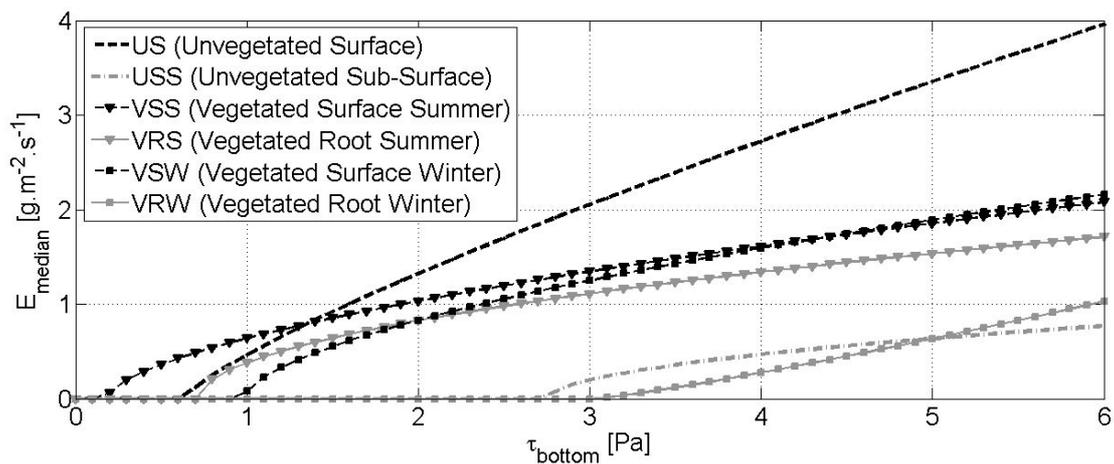


Figure 3. Erosion fluxes as a function of bottom shear stress computed for a large ranges of bottom shear stresses (τ_{bottom}) using median value of erodibility parameters (E_0 , τ_{ce} and α).

3- III.1.4.3. Parameterization of erosion law

In order to parameterize the erosion law from sedimentological parameters linear relationships were searched between erodibility parameters (E_0 , τ_{ce} and α) and several main sediment characteristics (water content, bulk density, relative mud concentration, grain size median and mud content ($< 63 \mu\text{m}$)). Measured erosion fluxes (E_{measured}) for each test were then compared with : (i) erosion fluxes computed using E_0 , τ_{ce} and α obtained for each test from the optimization of Partheniades law, and (ii) erosion fluxes obtained from the parameterized values of E_0 , τ_{ce} and α . The normalized root mean square deviation (NRMSD (%)), was used to estimate parameterization quality.

No trend was obtained between erodibility and sediment parameters when considering the whole dataset. Therefore, the subsets previously defined were tested following the same method.

The best parameterization (Figure 4) was obtained using the mud fraction for both surface sediments (vegetated or un vegetated, US, VSS and VSW) and unvegetated sub-surface sediments (USS), while for vegetated root level sediments (VRS and VRW), the ratio between mud fraction the root biomass provided the best fit. A synthesis of parameterization coefficients is given in Table 2.

NRMSD	US	USS	VSS	VRS	VSW	VRW
Mean and standard deviation	16.62 ± 0.75	18.88 ± 2.76	23.56 ± 8.23	13.68 ± 1.20	16.05 ± 2.02	72.84 ± 52.27
	(17.5)	(14.21)	(19.88)	(14.56)	(13.34)	(21.58)

Table 2. Mean and standard deviations obtain for each behaviour over the 125 tested cases with different sediment characteristics. Better parameterization's NRMSD are given in parenthesis.

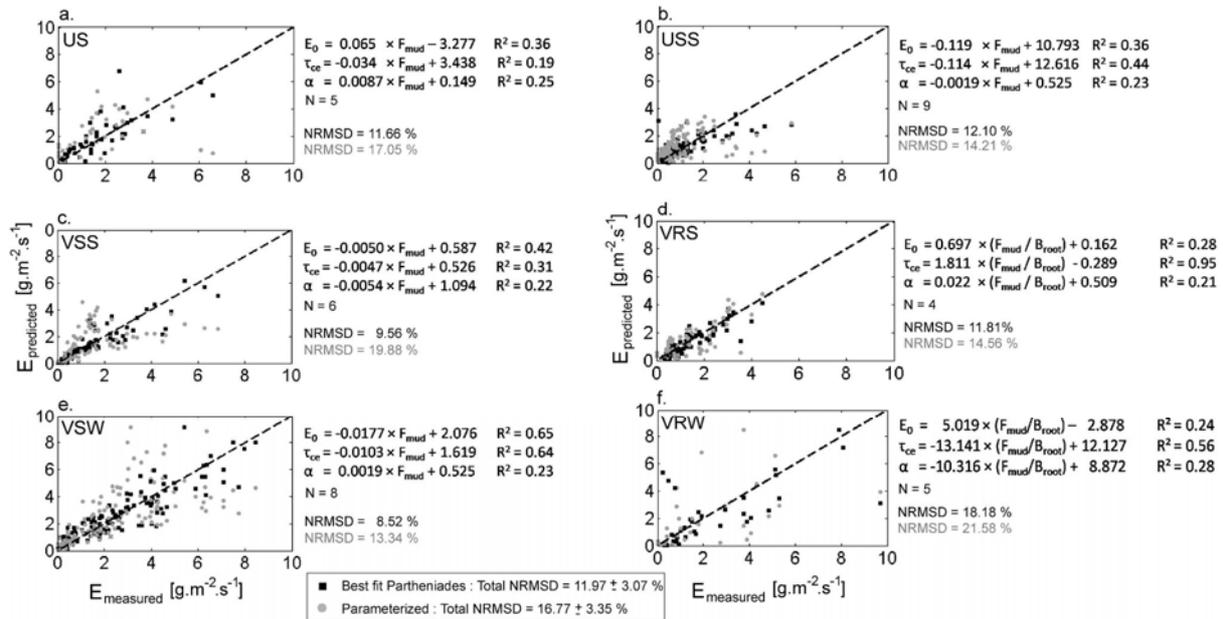


Figure 4. Comparison between predicted erosion fluxes from Partheniades law (grey circle) and parameterized from mud fraction (black square) for unvegetated surface sediments (a) and sub-surface sediments (b), for vegetated surface sediments (c) and root system sediments (d) in summer, for vegetated surface sediments (e) and root system sediments (f) in winter. Obtained parameterization coefficients are indicated, (where F_{mud} is the mud fraction and B_{root} is the root biomass). The correlation coefficient (R^2), the number of samples (N) and NRMSD values for each subset are also indicated.

The mean NRMSD and deviations computed over the six subsets for parameterized erosion fluxes are relatively low ($16.77 \pm 3.35\%$, Figure 4) compared to those obtains for optimized fluxes

($11.97 \pm 3.07\%$). Parameterizations obtained for USS, VSW and VRS sediments (Figure 4) show NRMSD lower than 15% and differences with NRMSD obtained from Partheniades optimized fluxes are lower than 5% (Figure 4). For US, VSS and VRW, NRMSD are lower than 22% and difference with NRMSD obtained from Partheniades are lower than 10%.

3- III.1.5. Discussion

3- III.1.5.1. Spatio-temporal trends of sediment behaviour

3- III.1.5.1.1. Impact of biofilm and consolidation

The relevance of the subdivision of the dataset into subsets is confirmed by the investigations on the parameterization of the erosion law. This subdivision at a spatio-temporal scale highlights different sediment behaviours that can be explained by the sediment dynamics observed during the annual field survey that was carried out simultaneously on the same tidal flat (Figure 5; Ganthy *et al.*, submitted).

Unvegetated surface sediments (US) appear to have the lowest resistance to erosion, despite of moderate value of τ_{ce} . The presence of a biofilm (observed during field campaigns for these sediments) can lead to higher resistance (de Brouwer *et al.*, 2000; Lundkvist *et al.*, 2007; Tolhurst *et al.*, 2008) until this biofilm is eroded. But, once the biofilm is eroded, sediment appears to have a low resistance to erosion.

Unvegetated sub-surface sediments are featured by high critical shear stress for erosion, the highest mud fraction ($82.7 \pm 4.8\%$, Table 1) and the finest sediments ($D_{50} = 18.4 \pm 3.0 \mu\text{m}$) and are the most resistant to erosion. The consolidation state of these sediments can explain the strong resistance. Indeed, as shown in Figure 4b, the unvegetated site underwent strong erosion. Also, sub-surface sediment samples have not been disturbed by resuspension in a relative long time.

3- III.1.5.1.2. Impact of sediment modification by seagrasses

The low resistance to erosion observed for both vegetated and unvegetated surface sediments compared to respective sub-surface sediments can be attributed to differences in sediment characteristics (Table 1). VSS sediments correspond to the fresh (unconsolidated) muddy deposit trapped by meadows and described in Ganthy *et al.* (submitted; Figure 5a). These

unconsolidated sediments are less resistant to erosion (Mitchener and Torfs 1996; Amos *et al.*, 2004).

Moreover, the higher critical erosion threshold for VWS sediments can be explained by sandier and coarser sediment (Table 1). Indeed, increasing sand/mud ratio increases sediment cohesion in terms of critical shear stress (Mitchener and Torfs, 1996; Houwing, 1999).

3- III.1.5.1.3. Impact of meadow root system

Sub-surface and root level sediments for the different subsets are more resistant to erosion than their respective surface sediments. Despite similar behaviours, VRS and VSS sediments have different E_0 , τ_{ce} and α value (Figure 4, Table 1). The presence of the root system for VRS sediments should explain higher critical shear stress for erosion while higher erosion rates should depict higher sand content and median grain size.

The stabilization effect of the root system is related to the root density, as demonstrated by the necessity to introduce the root biomass in the parameterization of the erosion law. The root density seems to increase both the critical shear stress for erosion and the empirical coefficient α , but no clear effect is observed for the erosion rate E_0 . In fact, for the root system sediments during winter survey, large root density/biomass was measured compared to summer survey (root biomass = $269 \pm 101 \text{ g.m}^{-2}$ in winter and $108 \pm 36 \text{ g.m}^{-2}$ in summer).

Finally, the presence of rotted pieces of zostera has been observed for some samples in unvegetated sub-surface sediments (USS). This has also been described by Bouchet (1968). The higher rate of organic matter should increase sediment resistance to erosion (Aberle *et al.*, 2004; Houwing *et al.*, 1999). This effect of organic matter, associated with the consolidation stage of such sediments lead to the highest resistance to erosion measured for these sediments. Seagrass meadows should also have a significant impact on sediment stability of formerly colonized tidal flats.

3- III.1.5.2. Evaluation of the parameterized erosion law

The mud fraction ($< 63 \mu\text{m}$) appears to be the best descriptor for the critical shear stress for erosion, the erosion rate and the empirical coefficient. Mitchener and Torfs (1996) already highlighted a similar relation but only between the mud fraction and the critical shear stress for erosion. Other studies about estuarine and coastal sediments show relationships with the bulk density (Amos *et al.*, 1997; Amos *et al.*, 2004).

Parameterizations obtained for USS, VRS and VSW sediments can be qualified as highly satisfactory (Figure 4, NRMSD < 15 %). For US, VSS and VRW sediments parameterizations are satisfactory despite some scatter, considering natural variability of the sediment (Figure 3, NRMSD < 22 %).

In order to test the sensibility of the predicted erosion fluxes to the sediment characteristics, the mean and the standard deviation of NRMSD were computed for each subset over the 125 tested cases (Table 3). For several sediment behaviour (US, VSS, VRS and VSW), the parameterizations appear to have a low sensibility to the tested sediment characteristics (Mean NRMSD < 20% and Standard deviation < 3 %). VSS and mostly VRW parameterizations are more sensitive to the sediment characteristics, with respectively NRMSD = 23.56 ± 8.23 % and 72.84 ± 52.27 %.

We can assume that these parameterizations integrate natural spatial variability observed during field campaigns performed in the Arcachon lagoon. But the validity of such parameterizations needs to be investigated for mud fraction values out of the range of tested sediments.

3- III.1.6. Conclusion

In order to investigate the impact of seagrass meadows of *Zostera noltii* on sediment stability, erodibility tests were performed from natural sediments from the Atlantic mesotidal lagoon of Arcachon. Some conclusions highlighted by the present study are listed below.

- Vegetated surface sediments resistance to erosion is seasonally related with sediment characteristics modifications induced by the growth stage of meadows. Sediments are more easily remobilized in summer (fresh deposit) than in winter.
- The root system seasonally contributes to sediment stabilization. Stabilization is higher in winter (larger root biomass) than in summer.
- Unvegetated surface sediments can be temporary slightly stabilized by the presence of biofilms.
- Unvegetated sub-surface sediments are stable. This stability can be attributed to higher bed consolidation, associated to the presence of rotted pieces of zosteras.
- Satisfactory parameterizations of the erosion law have been obtained using the mud fraction and the ratio between mud fraction and root biomass in presence of zosteras roots.
- These parameterizations will be tested through a morphodynamic cross-shore modelling exercise. A sensitivity analysis of these parameterizations will be performed. The modelling exercise will then help to examine the impact of vegetation and its seasonality on sediment dynamic and morphological evolutions of an idealized intertidal mudflat.

3- III.1.7. Acknowledgement

This work is a part of a PhD thesis funded by SIBA (Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon) and IFREMER (Institut Français pour la Recherche et l'Exploitation de la MER). These two institutions are also acknowledged for their technical and instrumental support. Authors thank all the members of EPOC and DYNECO laboratories (technicians, engineers and researchers) who gave us their time and help during field and laboratory experiments.

3- III.1.8. Literature cited

- Abdelrhman, M.A., 2007. Modeling coupling between eelgrass *Zostera marina* and water flow. *Marine Ecology Process Series*, 338: 81-96.
- Aberle, J., 2004. Effects of bed material properties on cohesive sediment erosion. *Marine Geology*, 207: 83-93.
- Amos, C.L., Bergamasco, A., Umgiesser, G., Cappucci, S., Cloutier, D., De Nat, L., Flindt, M., Bonardi, M. and Cristante, S., 2004. The stability of tidal flats in Venice Lagoon - the results of in-situ measurements using two benthic, annular flumes. *Journal of Marine Systems*, 51: 211-241.
- Amos, C.L., Feeney, T., Sutherland, T.F. and Luternauer, J.L., 1997. The stability of fine-grained sediments from the Fraser river delta. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45: 507-524.
- Auby, I. and Labourg, P.-J., 1996. Seasonal dynamics of *Zostera noltii* hornem. in the Bay of Arcachon (France). *Journal of Sea Research*, 34(4): 269-277.
- Bos, R.B., Bouma, T.J., de Kort G.L.J. and van Katwijk M.M., 2007. Ecosystem engineering by annual intertidal seagrass beds: Sediment accretion and modification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74: 344-348.
- Bouchet, J.M., 1968. Etude océanographique des chenaux du Bassin d'Arcachon. France, University of Bordeaux 1, PhD thesis, 168 pp.
- de Brouwer, J.F.C., Bjelic, S., de Deckere, E.M.G.T. and Stal, L.J., 2000. Interplay between biology and sedimentology in a mudflat (Biezelingse Ham, Westerschelde, and The Netherlands). *Continental Shelf Research*, 20: 1159-1177.
- Fonseca, M.S., 1996. The role of seagrasses in nearshore sedimentary processes: a review. In: K.F.N.a.C.T. Roman (Editor), *Estuarine Shores: Evolution, Environments and Human Alterations*.
- Gacia, E. and Duarte, C.M., 2001. Sediment retention by a Mediterranean *Posidonia oceanica* meadow: The balance between deposition and resuspension. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52: 505-514.
- Ganthy, F., Sottolichio, A. and Verney, R., 2011. Sediment dynamics of an intertidal flat colonized by seagrass *Zostera noltii* meadows (Bassin d'Arcachon, France). *Submitted to Journal of Marine Systems*.

- Houwing, E.-J., 1999. Determination of the Critical Erosion Threshold of Cohesive Sediments on Intertidal Mudflats Along the Dutch Wadden Sea Coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49: 545-555.
- Jacobs, W., Le Hir, P., Van Kesteren, W. and Cann, P., Erosion threshold of sand-mud mixtures. *Continental Shelf Research*, (Article in press).
- Lundkvist, M., 2007. The relative contributions of physical and microbiological factors to cohesive sediment stability. *Continental Shelf Research*, 27: 1143-1152.
- Mitchener, H. and Torfs, H., 1996. Erosion of mud/sand mixtures. *Coastal Engineering*, 29: 1-25.
- Nielsen, P., 1992. Coastal Bottom Boundary Layer and Sediment Transport. *World Scientific*, Singapore. 324 pp.
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research*, 27: 1046-1059.
- Tolhurst, T.J., Consalvey, M. and Paterson, D.M., 2008. Change in cohesive sediment properties associated with the growth of a diatom biofilm. *Hydrobiologia*, 596: 225-239.

3- III.2. Discussion du paramétrage de la loi d'érosion dans une perspective de modélisation hydro-sédimentaire

Dans une perspective de modélisation numérique, le paramétrage de la loi d'érosion obtenu à partir de la fraction de vase (mud content, C_{mud}) et/ou de la biomasse de racine (root biomass, B_{root} ; Ganthy et al., 2011) ne suffit pas dans son état actuel pour simuler à partir d'un modèle de processus la dynamique sédimentaire en présence d'herbier. En effet, malgré la corrélation satisfaisante entre les flux d'érosion mesurés et paramétrés, des limites apparaissent lors de la comparaison des gammes de fractions de vase obtenues entre les tests d'érodabilité (60 – 85 % ; Ganthy et al., 2011) et celles obtenues durant le suivi annuel des sites ateliers (10 – 70 % ; Ganthy et al., 2010, under review). Une part significative des données provenant du suivi annuel est en dehors de la gamme obtenue à partir des tests d'érodabilité. De plus, des différences de signes dans les régressions entre les sédiments de surface et les sédiments de sub-surface ou de la rhizosphère des herbiers induisent des discontinuités lors du passage d'un comportement à un autre en présence d'érosion. Finalement, le processus de tassement (consolidation) des dépôts n'est pas pris en compte dans le paramétrage obtenu. En effet, le tassement implique une modification de structure des dépôts, se traduisant par une augmentation de la concentration volumique des sédiments (bulk density, ρ_b) et entraîne une augmentation de la résistance des sédiments face à l'érosion (Mitchener and Torfs, 1996 ; Aberle et al., 2004). Il en résulte que la tension critique d'érosion des sédiments cohésifs dépend de leur granulométrie ainsi que de leur concentration volumique (Mitchener and Torfs, 1996 ; Amos et al., 1997 ; Aberle et al., 2004 ; Amos et al., 2004). Le processus de consolidation n'est pas négligeable en présence d'accrétion sédimentaire importante, comme c'est le cas en présence d'herbiers (Ganthy et al., 2010 ; Ganthy et al., under review) et doit donc être considéré.

Dans le but de tenir compte du processus de tassement et d'obtenir une loi d'érosion continue sur la profondeur, le paramétrage de la loi d'érosion a été modifié et borné sur la base des gammes de fraction de vase obtenues durant les tests d'érodabilité (Tableau 3-1, Figure 3-1A).

Comportement	US	VSS	VSW
$C_{mud\ min}$ (%)	61.9	60.1	60
$C_{mud\ max}$ (%)	76.8	83.2	78.3

Tableau 3-1. Synthèse des fraction de vase minimums et maximums obtenues pour les trois comportements de surface (Ganthy et al., 2011).

Dans les sédiments superficiels, la contrainte critique pour l'érosion (τ_{ce}) et le taux d'érosion (E_0) sont désormais exprimés comme la somme de la composante induite par la granulométrie ($\tau_{ce\ mud}$) et de la composante induite par la concentration volumique ($\tau_{ce\ bulk}$) témoignant de la consolidation (Figure 3-1.). En ne considérant pas de dépôt frais, un gradient théorique de concentration volumique exponentiel est imposé (Abril, 2011) de manière à obtenir des valeurs de τ_{ce} et de E_0 correspondant :

- (i) aux valeurs paramétrées à partir de la fraction de vase pour les sédiments de surface
- (ii) aux valeurs de τ_{ce} et de E_0 correspondant aux valeurs médianes ($\tau_{ce\ med}$ et $E_0\ med$) obtenues pour les différents comportements de profondeur (USS, VRS et VWS ; Ganthly et al., 2011).

La valeur du coefficient empirique α est interpolée linéairement en chaque hauteur z au-dessus du niveau racinaire (ou du niveau où l'on considère que le sédiment non végétalisé a atteint les caractéristiques des tests de sub-surface) à partir des valeurs médianes (α_{med}) obtenues pour les différents comportements, en ne considérant pas de dépôt frais par rapport au niveau du sédiment initial (Figure 3-1.)

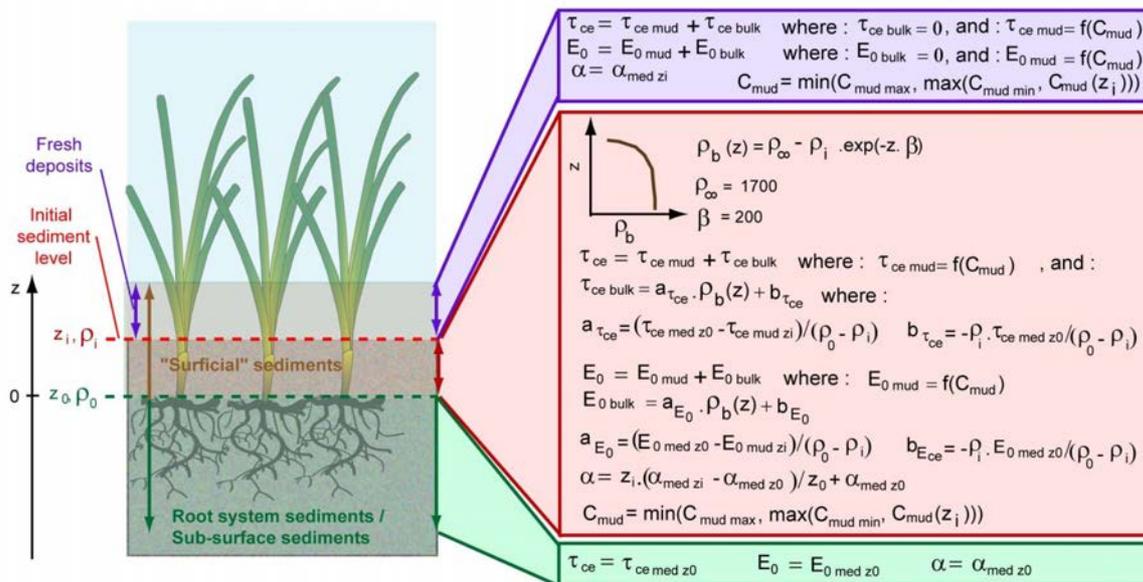


Figure 3-1. Schéma descriptif de la modification du paramétrage de la loi d'érosion en fonction du type de sédiments considéré (dépôt frais, sédiment de surface initial et sédiment du niveau racinaire ou de sub-surface), de la fraction de vase (C_{mud}) et du profil théorique de concentration volumique (ρ_b).

Un exemple de profils verticaux des paramètres d'érosion (τ_{ce} , E_0 et α) est présenté pour une fraction de vase (C_{mud}) de 75% (figure 3-2.).

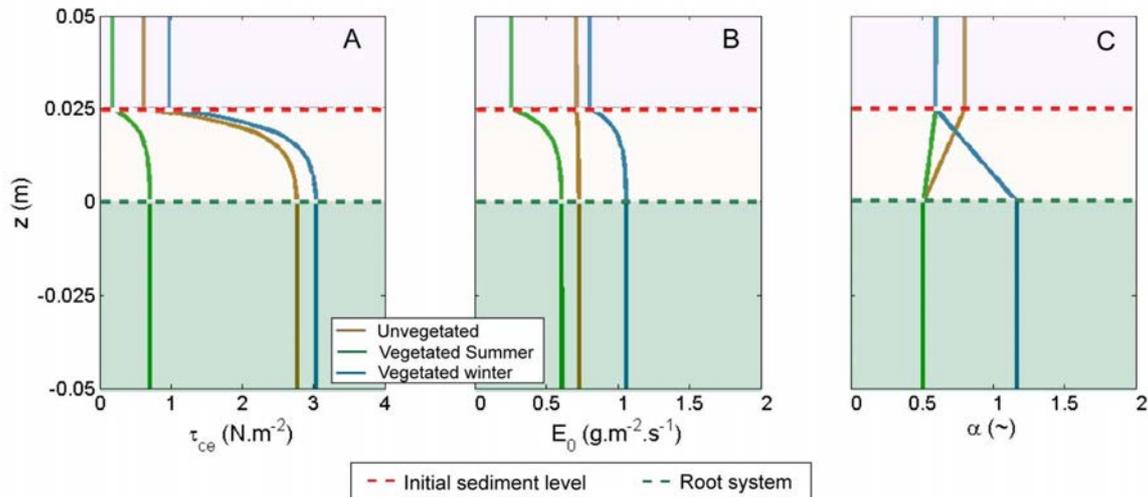


Figure 3-2. Exemple des profils verticaux de contrainte critique d'érosion (τ_{ce} , A), de taux d'érosion (E_0 , B) et du coefficient empirique (α , C) pour une fraction de vase (C_{mud}) fixée à 75%, une concentration volumique au niveau sédimentaire initial (ρ_i) correspondant aux valeurs médianes des données, soit 1347, 1488 et 1498 kg.m^{-3} pour les sédiments non végétalisés (Unvegetated), végétalisés en été (Vegetated Summer) et en hiver (Vegetated Winter), respectivement, ainsi qu'une valeur de z_i fixée arbitrairement à 0.025 m.

Le choix de l'utilisation des valeurs médianes (non paramétrées en fonctions de la fraction de vase ni de la biomasse de la rhizosphère) a été effectué dans un but de simplification. En effet, le paramétrage sous sa forme originale apparaissait particulièrement sensible à ces deux paramètres. Bien que le paramétrage modifié de la loi d'érosion n'intègre plus directement l'effet de stabilisation des sédiments induit par le rhizosphère (en fonction de la biomasse), les valeurs médianes obtenues sont tout de même représentatives de cet effet de stabilisation. En effet, ces valeurs sont très supérieures à celle habituellement observées pour des sédiments sans végétation (Ganthy et al., 2011).

Enfin, le coefficient empirique α est fixé à 1 dans la littérature. Cependant, Ganthy et al., (2011), obtiennent des valeurs comprises entre 0.5 et 0.7, sauf en présence d'une rhizosphère développée (en hiver) où les valeurs sont supérieures à 1 ($\alpha = 1.17$), impliquant sur les flux d'érosion (E), une dominance de l'effet induit par le taux d'érosion, plutôt que par l'excès de contrainte. Devant la faible variabilité des valeurs obtenues, le choix a été fait de ne pas rendre α dépendant de la fraction de vase, mais d'utiliser les valeurs médianes obtenues pour chacun des comportements

mis en évidence, une interpolation linéaire permettant le passage d'un comportement à l'autre en fonction des sédiments en présence.

La modification du paramétrage permet ainsi d'intégrer empiriquement l'effet de la consolidation et d'obtenir des profils continus des paramètres d'érodabilité des sédiments, tant en fonction de la granulométrie des sédiments que de leur état de compaction. Ainsi, les flux d'érosion théoriques ont pu être calculés pour une gamme de contrainte de cisaillement sur le fond représentative des conditions naturelles (courant + vagues) pour différentes fractions de vase (Figure 3-3).

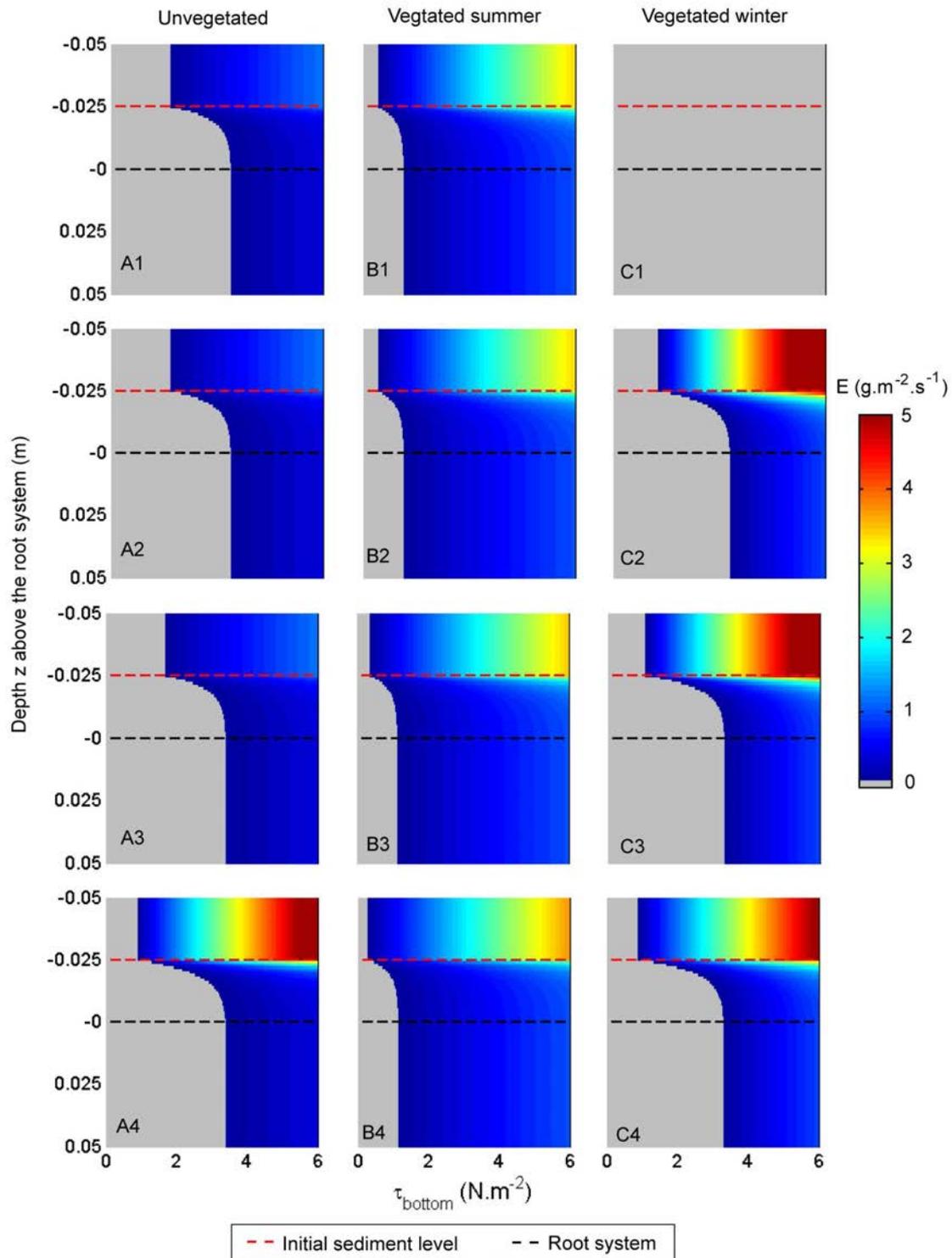


Figure 3-3. Reconstitution des flux d'érosion calculés en fonction de la contrainte de cisaillement sur le fond (τ_b) et de la profondeur (z) par rapport au niveau racinaire (ou du niveau où l'on considère que le sédiment non végétalisé a atteint les caractéristiques des tests de sub-surface), pour différentes fractions de vase : $C_{mud} = 20\%$ (A1, B1 et C1), $C_{mud} = 40\%$ (A2, B2 et C2), $C_{mud} = 60\%$ (A3, B3, et C3) et $C_{mud} = 80\%$ (A4, B4 et C4).

**3- IV. MODIFICATION DE L'HYDRODYNAMISMES EN PRESENCE DE
VEGETATION : IMPACTS SUR LES PROCESSUS D'EROSION ET DE
DEPÔT : PUBLICATION**

**Effects of small and flexible seagrass (*Zostera noltii*) on flow, erosion and
deposition processes determined using flume experiments**

Florian Ganthy^{a,b}, Laura Soissons^{b,**}, Pierre-Guy Sauriau^c, Romaric Verney^a and Aldo Sottolichio^b

^a IFREMER, Département Dynamique de l'Environnement Côtier, équipe PHYSED, BP 70, 29280 Plouzané, France.

^b University Bordeaux 1, EPOC Laboratory UMR CNRS, Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex, France.

^c University of La Rochelle, LIENSs Laboratory UMR CNRS, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France.

^{**} *Present organization : Netherland Institute of Ecology (NIOO-KNAW), Centre for Estuarine and Marine Ecology, P.O. Box 140, 4400 AC Yerseke, The Netherland*

Publication soumise à *Estuarine, Coastal and Shelf Science*

3- IV.1. Abstract

Flume experiments were conducted with natural seagrasses (*Zostera noltii*) and their substrate, sampled at different stages of their development, to (1) quantify the combined effects of leaf flexibility and development characteristics (i.e., leaf density and canopy height) on the interaction between submerged *Zostera noltii* canopies and hydrodynamics (i.e., current attenuation and turbulence) and (2) to provide a better understanding of modified flow and its impact on erosion and deposition processes. An exponential decrease of canopy height was found when the free-stream velocity increased, due to the canopy rearrangement in a near-bed dense layer of leaves, which limits bending. A significant attenuation of velocity (from 34 to 87 % compared with bare sediment) was found, associated with a density threshold resulting from the flow-induced canopy reconfiguration. Indeed, the flow attenuation was more efficient at higher velocities for denser canopies, while for less-dense canopies the flow attenuation was more efficient at low velocities. This result was explained by the more-deflected flow for denser canopies at high velocities. This velocity attenuation was associated with a turbulence enhancement through a 2 to 3-fold increase in bottom shear stress compared with unvegetated sediment. Despite this increase in bottom shear stress, there was an increase in sediment protection from erosion by a fully developed meadow, while sediment properties were found to be the main factor controlling erosion in a less developed meadow. An increase in deposition fluxes related to the leaf density was found for low current velocities, while for higher current velocities, the canopy height appeared to be more crucial than leaf densities. This finding was explained by the larger amount of water and sediment passing through the canopy when the canopy height increased. However, for a very high leaf area index, deposition was found to occur mostly on leaves, resulting in easier resuspension and less-efficient sediment trapping than for conditions with a lower leaf area index.

KEYWORDS: Seagrass beds - *Zostera noltii* - Flume experiments - Flexible vegetation - Velocity profiles - Turbulence profiles - Sediment resuspension - Sediment trapping

3- IV.2. Introduction

Seagrasses grow in coastal shallow water all over the world, and their meadows are one of the most productive coastal ecosystems (Orth et al., 2006). They enhance biodiversity, biomass and primary and secondary production, and their canopies provide habitat and food for organisms (Duarte and Chiscano, 1999). Seagrass beds are not only affected by physical forcing but they also modify hydro- and sediment dynamics (Madsen et al., 2001). Previous studies reported that seagrass beds dampen the hydrodynamic energy from tidal currents (Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Hendriks et al., 2008; Widdows et al., 2008) and waves (Koch, 1999; Koch and Gust, 1999). Consequently, seagrass canopies constitute a low-energy environment that promotes sediment deposition (Gacia et al., 1999; Gacia and Duarte, 2001; Gacia et al., 2003; Hendriks et al., 2008) and reduces sediment resuspension (Ward et al., 1984; Gacia and Duarte, 2001; Amos et al., 2004; Bos et al., 2007; Widdows et al., 2008). This engineering ecosystem therefore tends to create stable habitats (Madsen et al., 2001).

Seagrass meadows are composed of a wide variety of species. Most investigations have focused on modifications of hydrodynamics and sediment dynamics by long-leaf seagrass beds, including *Posidonia oceanica* (Gacia and Duarte, 2001; Granata et al., 2001; Hendriks et al., 2008), *Zostera marina* (Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Fonseca and Koehl, 2006), *Syringodium filiforme* (Fonseca and Fisher, 1986), *Rupia maritima* (Ward et al., 1984) or *Thalassia testudinum* (Fonseca and Fisher, 1986; Koch, 1999; Koch and Gust, 1999). All of these studies demonstrated significant differences among species in the water flow modification, depending on the shape (Fonseca and Fisher, 1986), stiffness (Ghisalberti and Nepf, 2006; Peralta et al., 2008), density (Gambi et al., 1990; Peterson et al., 2004; van der Heide et al., 2007; Widdows et al., 2008), vertical distribution of biomass (Fonseca and Fisher, 1986; Bouma et al., 2005) and the fraction of the water column that they occupy (Ward et al., 1984; Bouma et al., 2005).

It is acknowledged that current velocities are reduced within the canopy of submerged seagrasses. This flow reduction is usually accompanied by an increase in the flow above the canopy relative to the ambient flow due to its deflection over the canopy and a loss of momentum within the canopy (Fonseca et al., 1983; Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Verduin and Backhaus, 2000; Peterson et al., 2004). This high-flow layer is usually called skimming flow. The lower part of the skimming flow is generally associated with a high turbulence region, while turbulence decreases near the bed, affecting sediment erosion, deposition and vertical mixing (Nepf and Vivoni, 2000; Neumeier and Amos, 2006; Neumeier, 2007; Hendriks et al., 2008; Hendriks et al., 2010). However, despite the abundance of studies on seagrass beds, few researches have quantified the relationships

between seagrass development (density, height), flexibility, sediment erosion and deposition responding to various flow forcings. Moreover, much less attention has been given to the effects of intertidal short-leaf species, such as *Zostera noltii*, on flow modification and associated sediment erosion/deposition processes. These small seagrass species are common intertidal seagrasses of the European and African coasts. They are relatively tolerant to hydrodynamics due to their small size; they also grow in a wide range of habitats, from low-energy to high-energy environments, even those dominated by strong tidal currents and significant wave energy. In western Europe, the main period of vegetative growth occurs from March to September for populations of the Arcachon lagoon (SW France), while the plants degenerate from September to February (Auby and Labourg, 1996). Because vegetation density and height are important factors determining the modification of hydrodynamics and therefore sediment dynamics (Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Nepf et al., 2007a), their presence in the intertidal zone may also affect the morphodynamics of vegetated tidal flats through significant seasonal and long-term changes compared with unvegetated areas (Ganthy et al., 2010; van Katwijk et al., 2010).

In this context, this study focuses on the interactions between *Zostera noltii* canopies and hydrodynamics, leading to cascade effects on erosion/deposition processes. Flume experiments were conducted with natural seagrasses sampled at different stages of their development and kept in their natural sediment blocks. The main objectives were (1) to quantify the combined effects of leaf flexibility and development characteristics (i.e., leaf density and canopy height) on the interaction between submerged *Zostera noltii* canopies with hydrodynamics (i.e., current attenuation and turbulence) and (2) to investigate the cascading effects of the flow and canopy structure modification on erosion and deposition processes.

3- IV.3. Materials and Methods

The modification of hydrodynamics, erosion and deposition processes induced by *Zostera noltii* canopies were measured under controlled conditions in the HYDROBIOS recirculating flume, previously described by (Orvain et al., 2003). The seagrasses and their sediment blocks were collected on a mudflat located in the central part of the Arcachon lagoon (Fig. 1A). Stainless-steel rectangular box cores (0.4 m long × 0.3 m wide × 0.05 m thick, 3 per sampling date) were pushed into the sediment to a depth of 5 cm, and base plates were placed below. The sampled boxes were then excavated from the surrounding sediment and immediately transported to the flume facility in L'Houmeau, France, 170 km away). Then, the cores were carefully placed in a stalling container with sea-water, light and oxygen inputs. Stalling for 12 h allowed for the decrease of bioturbators

abundance inside the meadows by their migration outside the vegetation and toward the light input. After the stalling period, the three cores were carefully placed into the flume, forming a 0.9 m long by 0.4 m wide test-section. The thin space between the adjacent cores was filled with sediment from an additional core. This method, also described by (Widdows et al., 2008), created a continuous and nearly undisturbed bed with natural sediment and seagrasses. The flume was then gently filled with fully oxygenated filtered seawater (1.3 m³ for a water depth of 0.2 m). The salinity was adjusted to 30-31 psu at the beginning of the experiment and then measured regularly, and the water temperature was measured regularly during the experiment.

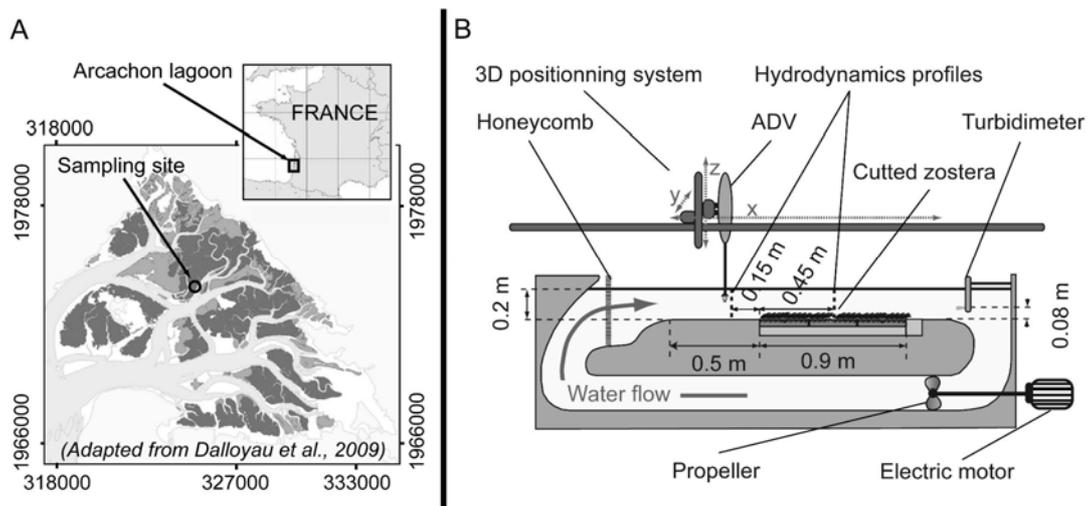


Fig. 1: (A) General map of the Arcachon lagoon and sampling site. The intertidal flats without *Zostera noltii* beds are in white, while the vegetated beds are in the dark grey (high coverage) and medium grey (low coverage). (B) Schematic side view of the HYDROBIOS flume device.

Five experiments (T1 to T5) were performed between March and September 2010 (Table 1) to investigate the effects of seagrasses on hydrodynamics and sediment transport for different developmental stages of the plants. A reference experiment (Tsed) was also performed on bare mud. Each experiment consisted of three phases: P1 - initial bed erosion by increasing the flow rate (free stream velocity, U_∞ , ranging from 0.1 m.s⁻¹ to 0.4 m.s⁻¹ by steps of 0.1 m.s⁻¹); P2 - sediment deposition by seeding the flume with sediments and decreasing the flow rate (U_∞ ranging from 0.4 m.s⁻¹ to 0 m.s⁻¹ by steps of 0.1 m.s⁻¹); and P3 - erosion of the freshly deposited sediments by the increasing flow rate (similar to phase P1). Note that during the night between each experimental phase, the pump was stopped.

3- IV.3.1. Hydrodynamic properties of the canopy

The flow measurements were performed using a Nortek[®] Acoustic Doppler Velocimeter (ADV, Vectrino) mounted on a 3D positioning system (ISEL[®]), where x was defined as the position along the flume channel axis, y as the distance across the flume and z as the vertical dimension. For each velocity step and during each experimental phase (P1 to P3), two vertical velocity profiles were performed. However, only the measurements performed during the second experimental phase (P2) are presented in the manuscript. The first x -position of the vertical profile was designated as far from the upstream edge of the meadow as possible (-0.15 m, Fig. 1B), while the second profile was taken at 0.45 m downstream from the leading edge of the vegetation (midway along of the seagrass patch) to minimize both the upstream and downstream canopy edge effects. The vertical ADV measurement positions started from close to the bed ($z = 0.003$ m) up to the highest possible altitude ($z = 0.143$ m). The step size was fixed at 0.003 m near the bed (from 0.003 to 0.047 m) and at 0.008 m in the upper part of the profile (from 0.047 to 0.143 m). For each position in the vertical profile, the ADV sampling rate was fixed at 8 Hz over a period of 32 s, resulting in a sufficient resolution for the turbulence computation.

At each vertical position, the time-averaged velocity components U , V and W (corresponding to velocities in the x , y and z directions, respectively) were computed. The turbulent kinetic energy (TKE , in $m^2.s^{-2}$) was then computed as follows:

$$TKE = \frac{1}{2} \times (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (1)$$

where u' , v' and w' are the fluctuating velocity components in the x , y and z directions, respectively. The shear stress, in $N.m^{-2}$, was derived from the TKE (Eq. 1) as follows: $\tau_{TKE} = C1 \times \rho \times TKE$ where ρ is the water density and $C1 = 0.19$ (Stapleton and Huntley, 1995). The bottom shear stress (τ_b) was determined as the shear stress (τ_{TKE}) obtained from the first measurement location over the bed (at $z = 0.003$ m).

The seagrass leaves were cut under the ADV for the vertical profile located inside the canopy so that the sampling volume of the ADV remained undisturbed by leaves. A schematic view of the flume device is presented in Fig. 1B.

3- IV.3.2. Sediment properties

3- IV.3.2.1. Bed sediments properties

The surface sediment properties, in the uppermost 5 mm, were determined before and after each experiment. On the tidal flat before the experiment one sample (in triplicate) was collected by skimming the surface sediment with a spatula closest to the sampled cores. After emptying the flume, one set of triplicates per core was sampled at the mid-width cores, for a total of 3 sets of triplicates. Pre-weighted pill-boxes, with a known-volume of $V_t = 3.2 \text{ cm}^3$, were used to collect samples for the determination of the dry density of the sediments (ρ_{dry} , in kg.m^{-3}). The dry density was computed as $\rho_{dry} = (W_{dry} - W_p) / V_t$, where W_{dry} is the sediment dry weight (after 20 days at 60 °C), W_p is the weight of the empty pill-box and V_t is the volume of pill-box. Grain-size analyses were performed using a Malvern Laser Particle Sizer, measuring a size range from 0.06 to 800 μm . To prevent the obstruction of the Malvern device, the samples were initially sieved through a 1 mm mesh to remove fragments of shells and seagrasses. The mud content (C_{mud} , in %) was then determined as the sediment fraction below a 63 μm grain-size.

The same treatment was applied to the seeding sediments (see below) for both the grain size analysis and dry density measurement (one triplicate). The water content ($W\%$, in %) was determined as $W\% = 100 \times (W_{fresh} - W_{dry}) / (W_{dry} - W_p)$, where W_{fresh} is the weight of the filled pill-box before drying.

The main sediment characteristics are summarized in Table 1.

3- IV.3.2.2. Suspended sediment concentration, erosion and deposition fluxes

The turbidity was recorded (at 0.08 m above the bed) at 2Hz, with a 10 s burst-length every minute, using an optical turbidimeter (NKE[®] STBD) located 0.15 m downstream of the end of the test-section. The suspended sediment concentration (SSC, in mg.l^{-1}) was determined by a calibration of the turbidity signal against water samples. The samples were filtered onto pre-weighted glass-fiber filters (GFC), washed with distilled water, dried for 48 h at 60 °C and re-weighted. Calibration curves were produced for each experiment. The total SSC was then averaged over each burst (10 s burst-length).

For each experimental phase, the instantaneous eroded or deposited sediment mass $W_{e/d}(t)$ was computed as $W_{e/d}(t) = (SSC(t) - SSC(t-1)) \times V_f$, where V_f is the water volume of the flume (1.3 m^3).

Then, the total $W_{e/d}(t)$ was determined for each velocity step, and the erosion (E) or deposition (D) fluxes (E_{P1} , D_{P2} and E_{P3} for phases P1, P2 and P3, respectively) were computed by dividing this mass by the product of the active erosion/deposition surface area (S) with the step duration. For the first experimental phase (P1- initial bed sediments erosion), the erosion surface area was the surface of the test-section ($S_{P1} = 0.36 \text{ m}^2$), while the step length was 90 min. For the second experimental phase (P2 - sediment deposition), the deposition was considered to occur over the total area of the flume ($S_{P2} = 2.4 \text{ m}^2$), and the step length was 90 min. During the third experimental phase (P3 - erosion of freshly deposited sediment), the erosion was also considered to occur over the total area of the flume ($S_{P3} = S_{P2}$), while the step length was only 45 min.

	T1	T2	T3	T4	T5	Tsed
Sampling Date	16-Mar	30-Mar	13-Apr	27-Apr	06-Sep	30-Mar
$B_{above} \text{ (g.m}^{-2}\text{)}$	14.9 ± 5.3	21.4 ± 3.4	26.0 ± 8.9	60.6 ± 14.8	102.2 ± 37.1	-
$LAI \text{ (}\sim\text{)}$	0.85 ± 0.20	1.42 ± 0.14	1.78 ± 0.63	4.22 ± 1.39	9.03 ± 0.98	-
Biometry						
$L_{leaf} \text{ (mm)}$	56 ± 5	72 ± 6	66 ± 7	63 ± 11	150 ± 45	-
$D_{shoot} \text{ (}\times 10^3 \text{ m}^{-1}\text{)}$	7.96 ± 2.05	9.53 ± 0.71	8.22 ± 2.83	12.58 ± 1.51	18.97 ± 5.26	-
$D_{leaf} \text{ (}\times 10^3 \text{ m}^{-1}\text{)}$	26.65 ± 6.46	34.19 ± 1.31	42.54 ± 1.83	80.94 ± 2.21	51.08 ± 7.82	-
Sediment Before						
$\rho_{dry} \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$	1 014 ± 49	906 ± 66	855 ± 29	700 ± 89	756 ± 66	1 030 ± 69
$C_{mud} \text{ (}\%\text{)}$	24.4 ± 4.8	38.2 ± 1.1	38.9 ± 5.2	50.5 ± 10.5	56.8 ± 4.9	28.8 ± 6.6
Sediment After						
$\rho_{dry} \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$	1 198 ± 65	1 032 ± 67	1 019 ± 60	879 ± 132	715 ± 112	1123 ± 87
$C_{mud} \text{ (}\%\text{)}$	26.3 ± 8.9	34.9 ± 8.9	40.5 ± 6.7	47.3 ± 9.1	53.8 ± 4.7	31.3 ± 14.9
Seeding Sediment						
$W_{seed_{fresh}} \text{ (g)}$	9 051.2	9 014.7	9 006.7	9 004.9	9 014.1	9 018.1
$W_{seed_{dry}} \text{ (g)}$	5 729.4 ± 54.3	5 706.3 ± 54.1	4 938.4 ± 52.2	4 937.4 ± 52.2	5 435.5 ± 49.6	4 944 ± 52.1
$\rho_{dry} \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$	-	842 ± 4	835 ± 13	926 ± 9	930 ± 8	831 ± 7
$C_{mud} \text{ (}\%\text{)}$	-	36.2 ± 0.8	45.0 ± 1.2	42.1 ± 2.2	43.4 ± 2.6	46.1 ± 2.3

Table 1: Synthesis of the biometric parameters of the meadows and sediment properties measured during the six experiments conducted in the flume. The dates correspond to the year 2010.

3- IV.3.2.3. Sediment trapping by canopy

During the second experimental phase (P2), the pump was started to obtain a free-stream velocity of $0.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Then, the flume was seeded with natural sediments that have been previously collected at the sampling site. The sediments were collected on the nearest bare mud. Only the surface sediments were sampled (0-0.02 m) and were sieved ($<1 \text{ mm}$) to remove macrofauna, coarser particles and shell fragments. This sediment was then homogenized at regular intervals. Before seeding, a fresh mass of fluid sediment (approximately 9000 g of $W_{seed_{fresh}}$, Table 1) was prepared after homogenization. The effective dry sediment weight ($W_{seed_{dry}}$, in g) added into the flume was determined as $W_{seed_{dry}} = W_{seed_{fresh}} \times (100 + W\%)$, where $W\%$ is the water content from the sediment properties of the seeding sediment. The actual dry densities between the different experiments (T2, T3, T4, T5 and Tsed) were slightly different due to incomplete homogenization. However, because the grain size characteristics were similar (except for test T2), only the effective weight of the dry sediment ($W_{seed_{dry}}$) was impacted. The characteristics of the seeded sediment for the first test (T1) were unknown (Table 1), and therefore, results for the sediment deposition and subsequent erosion were not presented for this test. Once the flume was seeded, the free-stream velocity was maintained at its initial value ($U_{\infty} = 0.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) for 95 min to allow for the correct homogenization of the flume (5 min) and the duration of the first velocity step (90 min). Then, the free-stream velocity was decreasing steps of $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ that each lasted for 90 min until a free stream velocity of $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ was reached. The pump was stopped at the end of the last velocity step.

3- IV.3.3. Vegetation characteristics

During the first phase (P1) of each vegetated experiment (T1 to T5) and at each velocity step, the canopy height (H_{C_m} , in mm) was estimated using digital photography analysis. A frame of graph paper (0.3 m length \times 0.21 m height) was placed on the side of the flume, the base of the frame matching the bed sediment and the upstream side of the frame coinciding with the second core ($x = 0.3$ to 0.6 m). The digital photographs were always taken at the same place and distance from the flume side to ensure that the sides of the photograph coincided with the graph paper frame. The canopy height (H_{C_m}) was estimated as the height of the top of canopy and averaged over the width of the photograph.

After each experiment, the vegetation characteristics were determined following a protocol adapted from the European Water Framework Directive (Hily et al., 2007). One mini-core (98 mm in diameter and 70 mm in depth) was sampled per box core (one triplicate per test). The samples were

washed with fresh water on a sieve with a mesh size of 1 mm, to separate the seagrasses from sediments and shell fragments. The seagrasses were then separated into individual plants, and the plants were divided into above- and below-ground biomasses. The number of shoots per sample was recorded, providing the shoot density (D_{shoot} , in m^{-2}). The leaf length and width of ten randomly selected shoots were measured, and used for the computation of the mean leaf length (L_{leaf} , in mm), mean number of leaves per shoot (N_{leaf}) and leaf area index (LAI , total leaf area per ground area, dimensionless). The leaf density (D_{leaf} , in m^{-2}) was computed as the product of the shoot density by the mean number of leaves per shoot. The above-ground biomass (B_{above} , in $g.m^{-2}$) was calculated after the shoots were dried at 60°C. The mean and standard deviation of each parameter were then computed for each experiment and are summarized in Table 1.

3- IV.4. Results

3- IV.4.1. Vegetation development

The leaf area index (LAI) increased progressively from test T1 to test T5. For the first three tests (T1 to T3), both the B_{above} and LAI values remained relatively low (14.9 – 26.0 $g.m^{-2}$ and 0.8 – 1.78, respectively), denoting the low development of seagrass, while the B_{above} and LAI values for tests T4 and T5 were significantly higher (11-fold and 7-fold greater than the T1-values for test T5, respectively). The shoot density (D_{shoot}) values also increased from test T1 to test T5, with the T5 values 2.4-fold greater than the T1-values. The leaf length (L_{leaf}) and leaf density (D_{leaf}) increased from test T1 to T5 but not continuously, demonstrating differences in the vertical distribution of biomass among the tests.

3- IV.4.2. Hydrodynamics

A comparison of the vertical profile of flow velocity ($U(z)$, $m.s^{-1}$) measured above bare sediment (Tsed) with the profiles measured over vegetated beds (T1 to T5, Fig. 2) demonstrated a strong damping of the velocity near the bed for all of the vegetated beds. The near-bed velocity profile over bare sediment (Tsed) was characterized by a logarithmic shape (Fig. 2). In contrast, the vegetated beds showed more complex vertical profiles, depending on the seagrass densities (i.e., LAI and D_{leaf} , Table 1). The velocity attenuation coefficients inside the canopy were the lowest for experimental tests T1 to T3 (the $AV_{canvalu}$ ranged from 34 to 63 %), while these tests had the

LAI values (0.85, 1.42 and 1.78, respectively for T1, T2 and T3). For tests T4 and T5 (LAI = 4.22 and 9.03, respectively), the velocity attenuation coefficient ranged from 75 to more than 85 %. Moreover, for tests T1 to T3, the attenuation coefficient tended to decrease with increasing free stream-velocity. In contrast, for tests T4 and T5, the attenuation coefficients tended to increase with increasing free-stream velocity.

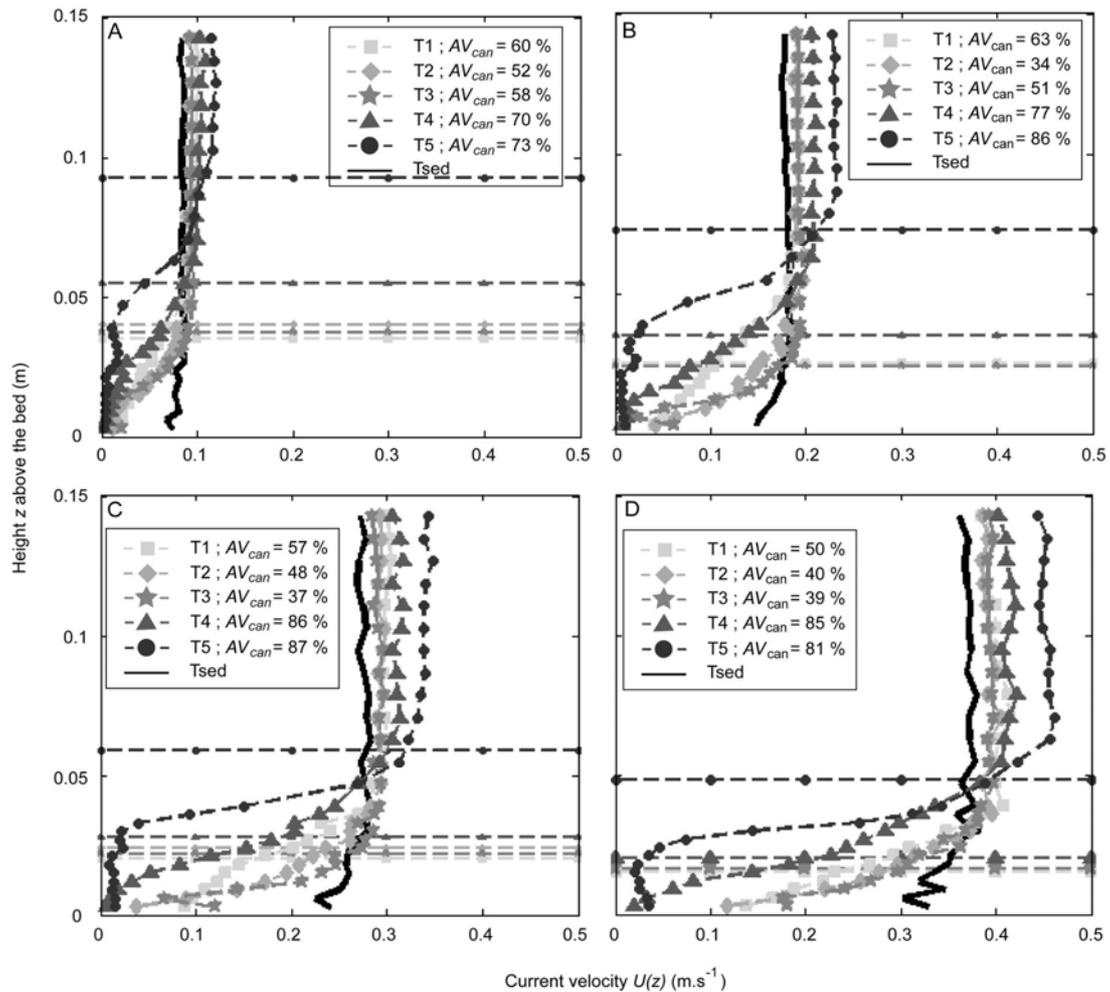


Fig. 2: Current velocity profiles under free stream flow velocities of (A) 0.1 m.s^{-1} , (B) 0.2 m.s^{-1} , (C) 0.3 m.s^{-1} and (D) 0.4 m.s^{-1} above different densities of *Zostera noltii* (T1 to T5, dashed lines). The solid black line is the velocity profile for the reference test (Tsed, over bare mud). The measured canopy heights (H_{c_m} , horizontal lines) and the coefficient for velocity attenuation within the canopy (AV_{can} , in %) are also presented.

The vertical profiles of the turbulent kinetic energy (TKE, Fig. 3) over vegetated beds (T1 to T5) were marked by a maximum value at approximately half of the canopy height, for the high-density vegetated beds (T4 and T5), while for the less-developed seagrass beds, the maximum value was located close to the bed. Below this maximum, the TKE value decreased toward the bed

although the TKE levels were often significantly larger over vegetated beds than over bare sediment (Tsed). In contrast, above the maximum, the TKE values decreased upward until they reached a value lower than that of the control experiment (Tsed).

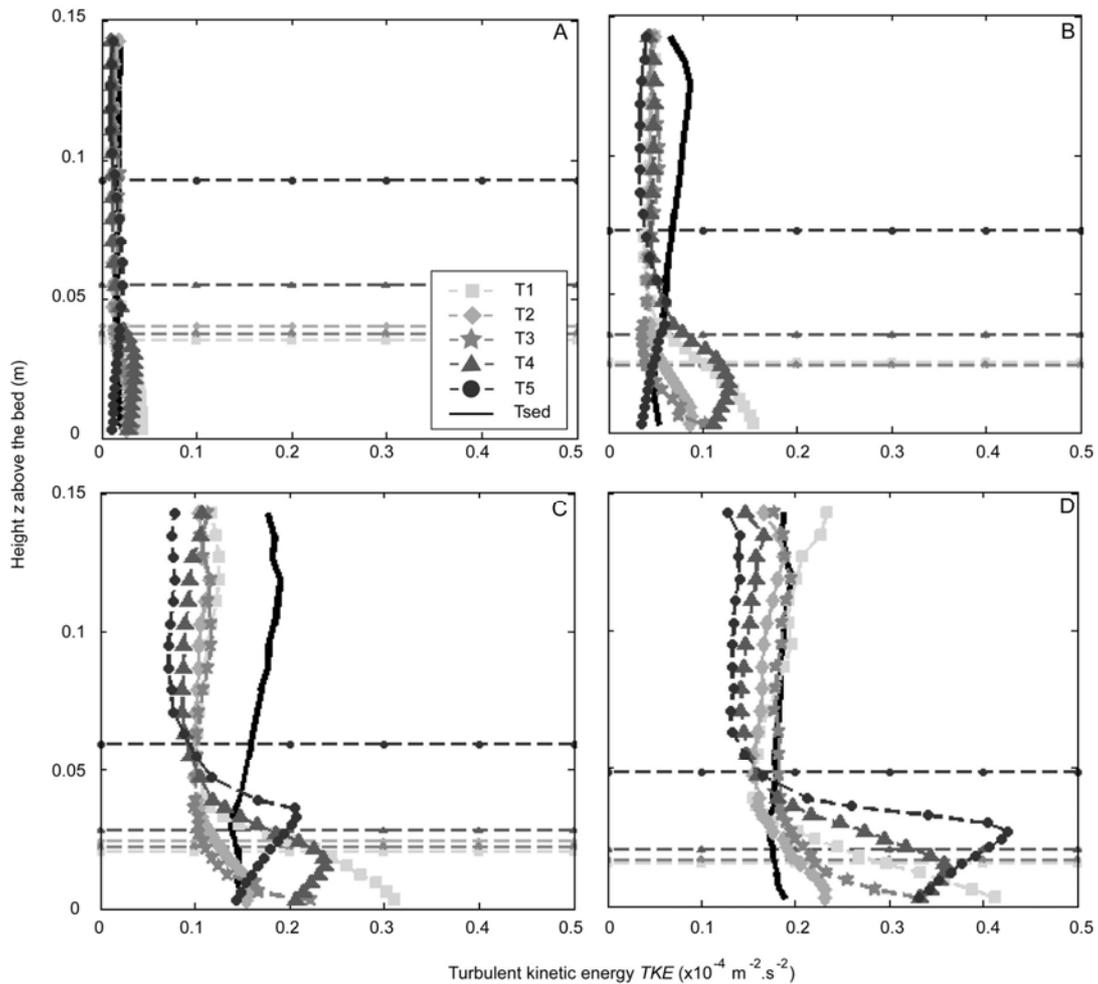


Fig. 3: Turbulent kinetic energy profiles under free stream flow velocities of (A) $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, (B) $0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, (C) $0.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and (D) $0.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ above different densities of *Zostera noltii* (T1 to T5, dashed marked lines). The solid black line is the profile for the reference test (Tsed, over bare mud). The measured canopy heights (H_{c_m} , horizontal lines) are also presented.

3- IV.4.3. Sediment erosion and deposition

3- IV.4.3.1. Erosion of initial bed sediments: Phase P1

A comparison of the SSC time series measured during the first experimental phase (P1) for vegetated beds (T1 to T5, Fig. 4A) with the time series for bare sediments (Tsed) demonstrated the same stair-step shape related to the free stream-velocity steps for all the tests. For lower velocities

($U_{\infty} = 0.1 - 0.2 \text{ m.s}^{-1}$), the SSC tended to decrease slowly after reaching a maximum value at the end of the velocity increase, while for higher velocities ($U_{\infty} = 0.3 - 0.4 \text{ m.s}^{-1}$), the shape of the stairs was more horizontal, with a stabilization of the SSC after an increasing period. Despite similar shapes among the curves, the SSC levels were different. The SSC obtained for tests T1, T2 and T5 remained below (approximately 10 mg.l^{-1} at the end of the experiment) the levels obtained for the reference over bare mud (Tsed, approximately 15 mg.l^{-1} at the end of the experiment). The SSC obtained for test T3 were generally similar to the reference, while the SSC for test T4 were larger than the reference test, with a value of 30 mg.l^{-1} at the end of the experiment.

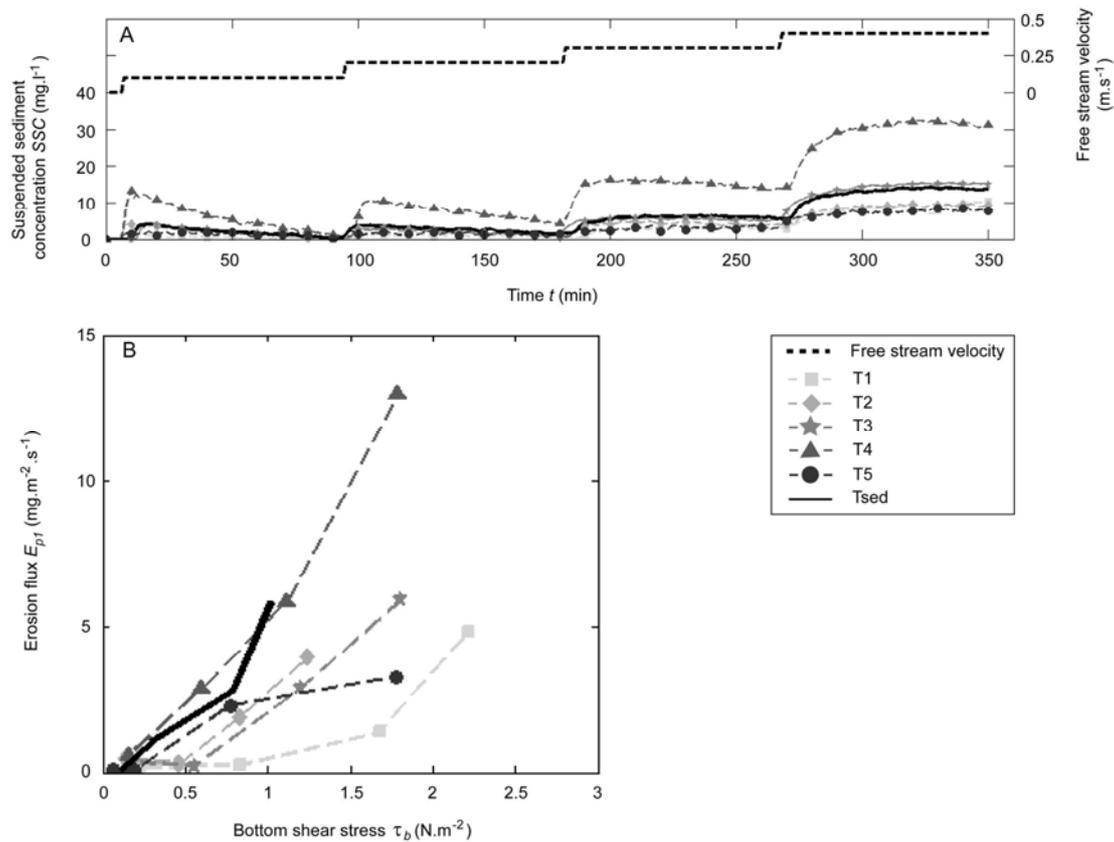


Fig. 4: (A) Time series of the suspended sediment concentration during the first experimental phase (P1) over different densities of *Zostera noltii* (T1 to T5, dashed lines) and over the reference (Tsed, solid black line). The bolded dashed black line corresponds to the free-stream velocity applied at each velocity step. (B) Relationship between the erosion fluxes at each velocity step and the bottom shear stress (derived from TKE) above vegetated beds (T1 to T5) and a bare mud bed (Tsed).

Considering the relationship between erosion fluxes (E_{p1}) and bottom shear stress (τ_b , Fig. 4B), all of the tests with vegetation had lower erosion fluxes than the reference, except test T4, which had the highest erosion fluxes ($E_{p1} = 13 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ at $U_{\infty} = 0.4 \text{ m.s}^{-1}$). The erosion fluxes for test

T1 were the lowest ($E_{p1} < 5 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, despite the highest τ_b value). The erosion fluxes for tests T2 and T3 remained similar in spite of increasing bottom shear stress. For test T5, the erosion fluxes were moderate, with similar values to those obtained for the reference test for the first three velocity steps ($U_\infty = 0.3 \text{ m.s}^{-1}$). At while the highest velocity step, the erosion flux for test T5 decreased to reach similar values to those obtained for test T2 at the highest velocity ($E_{p1} = 4 - 4.5 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$).

3- IV.4.3.2. Deposition of seeding sediments: Phase P2

The characteristics of seeded sediment for the first test (T1) were unknown (Table 1), and therefore results regarding sediment deposition were not presented for this test. However, for all of the other tests, the particle deposition during the second experimental phase (P2, Fig. 5.A) was significant and generally resulted in an exponential decrease of the normalized suspended sediment concentration ($SSC(t)/SSC(t_0)$). For all of the tests in the presence of vegetation (T2 to T5), the decay in the normalized concentrations was stronger than for the reference test. The tests with low seagrass densities (T2 and T3) presented the lowest decrease in normalized sediment concentrations, mainly when the free-stream velocity was high ($U_\infty = 0.4 - 0.3 \text{ m.s}^{-1}$). Tests T4 and T5 had a high decrease in normalized suspended sediment concentrations from $U_\infty = 0.3 \text{ m.s}^{-1}$ and at lower velocities. Note that during the first velocity step ($U_\infty = 0.4 \text{ m.s}^{-1}$) for the reference test, the normalized sediment concentrations increased slowly, indicating the absence of deposition but still significant erosion.

The deposition fluxes (D_{p2}) obtained for all of the vegetated beds (T2 to T5, $D_{p2} = 0.8 - 28 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) were higher than those obtained for the reference test (Tsed, $D_{p2} = 0 - 17 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, Fig. 5B). At low velocities ($U_\infty = 0.1 - 0.3 \text{ m.s}^{-1}$), lower D_{p2} values ($10 - 20 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) were obtained for the lowest (T2 and T3) and highest (T5) developed seagrass beds, while the highest values ($D_{p2} = 17 - 28 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) were found for the T4 seagrass bed. On the contrary, at the highest velocity ($U_\infty = 0.4 \text{ m.s}^{-1}$), test T5 had the highest deposition fluxes ($D_{p2} = 8 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), despite the high bottom shear stress.

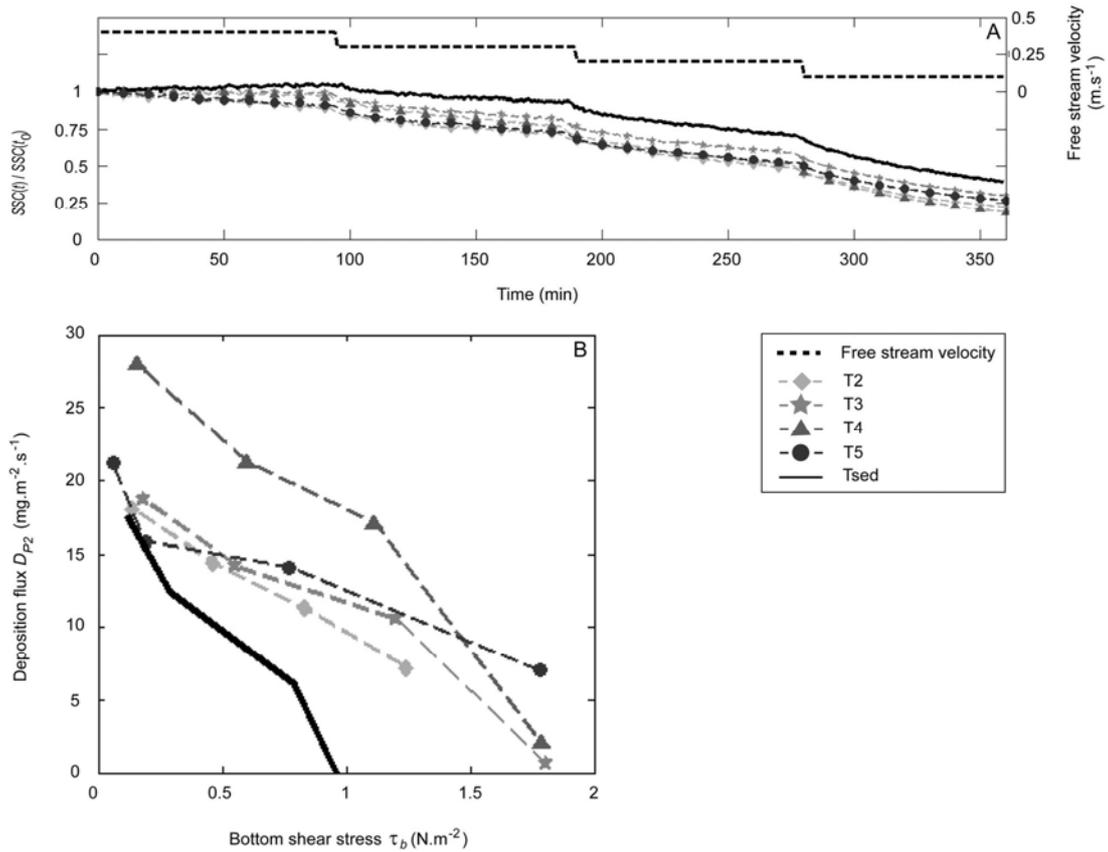


Fig. 5: (A) Time series of the normalized suspended sediment concentration during the second experiment phase (P2) over different densities of *Zostera noltii* (T2 to T5, dashed lines) and over the reference (Tsed, solid black line). The bold dashed black line corresponds to the free-stream velocity applied at each velocity step. (B) Relationship between the deposition fluxes at each velocity step and the bottom shear stress (derived from TKE) above vegetated beds (T2 to T5) and a bare mud bed (Tsed).

3- IV.4.3.3. Erosion of fresh deposited sediments: Phase P3

For all of the tests (T2 to T5 and Tsed) during the third experimental phase (P3), a stair-step shape of the time series of suspended sediment concentration (SSC, Fig. 6A) was observed. The resuspension of freshly deposited sediments appeared to be higher for more-developed seagrass beds (T5). In contrast, for less-developed seagrass beds, the SSC levels were lower (T2). The concentration levels obtained for the reference case ranged between the extreme levels obtained for the vegetated beds.

The comparison of the relationship between erosion fluxes (E_{P3}) and bottom shear stress (τ_b , Fig. 6B) demonstrated a limitation of the resuspension for low to moderate seagrass development

(T2 to T4) at low velocities ($U_\infty = 0.1 - 0.2 \text{ m.s}^{-1}$), compared with the reference test (Tsed). On the contrary, for the most developed seagrass bed (T5), the erosion fluxes were higher than those of the reference test. Finally, the erosion fluxes generally decreased, in the T3 to T5 and Tsed tests from the third velocity step ($U_\infty = 0.3 \text{ m.s}^{-1}$) to the fourth ($U_\infty = 0.4 \text{ m.s}^{-1}$).

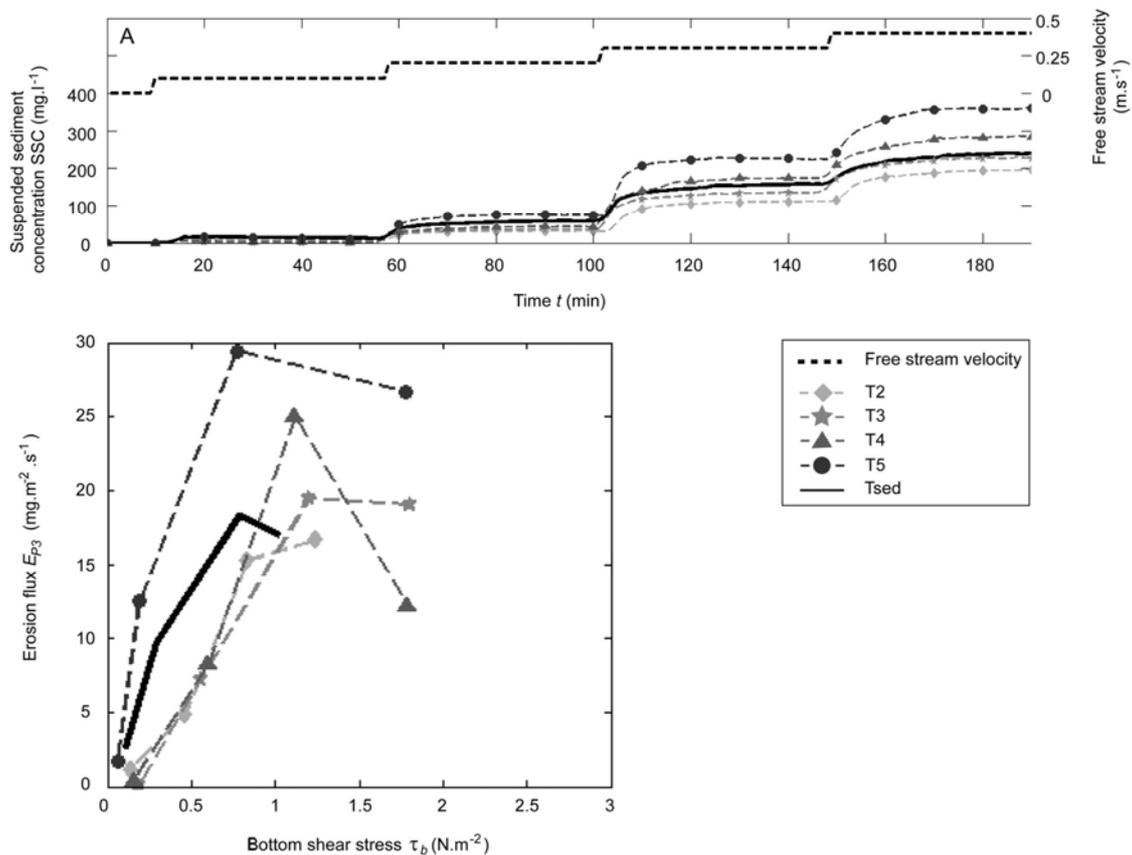


Fig. 6: (A) Time series of the suspended sediment concentration during the third experimental phase (P3) over different densities of *Zostera noltii* (T2 to T5, dashed lines) and over the reference (Tsed, solid black line). The bolded dashed black line corresponds to the free stream velocity applied at each velocity step. (B) Relationship between the erosion fluxes at each velocity step and the bottom shear stress (derived from TKE) above vegetated beds (T2 to T5) and a bare mud bed (Tsed).

3- IV.4.4. Bed sediment characteristics

The characteristics of the bed sediments sampled on the field before the experiment (Table 1) demonstrated a 2.4-fold increase in mud content (C_{mud}) from test T1 ($C_{mud} = 24.4 \%$) to T5 ($C_{mud} = 56.8 \%$). This rise in mud content was associated with a general decrease in dry density (ρ_{dry} ranged from 906 to 700 kg.m⁻³ for T1 and T4, respectively). For the bed sediments sampled after the flume

experiment, the same trends were also found ($C_{mud} = 26.3\%$, $\rho_{dry} = 1198 \text{ kg.m}^{-3}$ and $C_{mud} = 53.8\%$, $\rho_{dry} = 715 \text{ kg.m}^{-3}$ for T1 and T5, respectively). The sediment characteristics of the test T5ed before and after the flume experiment were similar to those obtained for the test T1 before and after the flume experiment. For all of the tests, the comparison of sediment characteristics before and after the flume experiment showed a general increase in the dry density, while no significant changes were found for the mud content.

3- IV.5. Discussion

3- IV.5.1. *Zostera noltii* canopies response to their ambient flow

As reported by many authors (e.g., Peralta et al., 2008 ; Widdows et al., 2008), the canopy height (H_{c_m} , measured from digital photography analysis) decreased during increasing free stream velocity (Fig. 7) as a response of the bending of leaves.

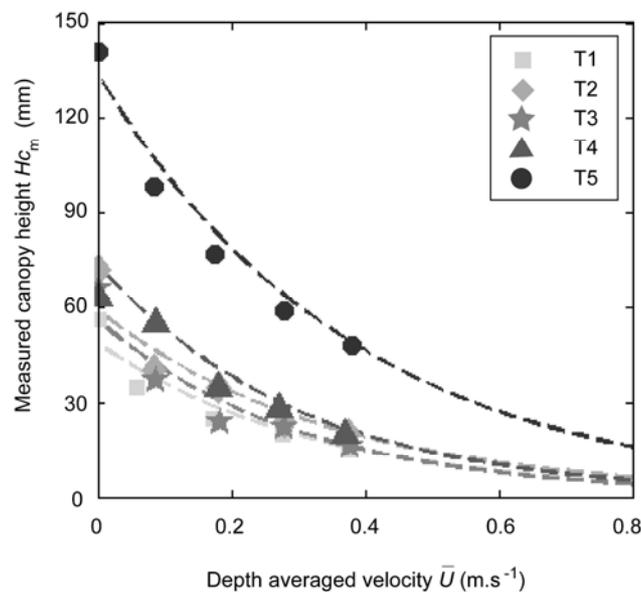


Fig. 7: Relationship between the canopy height bent under hydrodynamics and the depth averaged velocity for different seagrass densities (T1 to T5). For velocities equal to zero, the leaf length (L_{leaf}) values were used. The exponential regressions (dashed lines) are also drawn.

The canopy deflection reduced the canopy volume, resulting in a high-density leaf layer near the bottom. In cases of considerably deflected canopies, at high flow velocities, the contact between the leaves themselves may limit the bending. This damped bending was demonstrated by the

exponential fit of the data when comparing the canopy height and depth-averaged velocities (Fig. 7). Thus, canopy bending was not a linear function of current velocity but integrated both the ambient current velocity and vegetation characteristics (i.e., leaf density, leaf length). Also, we found a good parameterization of the canopy height (RMSE = 3.18 mm, Fig. 8) depending on the LAI (derived from the leaf density, leaf length and leaf width) and the depth averaged velocity. Although this parameterization is species-specific, it will be of potential interest for numerical modeling because mathematical formulations used to simulate flow in the presence of submerged vegetation require this parameter (Abdelrhman, 2003; Uittenbogaard, 2003; Abdelrhman, 2007; Nepf et al., 2007b).

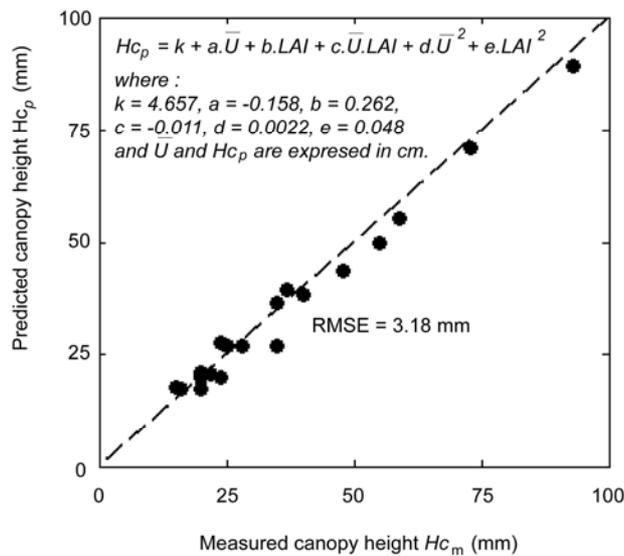


Fig. 8: Scatter plot of the predicted canopy height (parameterized using the presented relationship) versus the measured canopy height. The RMSE and unity line (dashed black line) are also given.

3- IV.5.2. Flow modification by *Zostera noltii* canopy

The vertical velocity profiles (Fig. 2) demonstrated the significant impact of *Zostera noltii* canopies on the near-bed flow reduction, despite their considerably shorter leaves compared with the taller species previously studied (Fonseca and Fisher, 1986; Gacia et al., 1999; Koch, 1999; Granata et al., 2001; Hendriks et al., 2008). Density-dependent flow reduction within the canopy has been well-established in numerous studies (Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Neumeier and Amos, 2004; Peterson et al., 2004; Nepf et al., 2007b). The present study agrees with this concept but highlights additional processes that affect velocity attenuation in flexible vegetation. A leaf-density threshold was suggested by the relationship between the velocity attenuation and depth-averaged velocity (Fig. 9). For low leaf densities (tests T1 to T3, $D_{leaf} = 26\ 650$ to $42\ 540\ m^{-1}$,

respectively), the velocity within the canopy was more efficiently damped at lower flow velocities. On the contrary, for high leaf densities (tests T4 and T5, $D_{leaf} = 51\ 080$ and $80\ 940\ m^{-1}$, respectively) the velocity attenuation was stronger at higher flow velocity. These different patterns for flow attenuation could be explained by the competition between (i) the blockage effect of the canopy and the resulting flow attenuation within the canopy, related to the flow deflection above the canopy (Fonseca and Koehl, 2006), and (ii) the local flow acceleration between leaves inside the canopy (Fonseca et al., 1983). For low leaf densities, an increase in the free-stream velocity will slightly increase the apparent leaf density. However, the local flow acceleration between leaves will dominates over the blockage effect, resulting in a lower velocity attenuation than for high leaf densities. In this latter case, an increase in free velocity will constrict the canopy and enhance the blockage effect more than enhancing local flow acceleration, resulting in more-effective velocity attenuation. Moreover, the largest velocity attenuations were associated with the development of a skimming flow above the canopy when velocities were $> 0.2\ m.s^{-1}$ which was more apparent with increasing current velocity.

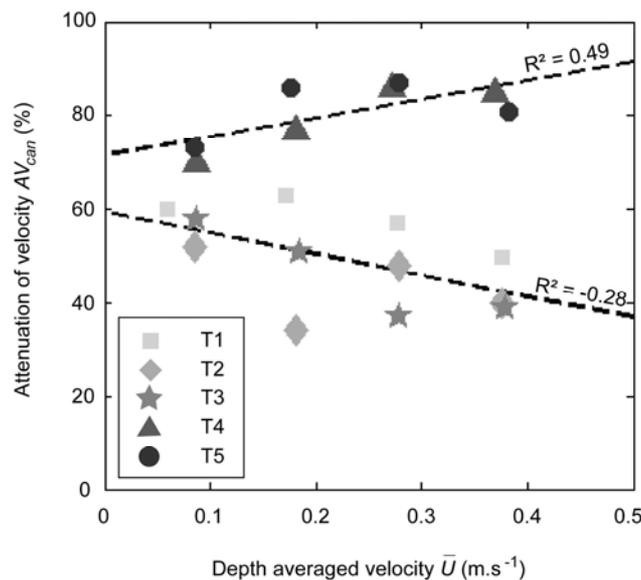


Fig. 9: Relationship between the attenuation of velocity inside the canopy and the depth-averaged velocity for different seagrass densities (T1 to T5). Linear regressions (dashed lines) for the low (T1, T2 and T3) and high density tests (T4 and T5) are also presented associated with their correlation coefficient (R^2).

Gambi et al. (1990) recorded a 10-fold increase in turbulence at the canopy-water interface and within the canopy of *Zostera marina*. Widdows et al. (2008) found a comparable increase of turbulence for *Z. noltii* beds. Our results also demonstrated an increase in the *TKE* just below the

water-canopy interface and near the bottom (compared with an unvegetated bed). However, the turbulence enhancement was less pronounced than those found by these authors (less than 4-fold at the water-canopy interface and less than 2.5-fold near the bottom, Fig. 3 and Fig. 10, respectively). Moreover, a trend of decreasing the bottom shear stress for high vegetation densities (more developed seagrass; test T5) was found: at a high vegetation density, the higher canopy constriction reduced the inter-leaf spacing and flow penetration into the canopy, thus reducing turbulence through vortex shedding by the canopy (Gambi et al., 1990; Ackerman and Okubo, 1993; Fonseca and Koehl, 2006).

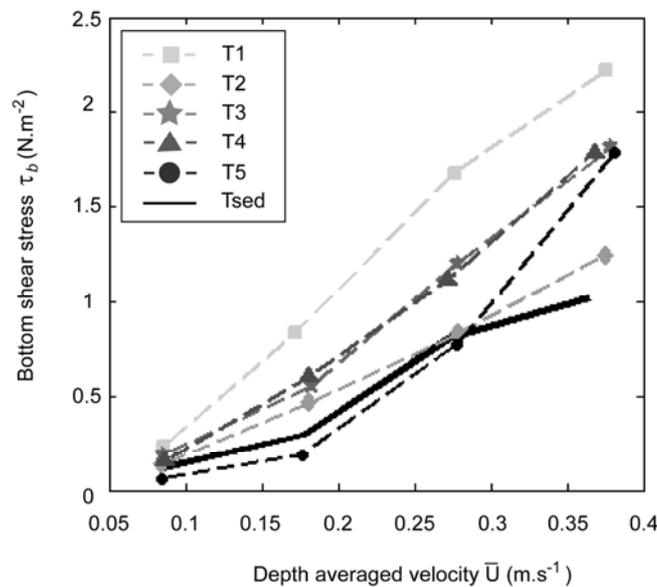


Fig. 10: Relationship between the bottom shear stress (derived from TKE) and the depth-averaged velocity for different densities of seagrass beds (T1 to T5, dashed marked lines) and for bare mud (Tsed, solid black line).

Our results also suggest a linear relationship (Fig. 11) between the canopy height (H_{c_m}) and the height of the maximum TKE value (called H_{TKE}). Also, H_{TKE} appeared equal to 0.7-fold the canopy height and was not strictly at the water-canopy interface, as has already been demonstrated in previous studies performed on both rigid and flexible plant species (Sand-Jensen and Pedersen, 1999; Neumeier and Amos, 2004; Widdows et al., 2008; Chen et al., 2011). This lower maximum turbulence zone could be attributed to the very high leaf flexibility, which formed a dense leaf layer with a lower drag because the leaves were horizontally aligned with the flow (Madsen et al., 2001; Fonseca et al., 2007). The maximum turbulence zone could also correspond to the upper part of the canopy layer, where leaves were dense but not horizontal, just below the low-drag layer.

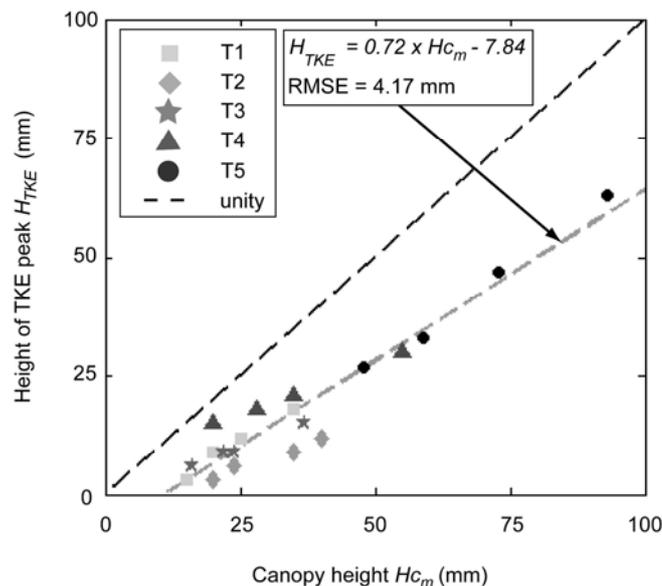


Fig. 11: Relationship between the height of the maximum TKE value and the measured canopy height for the different densities of seagrass (T1 to T5). The linear regression (dashed grey line), its equation and the RMSE between the observed H_{TKE} and predicted H_{TKE} are also given.

3- IV.5.3. Interpreting the consequences of the seagrass density and flexibility for sediment erosion and deposition

The highlighted effects of the development and flexibility of vegetation on velocity and turbulence also affect the capacity of *Z. noltii* canopies to protect sediment from erosion and favor sediment deposition (Peralta et al., 2008; Widdows et al., 2008). Our results demonstrated the significant capacity of *Z. noltii* canopies to prevent sediment erosion and to enhance sediment deposition, despite the higher bottom shear stress beds compared with the unvegetated bed. The differences in erosion the fluxes (Fig. 12A) obtained during the first experimental phase (P1) for lower leaf densities (i.e., tests T1, T2 and T3) were mostly controlled by the physical properties of sediments including a decrease of the dry density and increase of the mud content, affecting the sediment erodibility (Mitchener and Torfs, 1996; Ganthy et al., 2011; Jacobs et al., 2011). However, these changes in bed sediment properties were a consequence of vegetation development throughout the vegetation growth (Heiss et al., 2000; Bos et al., 2007; Ganthy et al., 2010; van Katwijk et al., 2010). For comparable sediment characteristics (i.e., comparable erodibility behavior), the bed protection against sediment erosion was more efficient for seagrass beds with a higher canopy height (and LAI, test T5), despite a lower leaf density (Fig. 12A, tests T4 and T5). This result could be related to the height of the skimming flow (high flow velocity above the top of the canopy),

which helped to protect the bed from erosion at both high and low current velocities (Peralta et al., 2008; Widdows et al., 2008). Furthermore, because in test T4, the canopy was constricted closer to the bed than in test T5, flapping leaves may contribute physically, by hitting the bed, to destabilize the bed sediments, leading to higher erosion fluxes.

A clear relationship between leaf density and sediment trapping was found at low to moderate velocities (Fig. 12B), when leaf bending was lower, resulting in an “open” canopy. In this case, most of the suspended particles transported within the canopy are likely to collide with the leaves, leading to their capture by loss of momentum (Ackerman, 2002; Hendriks et al., 2008). Also, the probability of a particle hitting a leaf increased with the leaf density. In contrast, at a high flow velocity ($U_{\infty} = 0.4 \text{ m.s}^{-1}$), the highest canopy (despite the lowest leaf density; test T5) was more efficient at particle trapping. This finding could be explained by the larger amount of water, and thus suspended sediments, passing through the higher canopy (Peralta et al., 2008). In agreement with previous studies, our results demonstrated the decrease in sediment trapping efficiency for smaller canopies compared with taller canopies (Heiss et al., 2000; Mellors et al., 2002; Peralta et al., 2008). This process could be strengthened by the presence of the shear layer induced by the high leaf density and canopy height (Nepf, 1999). Indeed, for submerged canopies, the drag discontinuity at the top of the canopy produces coherent vortices through the Kelvin-Helmoltz instabilities (Brown and Roshko, 1974; Ikeda and Kanazawa, 1996; Ghisalberti and Nepf, 2002; Ghisalberti and Nepf, 2006). These structures lead to waving of the canopy (e.g., monamis; Ackerman and Okubo, 1993) and enhance the vertical transport between the canopy and the overlying open water (Koch, 1999; Ghisalberti and Nepf, 2002). The depth to which these vortices penetrate into the canopy is determined by the structure of the canopy (i.e., bulk resistance). Generally, the vortices do not penetrate to the bed, with the result that vertical mixing and turbulence are reduced near the bed and do not alter the protection against erosion played by seagrass canopies but instead enhance sediment deposition (Nepf and Vivoni, 2000; Nepf et al., 2007b).

The results obtained during the third experimental phase (P3) suggest that the decrease in suspended sediment concentration during the deposition phase (P2) cannot be solely related to sediment deposition onto the bed. Indeed, a relationship between erosion fluxes (E_{p3}) and the LAI was found (Fig. 13), indicating a significant sediment deposition on leaves, which is easily resuspended when the current velocity increases.

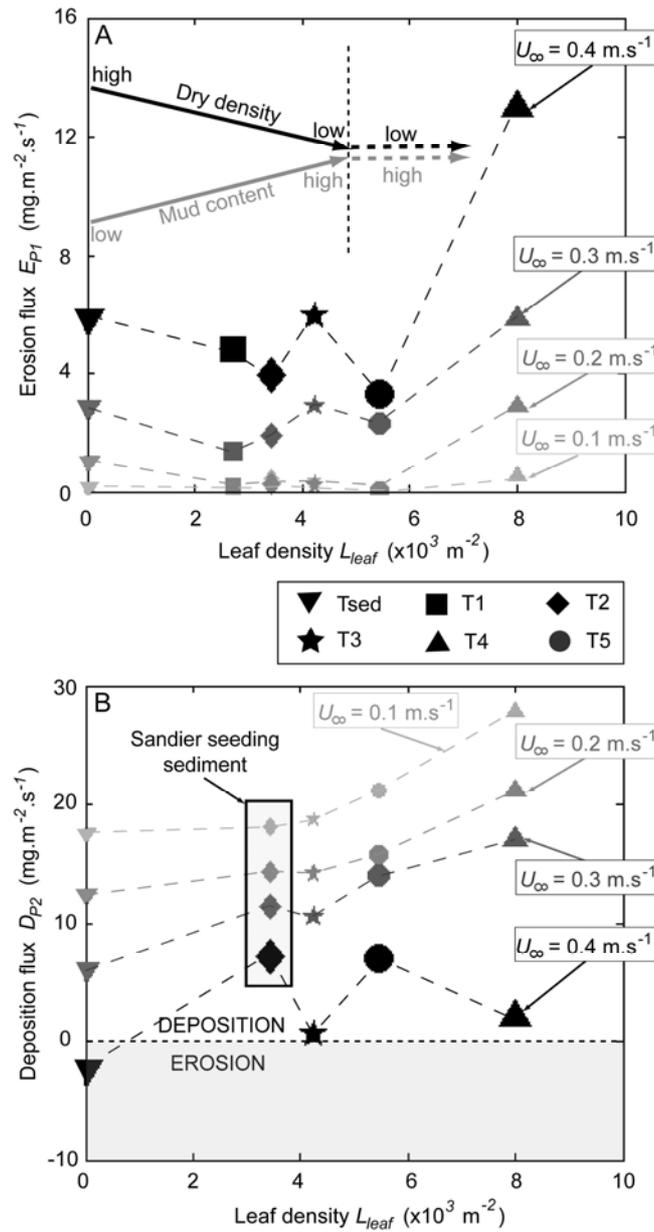


Fig. 12: (A) Relationship between the erosion fluxes (E_{P1}) for the first experimental phase (P1) and the leaf density (D_{leaf}) for different densities of seagrass (T1 to T5) and for the reference bed (Tsed), depending on the applied free stream velocities (U_{∞}). (B) Relationship between the deposition fluxes (D_{P2}) for the second experimental phase (P2) and the leaf density (D_{leaf}) for different densities of seagrass (T1 to T5) and for the reference bed (Tsed), depending on the applied free stream velocities (U_{∞}).

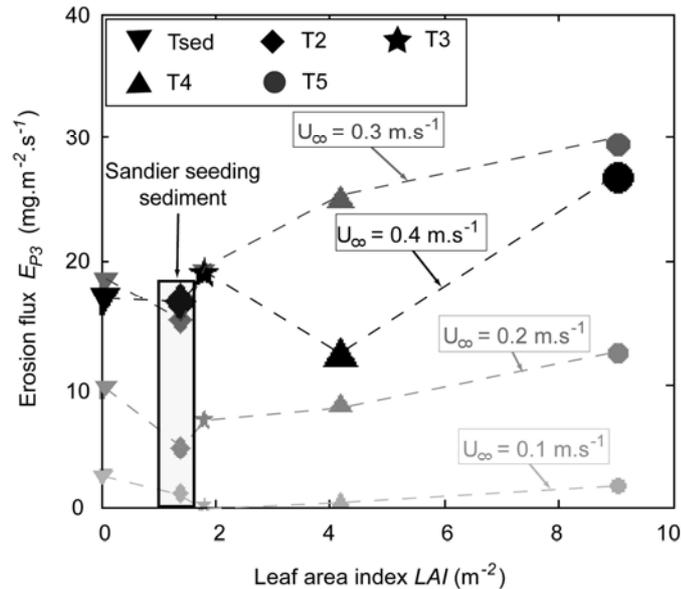


Fig. 13: Relationship between the erosion fluxes (E_{p3}) for the third experimental phase (P3) and the leaf area index (LAI) for different densities of seagrass (T1 to T5) and for the reference bed (Tsed), depending on the applied free stream velocities (U_∞).

3- IV.5.4. Implications for sediment dynamics at a seasonal scale

The impact of *Zostera noltii* on near-bed hydrodynamics, sediment resuspension and deposition is likely to vary seasonally, due to leaf growth in the spring-summer period and their subsequent degeneration in autumn-winter. The present study was conducted from March to September, a representative period of contrasting above-ground seagrass biomass and densities. In most cases, the protection from erosion played by seagrass canopies was significant compared with bare sediments. The canopy development (increasing of density and height) increased this stabilization effect. Moreover, the *Z. noltii* root/rhizome system was proved to strongly contribute to the stabilization of the bed sediment in the same environment (Ganthly et al., 2011). Seagrass meadows are also able to stabilize colonized tidal flats at the long term. During a high development period, the dominant process is the damping of hydrodynamics, while during a low development period, stability is ensured mostly through the presence of the root/rhizome system.

Furthermore, for low to moderate seagrass developments ($D_{leaf} > 6.10^3 \text{ leaf.m}^{-2}$), the efficiency for sediment deposition on the sediment bed by seagrass canopies was found to be density-dependent for low to moderate velocities. In periods of significant inputs of suspended sediments, significant deposition and subsequent accretion may occur during the seagrass growth period. When the leaf densities had increased (while $D_{leaf} < 6.10^3 \text{ leaf.m}^{-2}$), the near-bed turbulence

decreased, resulting in a higher trapping of finer particles associated with an increase of mud content along the growth period, as described by Ganthy et al. (2010). However, for higher seagrass densities ($D_{leaf} > 6.10^3 \text{ leaf.m}^{-2}$), the sediment deposition on the bed was reduced at a high current velocity ($U_{\infty} = 0.4 \text{ m.s}^{-1}$) through the deflection of the flow. At lower velocities, the sediment deposition could become ineffective because most of the deposition occurred on leaves and may be resuspended. Finally, during the degenerating period of leaves (autumn), generally associated with energetic wave events, finer sediments in the vegetated areas could be slowly eroded compared with unvegetated sediments, resulting in a sand enrichment of surficial sediments, as demonstrated by Ganthy et al. (2010).

3- IV.6. Conclusion

The flume experiments were performed using samples of *Zostera noltii* meadows in their natural bed during contrasting stages of their seasonal growth. These experiments facilitated the identifications of important variations and threshold development effects related to the impact of seagrass canopy flexibility on hydrodynamics, sediment accretion and the bed stability of intertidal areas.

In general terms, the highest vegetation densities are the most efficient at increasing the flow attenuation, and a high flow velocity results in larger attenuation. This result was explained by the more-deflected flow in denser canopies at high velocities. Bottom shear stress is significantly enhanced by the presence of vegetation. However, an increasing vegetation density damps this effect by favoring the flow deflection and the establishment of the skimming flow. The presence of the skimming flow high above the bed significantly increases the bed protection against erosion. The efficiency for sediment trapping by seagrass canopies was generally found to be density-dependent. At higher current velocities, the canopy height was found to be more crucial than the leaf density. However, for a very high leaf area index ($LAI > \sim 6$), deposition was found to occur mostly on leaves, resulting in easier resuspension and less efficient sediment deposition on the bed than for a lower leaf density.

3- IV.7. Acknowledgement

This work was a part of the French project EC2CO-EMPHASE, funded by INSU-CNRS, IFREMER (the French institute for Research and Sea Exploitation) and SIBA (Arcachoon Lagoon District Organization). We would like to particularly thank IFREMER and SIBA for their technical and

instrumental support, the crew of the RV PLANULA IV (INSU) and all of the members of the EPOC laboratory (technicians, engineers and researchers) who volunteered their time and assistance during the field experiments.

3- IV.8. References

- Abdelrhman, M.A., 2003. Effect of eelgrass *Zostera marina* canopies on flow and transport. Marine Ecology Progress Series 248, 67-83.
- Abdelrhman, M.A., 2007. Modeling coupling between eelgrass *Zostera marina* and water flow. Marine Ecology Progress Series 338, 81-96.
- Ackerman, J.D., 2002. Diffusivity in a marine macrophyte canopy: implications for submarine pollination and dispersal. Aquatic Botany 89, 1119-1127.
- Ackerman, J.D., Okubo, A., 1993. Reduced mixing in a marine macrophyte canopy. Functional Ecology 7, 305-309.
- Amos, C.L., Bergamasco, A., Umgiesser, G., Cappucci, S., Cloutier, D., DeNat, L., Flindt, M., Bonardi, M., Cristante, S., 2004. The stability of tidal flats in Venice Lagoon---the results of in-situ measurements using two benthic, annular flumes. Journal of Marine Systems 51, 211-241.
- Auby, I., Labourg, J.-P., 1996. Seasonal dynamics of *Zostera noltii* Hornem. in the bay of Arcachon (France). Journal of Sea Research 34, 269-277.
- Bos, A.R., Bouma, T.J., de Kort, G.L.J., van Katwijk, M.M., 2007. Ecosystem engineering by annual intertidal seagrass beds: Sediment accretion and modification. Estuarine, Coastal and Shelf Science 74, 344-348.
- Bouma, T.J., De Vries, M.B., Low, E., Peralta, G., Tànczos, I.C., Van De Koppel, J., Herman, P.M.J., 2005. Trade-offs related to ecosystem engineering: a case study on stiffness of emerging macrophytes. Ecology 86, 2187-2199.
- Brown, G.L., Roshko, A., 1974. On density effects and large structure in turbulent mixing layers. Journal of Fluid Mechanics 64, 775-816.
- Chen, S.C., Kuo, Y.M., Li, Y.H., 2011. Flow characteristics within different configurations of submerged flexible vegetation. Journal of Hydrology 298, 124-134.
- Duarte, C.M., Chiscano, C.L., 1999. Seagrass biomass and production: a reassessment. Aquatic Botany 65, 159-174.
- Fonseca, M.S., Fisher, J.S., 1986. A comparison of canopy friction and sediment movement between four species of seagrass with reference to their ecology and restoration. Marine Ecology Progress Series 29, 15-22.
- Fonseca, M.S., Koehl, M.A.R., 2006. Flow in seagrass canopies: The influence of patch width. Estuarine, Coastal and Shelf Science 67, 1-9.
- Fonseca, M.S., Koehl, M.A.R., Kopp, B.S., 2007. Biomechanical factors contributing to self-organization in seagrass landscapes. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 340, 227-246.
- Fonseca, M.S., Zieman, J.S., Thayer G.W., Fisher, J.S., 1983. The Role of Current Velocity in Structuring Eelgrass (*Zostera marina* L.) Meadows. Estuarine, Coastal and Shelf Science 17, 367-380.

- Gacia, E., Duarte, C.M., 2001. Sediment Retention by a Mediterranean *Posidonia oceanica* Meadow: The Balance between Deposition and Resuspension. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 52, 505-514.
- Gacia, E., Duarte, C.M., Marbà, N., Terrados, J., Kennedy, H., Fortes, M.D., Tri, N.H., 2003. Sediment deposition and production in SE-Asia seagrass meadows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 56, 909-919.
- Gacia, E., Granata, T.C., Duarte, C.M., 1999. An approach to measurement of particle flux and sediment retention within seagrass (*Posidonia oceanica*) meadows. *Aquatic Botany* 65, 255-268.
- Gambi, M.C., Nowell, A.R.M., Jumars, P.A., 1990. Flume observations on flow dynamics in *Zostera marina* (eelgrass) beds. *Marine Ecology Progress Series* 61, 159-169.
- Ganthy, F., Sottolichio, A., Verney, R., 2010. Dynamique sédimentaire d'un estran lagunaire colonisé par un herbier de zostères (Bassin d'Arcachon, France), in: Paralia CFL (Ed.), XI^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Les Sables d'Olonne, 22-25 juin.
- Ganthy, F., Sottolichio, A., Verney, R., 2011. The Stability of Vegetated Tidal Flats in a Coastal Lagoon Through Quasi In-Situ Measurements of Sediment Erodibility, *Journal of Coastal Research*, pp. 1500-1504.
- Ghisalberti, M., Nepf, H.M., 2002. Mixing layer and coherent structures in vegetated aquatic flows. *Journal of Geophysical Research* 3, 1-11.
- Ghisalberti, M., Nepf, H.M., 2006. The Structure of the Shear Layer in Flows Over Rigid and Flexible Canopies. *Environmental Fluid Mechanics* 6, 277-301.
- Granata, T.C., Serra, T., Colomer, J., Casamitjana, X., Duarte, C.M., Gacia, E., 2001. Flow and particle distribution in a nearshore seagrass meadow before and after a storm. *Marine Ecology Progress Series* 218, 95-106.
- Heiss, W.M., Smith, A.M., Probert, P.K., 2000. Influence of the small intertidal seagrass *Zostera novazelandica* on linear water flow and sediment texture. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 34, 689-694.
- Hendriks, I.E., Bouma, T.J., Morris, E.P., Duarte, C.M., 2010. Effects of seagrasses and algae of the *Caulerpa* family on hydrodynamics and particle-trapping rates. *Marine Biology* 157, 473-481.
- Hendriks, I.E., Sintès, T., Bouma, T.J., Duarte, C.M., 2008. Experimental assessment and modeling evaluation of the effects of the seagrass *Posidonia oceanica* on flow and particle trapping. *Marine Ecology Progress Series* 356, 163-173.
- Hily, C., Sauriau, P.-G., Auby, I., 2007. Protocoles suivi stationnel des herbiers à zostères pour la Directive Cadre sur l'Eau (DCE). IFREMER, p. 10.
- Ikeda, S., Kanazawa, M., 1996. Three-dimensional organized vortices above flexible water plants. *Journal of Hydraulic Engineering* 122, 634-640.
- Jacobs, W., Le Hir, P., Van Kesteren, W., Cann, P., 2011. Erosion threshold of sand-mud mixtures. *Continental Shelf Research* 31, S14-S25.
- Koch, E.W., 1999. Sediment resuspension in a shallow *Thalassia testudinum* banks ex König bed. *Aquatic Botany* 65, 269-280.
- Koch, E.W., Gust, G., 1999. Water flow in tide- and wave-dominated beds of the seagrass *Thalassia testudinum*. *Marine Ecology Progress Series* 184, 63-72.
- Madsen, J.D., Chambers, P.A., James, W.F., Koch, E.W., Westlake, D.F., 2001. The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. *Hydrobiologia* 444, 71-84.

- Mellors, J., Marsh, T., Carruthers, T.J.B., Waycott, M., 2002. Testing the sediment-trapping paradigm of seagrass: Do seagrasses influence nutrient status and sediment structure in tropical intertidal environments? *Bulletin of Marine Science* 71, 1215-1226.
- Mitchener, H., Torfs, H., 1996. Erosion of mud/sand mixtures. *Coastal Engineering* 29, 1-25.
- Nepf, H.M., 1999. Vertical secondary flows in submersed plant-like arrays. *Limnology and Oceanography* 44, 1072-1080.
- Nepf, H.M., Ghisalberti, M., White, B., Murphy, E., 2007a. Retention time and dispersion associated with submerged aquatic canopies. *Water Resources Research* 43, W04422.
- Nepf, H.M., Vivoni, E.R., 2000. Flow structure in depth-limited, vegetated flow. *Journal of Geophysical Research* 105, 28,547-528,557.
- Nepf, H.M., White, B., Lighthbody, A., Ghisalberti, M., 2007b. Transport in aquatic canopies, in: Gayev Y.A., Hunt J.C.R. (Eds.), *Flow and Transport Processes with Complex Obstructions*, pp. 221-2250.
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research* 27, 1046-1059.
- Neumeier, U., Amos, C.L., 2004. Turbulence Reduction by the Canopy of Coastal *Spartina* Salt-Marshes. *Journal of Coastal Research*, 433-439.
- Neumeier, U., Amos, C.L., 2006. Turbulence Reduction by the Canopy of Coastal *Spartina* Salt-Marshes. *Journal of Coastal Research*, 433-439.
- Orth, R.J., Carruthers, T.J.B., Dennison, W.C., Duarte, C.M., Fourqurean, J.W., Heck, K.L.J., Hughes, A.R., Kendrick, G.A., Kenworthy, W.J., Olyarnik, S., Short, F.T., Waycott, M., Williams, S.L., 2006. A Global Crisis for Seagrass Ecosystems. *BioScience* 56, 987-996.
- Orvain, F., Le Hir, P., Sauriau, P.-G., 2003. A model of fluff layer erosion and subsequent bed erosion in the presence of the bioturbator, *Hydrobia ulvae*. *Journal of Marine Research* 61, 823-851.
- Peralta, G., van Duren, L.A., Morris, E.P., Bouma, T.J., 2008. Consequences of shoot density and stiffness for ecosystem engineering by benthic macrophytes in flow dominated areas: a hydrodynamic flume study. *Marine Ecology Progress Series* 368, 103-115.
- Peterson, C.H., Luettich, J.R.A., Micheli, F., Skilleter, G.A., 2004. Attenuation of water flow inside seagrass canopies of differing structure. *Marine Ecology Progress Series* 268, 81-92.
- Sand-Jensen, K., Pedersen, O., 1999. Velocity gradient and turbulence around macrophyte stands in streams. *Freshwater Biology* 45, 315-328.
- Stapleton, K.R., Huntley, D., 1995. Seabed stress determination using inertial dissipation method and turbulent kinetic energy method. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 807-815.
- Uittenbogaard, R., 2003. Modelling turbulence in vegetated aquatic flows, *International Workshop on Riparian Forest Vegetated Channels: Hydraulic, Morphological and Ecological Aspects*, RIPFOR, Trento, Italy, p. 17 p.
- van der Heide, T., van Nes, E.H., Geerling, G.W., Smolders, A.J.P., Bouma, T.J., van Katwijk, M.M., 2007. Positive Feedbacks in Seagrass Ecosystems: Implications for Success in Conservation and Restoration. *Ecosystems* 10, 1311-1322.
- van Katwijk, M.M., Bos, A.R., Hermus, D.C.R., Suykerbuyk, W., 2010. Sediment modification by seagrass beds: Muddification and sandification induced by plant cover and environmental conditions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 89, 175-181.
- Verduin, J.J., Backhaus, J.O., 2000. Dynamics of Plant-Flow Interactions for the Seagrass *Amphibolis antarctica*: Field Observations and Model Simulations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 50, 185-204.

- Ward, L.G., Kemp, W.M., Boynton, W.R., 1984. The influence of waves and seagrass communities on suspended particulates in estuarine embayment. *Marine Geology* 59, 85-103.
- Widdows, J., Pope, N.D., Brinsley, M.D., Asmus, H., Asmus, R.M., 2008. Effects of seagrass beds (*Zostera noltii* and *Z. marina*) on near-bed hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Ecology Progress Series* 358, 125-126.

3- IV. SYNTHÈSE DU CHAPITRE -3-

Les mesures en laboratoire visant à déterminer les propriétés d'érodabilité des sédiments en présence et en l'absence d'herbiers, associées aux expérimentations en canal à courant ont permis de mettre en évidence, de comprendre et de quantifier les processus à petite échelle en présence des herbiers de *Z. noltii*. La variabilité temporelle des interactions existant entre ces processus, induite par le cycle de croissance saisonnier des herbiers, a également pu être estimée. Des effets de seuil dérivés de ces interactions ont été démontrés sur les processus hydrodynamiques, d'érosion, de dépôt, avec des répercussions sur les propriétés d'érodabilité des sédiments.

Les conclusions de cette étude sont :

- La structure de la canopée des herbiers de *Z. noltii* et sa modification en réponse aux forçages hydrodynamiques et au cycle de croissance saisonnier des herbiers joue un rôle prépondérant dans la modification de l'hydrodynamique et induit des effets en cascade sur les processus sédimentaires d'érosion et de dépôt.
- Les herbiers atténuent la vitesse de l'écoulement au sein de leur canopée en fonction de leur cycle de développement.
- La contrainte de cisaillement près du fond est accrue par rapport à un substrat non végétalisé lorsque l'herbier est faiblement à moyennement développé (2.5 fois) alors qu'elle est diminuée pour un herbier fortement développé (0.6 fois).
- Les herbiers jouent un rôle protecteur contre l'érosion des sédiments à travers la présence de leur rhizosphère et de l'atténuation de l'hydrodynamique.
- Les herbiers constituent des puits de sédiment à travers l'augmentation des flux de dépôt. La remise en suspension des dépôts frais est limitée à faible et moyen développement mais reste importante à fort développement en raison du dépôt principalement réalisé sur les feuilles.

Les processus mis en évidence dans cette étude, permettent de confirmer les hypothèses avancées à partir de la variabilité temporelle des bilans sédimentaires obtenus sur les estrans ateliers

(Ganthy et al., 2010 ; Ganthy et al., under review ; Chapitre -2-). En effet, les évolutions morphologiques et des bilans sédimentaire annuels et saisonniers sont bien le reflet des interactions entre la flexibilité, le niveau de développement, l'écoulement et la dynamique sédimentaire aux petites échelles de temps et d'espace.

Ainsi, durant leur phase de croissance, les herbiers piègent des sédiments. Le piégeage est ensuite limité en raison du dépôt sur les feuilles. Dans le même temps, la rhizosphère accommode l'accrétion sédimentaire et conduit à limiter l'érosion durant l'hiver. Au cours du cycle de croissance, les sédiments superficiels changent en réponse à la modification saisonnière des forçages hydrodynamiques près du fond et de la nature des particules captées par les herbiers.

Enfin, la compréhension fine des processus permet de déterminer les processus dominant à prendre en compte dans un modèle numérique, de même que l'acquisition d'un important jeu de données permettra la calibration de la simulation des processus pris en compte.

CHAPITRE - 4 -

MODELISATION NUMERIQUE EN PRESENCE DE VEGETATION

4- I. INTRODUCTION

Les mesures in situ long terme ont mis en évidence un lien fort entre la présence d'herbier et la morphodynamique des estrans. Il est cependant impossible d'extrapoler ces observations à l'ensemble du bassin, du fait de sa forte hétérogénéité spatiale et temporelle des forçages, de la couverture sédimentaire et des caractéristiques des herbiers. Appréhender cette hétérogénéité et la dynamique sédimentaire associée à partir d'un suivi in situ densifié n'est pas réalisable en raison des coûts importants et des moyens humains et matériels à mobiliser.

Dans ce contexte, la modélisation offre l'opportunité de mener des expériences numériques dans le but de mieux comprendre les influences relatives des processus interagissant, mais également de fournir des prédictions quant aux évolutions morphologiques sur différentes échelles spatiales. Les modèles hydro-sédimentaires sont utilisés dans de nombreux environnements et l'influence de la végétation (en domaine fluvial, subtidal, ou des schorres) sur l'hydrodynamique est généralement simulée en utilisant un fort coefficient de rugosité (z_0) pour les surfaces végétalisées (Temmerman et al., 2005). Cependant cette approche simplifiée ne permet pas de tenir compte de l'influence de la végétation sur la totalité de la hauteur d'eau (ex. écoulement dans la canopée). Dans cette optique, Abdelhrman (2003) propose une formulation reposant sur la combinaison de modèles développés pour la végétation aérienne. (Raupach and Thom, 1981) décrivent l'écoulement dans la canopée selon une loi exponentielle à l'intérieur de la canopée et une modification de la loi de paroi au dessus de la canopée (voir le § 1-II.1.2.3). Cependant, cette méthode n'est pas conservative en terme de flux de masse (Koch et al., 2006 ; Nepf et al., 2007b), et de ce fait, n'est pas adaptée à la modélisation du transport sédimentaire.

Des études récentes en canal à courant ont permis le paramétrage de la turbulence et de la traînée induite par la végétation et de leurs différents sur les profils de vitesse et de turbulence (Nepf, 1999a ; Nepf and Vivoni, 2000 ; Järvelä, 2002 ; Wilson, 2007). Ces mécanismes ont été intégrés dans des modèles hydrodynamiques par l'ajout de termes sources et puits pour la quantité de mouvement, la dissipation et la production turbulente induite par des structures cylindriques (Neary, 2003 ; Uittenbogaard, 2003 ; Khublaryan et al., 2004). Cependant, ces modèles ont généralement été appliqués et testés pour de petites échelles spatiales telles que les études en canal (Baptist, 2003 ; Uittenbogaard, 2003), alors que les études de modélisation pour des échelles spatiales plus importantes (estran, lagune) sont peu nombreuses, principalement en raison du manque de données de terrain permettant la calibration et la validation des modèles (Temmerman et al., 2005).

Dans le contexte local du bassin d'Arcachon, il est important de prendre en compte le plus finement possible les processus et interactions entre herbiers et hydrodynamique dans un objectif de simulation hydro-sédimentaire à grande échelle en présence de végétation. Cette approche comprend la simulation de la flexibilité de la végétation induisant une modification de la distribution verticale de la végétation et des implications en cascade sur l'hydrodynamisme et donc sur la dynamique sédimentaire (Abdelrhman, 2007 ; Bouma et al., 2007).

Jusqu'à présent, la majorité des études visant à modéliser les effets de la végétation sur la modification de l'hydrodynamisme et la dynamique sédimentaire ont porté sur des espèces de grande taille (ex. *Spartina anglica*, *Zostera marina*, *Amphibolis antarctica*) et dans des environnements (en conditions réelles ou en canal) où une part importante de la colonne d'eau était occupée par la végétation (Verduin and Backhaus, 2000 ; Temmerman et al., 2005 ; D'Alpaos et al., 2007). Il existe donc de nombreuses incertitudes quant à la capacité des modèles actuels à reproduire les effets d'espèces de petite taille et/ou lorsque la végétation occupe une faible fraction de la hauteur d'eau. De plus, malgré les avancées technologiques en matière d'outils informatiques, des limitations techniques demeurent pour la réalisation du transfert d'échelle entre des études de modélisation menées à petite échelle d'espace et de temps nécessitant l'adoption de faibles pas de temps et la simulation morphodynamique long-terme (pluri-annuel) à l'échelle d'un estuaire ou d'une baie et intégrant les effets de la végétation.

4- II. OBJECTIFS ET STRATEGIE

4- II.1. Objectifs de l'étude

Dans une perspective de simulation des effets des herbiers de *Zostera noltii* sur les évolutions morphodynamiques à grande échelle d'espace (application au bassin d'Arcachon) et de temps (pluri-annuelles), cette étude se décompose en deux phases :

→ **La première phase** consiste en un exercice de modélisation numérique des processus hydrodynamiques, à petite échelle d'espace et de temps, en interaction avec présence des herbiers de *Z. noltii*. Les objectifs pour la première phase de l'étude sont :

- d'intégrer l'effet de l'espèce *Z. noltii* et de la flexibilité de ses feuilles sur les processus hydrodynamiques dans le modèle hydro-sédimentaire MARS-3D.
- de calibrer ce modèle à petite échelle spatio-temporelle en terme de profils verticaux de vitesse et de contrainte de cisaillement sur le fond.
- de comprendre et d'estimer l'effet des différents paramètres numériques permettant la simulation hydrodynamique en présence de végétation.
- de fournir une première évaluation des capacités et limitation du modèle dans une perspective de simulation à grande échelle

→ **La seconde phase** consiste en une discussion visant à proposer des solutions devant permettre une modélisation pertinente de l'effet des herbiers de *Z. noltii* sur les processus hydrodynamiques et sédimentaire dans une perspective de simulation numérique à l'échelle du bassin d'Arcachon. Les points suivants seront discutés:

- impact de l'hétérogénéité spatiale des herbiers sur les processus contrôlant la dynamique sédimentaire (contrainte de cisaillement sur le fond, mélange vertical).

- les processus sédimentaires à prendre en compte afin de permettre une modélisation réaliste de l'effet des herbiers sur les processus sédimentaires, principalement en terme de vitesse de chute des sédiments.
- la stratégie de modélisation numérique devant permettre la simulation à grande échelle d'espace et de temps.

4- II.2. Stratégie de l'étude

4-II.2.1. Stratégie pour la première phase de l'étude : Modélisation hydrodynamique en présence de végétation flexible

La stratégie mise en place pour cette première phase de l'étude repose sur la modélisation numérique à petite échelle des interactions entre herbiers et hydrodynamique. La végétation est intégrée dans le modèle hydrodynamique MARS-3D à travers la modification de la quantité de mouvement, l'augmentation de la production et de la dissipation turbulence induite par des cylindres verticaux d'après les formulations décrites par Uittenbogaard (2003). La flexibilité est prise en compte selon une méthode semi-empirique basée sur la modification de la hauteur de la canopée, du diamètre apparent des feuilles selon l'écoulement et de la modification de la distribution verticale des cylindres schématisant les feuilles. Les caractéristiques du domaine de simulation sont fixées afin de représenter le canal à courant (Ganthy et al., submitted to ECSS) et le modèle est calibré à partir des profils de vitesse et de la contrainte de cisaillement sur le fond. Une analyse de sensibilité est effectuée sur les principaux paramètres de calibration, mais également sur la résolution du domaine (sur la verticale et l'horizontale).

La première phase de l'étude fait l'objet d'une publication en cours de préparation qui sera soumise à *Continental Shelf Research* (§ 4-III).

4-II.2.2. Stratégie pour la seconde phase de l'étude : Vers la modélisation hydro-sédimentaire à grande échelle

La stratégie pour cette seconde phase (§ 4-IV) repose sur la discussion de l'utilisation du module herbier introduit dans le modèle MARS-3D (voir §4-III ci avant) dans une perspective de

modélisation morphodynamique moyen et long terme appliquée au bassin d'Arcachon. Cette discussion est développée selon trois axes principaux :

- L'effet de l'hétérogénéité spatiale des herbiers et des impacts sur la dynamique sédimentaire sur la base de résultats préliminaires, obtenus suivant différentes configurations (herbier continu ou répartition par patch), sur la distribution verticale de la turbulence et sur la contrainte sur le fond.
- La pertinence et les solutions pour la prise en compte dans le modèle des impacts des herbiers sur la dynamique sédimentaire, à travers (i) les processus d'érosion des sédiments, (ii) les processus de dépôt et (iii) la calibration de la vitesse de chute des sédiments, et en particulier la composante résultant des collisions feuilles-MES.
- Les apports de la modélisation long terme d'un estran schématique en 2DV sur la compréhension du rôle des herbiers et de leur répartition spatiale sur la morphodynamique long terme des zones colonisées ainsi que sur l'évaluation des conséquences de la régression des herbiers. La discussion sera étendue à l'estimation des limitations et des solutions dans une perspective de modélisation à l'échelle du bassin d'Arcachon.

4- III. MODELISATION DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUE EN PRESENCE DE VEGETATION : PUBLICATION

Modelling the Water Flow in Presence of Small and Flexible Seagrass (*Zostera noltii*)

Florian Ganthy^{a,b,*}, Romaric Verney^a and Aldo Sottolichio^b

^a IFREMER, Département Dynamique de l'Environnement Côtier, équipe PHYSED, BP 70, 29280 Plouzané, France.

^b EPOC, CNRS, Université Bordeaux 1, Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex, France.

Publication en préparation, sera soumise à *Continental Shelf Research*

4- III.1. Abstract

The three-dimensional hydrodynamic model MARS-3D was implemented in order to take account for small and flexible seagrass on hydrodynamics. The effect of vegetation on hydrodynamics was taken into account through the impact of cylindrical plant structures leading to additional source terms on drag and turbulent production and dissipation using the k- ϵ turbulence closure model. We introduced the bending throughout variables describing the vegetation: (1) the modification of canopy height, (2) the modification of the diameter of cylindrical plant structure, induced by changing the angle between the leaf and the bottom, and (3) the modification of vertical distribution of plant elements related to modified canopy height. A two vertical dimension (2DV) flume-like domain was defined to reproduce hydrodynamical conditions of flume experiments used for the calibration. The model was calibrated against velocity profiles sampled during our flume experiments. A reasonably good agreement between the simulated and measured velocity profiles was provided by the model in presence of vegetation, both for the velocity intensity and the shape of the profile. Sensitivity analysis performed over both calibration parameters and domain discretization shown that the model is sensitive to the parameters describing the vegetation shape and density. While the representation of a finite patch of vegetation and the model calibration with velocity profiles measured at a fixed distance downstream the leading edge of the vegetation demonstrated the good simulation of the flow establishment within the vegetation patch and associated decrease of the bottom shear stress. The accuracy of our model was found related to the vertical discretization of the computational grid but remains acceptable. We estimated the minimum number of computational nodes inside the vegetation canopy at two for a good simulation of the velocity. These model specifications will allow a good simulation of the impact of these short leaves seagrass on hydrodynamics at the scale of tidal environments (tidal flat, bay). Finally, using small horizontal discretization for the computational grid, the model was able to simulate the development of coherent vortices associated with waving canopy height (i.e. monamis).

Keywords: Seagrass beds, *Zostera noltii*, Numerical hydrodynamics modelling, Velocity profiles, Monamis.

4- III.2. Introduction

Seagrasses develop extensive underwater meadows in coastal areas around the world. They enhance biodiversity, biomass, primary and secondary production as their canopies provide habitat and food for organisms (Duarte and Chiscano, 1999). Seagrass beds are not only affected by physical forcing but also modify hydrodynamics inside and around them (Gacia et al., 1999; Madsen et al., 2001). By damping hydrodynamic energy from tidal currents (Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Hendriks et al., 2008; Widdows et al., 2008) and waves (Koch, 1999; Koch and Gust, 1999), seagrass canopies can strongly affect the transport of sediments and related erosion-deposition processes (Ward et al., 1984; Gacia et al., 1999; Gacia and Duarte, 2001; Gacia et al., 2003; Amos et al., 2004).

Changes in hydrodynamics outside and inside seagrass canopies require investigating how plants affect the flow and vice versa. However, seagrass meadows are comprised of a wide variety of species, and investigations have mainly focused on the modifications of hydrodynamics by long-leaf seagrass beds, including *Posidonia oceanica* (Gacia and Duarte, 2001; Granata et al., 2001; Hendriks et al., 2008), *Zostera marina* (Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Fonseca and Koehl, 2006), *Syringodium filiforme* (Fonseca and Fisher, 1986), *Rupia maritime* (Ward et al., 1984) or *Thalassia testudinum* (Fonseca and Fisher, 1986; Koch, 1999; Koch and Gust, 1999). All these studies demonstrated significant differences between species for water flow modifications, depending on the shape (Fonseca and Fisher, 1986), stiffness (Ghisalberti and Nepf, 2006; Peralta et al., 2008), density (Gambi et al., 1990; Peterson et al., 2004; van der Heide et al., 2007; Widdows et al., 2008), vertical distribution of biomass (Fonseca and Fisher, 1986; Bouma et al., 2005) and the fraction of water column they occupy (Ward et al., 1984; Bouma et al., 2005). It is generally assumed that for submerged seagrasses, current velocities are reduced within the canopy. This flow reduction is usually accompanied by an increase in flow above the canopy relative to the ambient flow due to its deflection above the canopy and a loss of momentum within the canopy (Fonseca et al., 1983; Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Verduin and Backhaus, 2000; Peterson et al., 2004). This high flow layer is usually named as skimming flow. The lower part of the skimming flow is generally associated with a high turbulence region while turbulence decreases towards the bed, possibly affecting sediment erosion, deposition and the vertical mixing (Nepf and Vivoni, 2000; Neumeier and Amos, 2006; Neumeier, 2007; Hendriks et al., 2008; Hendriks et al., 2010). (Ghisalberti and Nepf, 2002) also demonstrated that a mixing layer developed at the top of the canopy leading to the development of coherent vortices induced by Kelvin-Helmholtz instabilities. These coherent vortices have been largely observed into terrestrial (Raupach et al., 1996) and aquatic canopies

(Brown and Roshko, 1974; Ikeda and Kanazawa, 1996; Ghisalberti and Nepf, 2002) and are known to interact with flexible vegetation through the generation of synchronous and large-amplitude waving of canopies (called “monamis” by (Ackerman and Okubo, 1993)). Furthermore, the vortices are also believed to enhance the vertical transport at the canopy-water interface (Koch and Gust, 1999; Ghisalberti and Nepf, 2002) with a potential increase in larval recruitment (Grizzle et al., 1996) and thus on sediment deposition.

Few of these studies modelled the interaction between currents and seagrass. However, models can be useful to better identify separated processes, or to predict the implications of the presence of seagrass beds on the sedimentation, morphological evolutions on coastal areas. Unfortunately, only few studies dealt with water flow modelling within and above seagrass canopies (Schutten and Davy, 2000; Verduin and Backhaus, 2000; Abdelrhman, 2003; Erduran and Kutija, 2003; Uittenbogaard, 2003; Temmerman et al., 2005; Wilson, 2007). (Schutten and Davy, 2000) predicted the hydraulic drag force of various kind of vegetation through regression analysis from laboratory measurements. However, their method did not provide information about the flow within the canopy. Abdelrhman (2003) achieved a good agreement with measured profiles (after calibration) through the combination of models for above-canopy and within-canopy profiles by matching the velocity at the top of the canopy. However, from this modelling strategy, the depth-averaged velocity will be continuous, but not the mass flux because of the discontinuity of the porosity at the canopy interface. Uittenbogaard (2003) simulated the turbulent flow over and through vegetation by introducing the competition between rates of entrophy production by geometry or by energy cascade using the $k-\epsilon$ turbulence model (Rodi, 1980). His 1DV-model was extensively validated against flume experiments (Baptist, 2003) and applied in a 3D model by (Temmerman et al., 2005) to quantify the impact of vegetation on flow and sedimentation patterns in a tidal marsh and by Bouma et al., (2007) to investigate the spatial flow and sedimentation patterns within patches of epibenthic structures. This model allowed the simulation of flows through rigid vertical cylinder describing the vegetation (Figure 1A). However, it does not take into account for leaf bending, which results from the interactions between the water flow and characteristics of the canopy (i.e. leaf flexibility, density, current velocity). In some previous studies, the leaf bending and canopy reconfiguration was taken into account through physical formulations describing interactions between the ambient flow, the drag forces acting on leaves and the leaf flexibility and buoyancy (Erduran and Kutija, 2003; Abdelrhman, 2007; Wilson, 2007). Also we deal to introduce the plant flexibility in the model described by Uittenbogaard (2003), through a semi-empirical method.

The aim of this study was to provide a robust three-dimensional plant-flow interaction model in order to simulate the impact of small and flexible seagrass *Zostera noltii* on hydrodynamics from small-scale configurations (i.e., the scale of a laboratory flume, 1-10m) to large scale (i.e., tidal flat scale : 10^2 - 10^3 m). The flexible plant-flow interaction model was first integrated into the hydrodynamical module of the model MARS-3D (Lazure and Dumas, 2008). Then, the model was calibrated using experimental flume data (Ganthy et al., submitted to ECSS). A sensitivity analysis was conducted over most of the parameters, including the computational grid parameterization, in order to quantify requirements and limitation of the model, on both horizontal and vertical directions for large scale modelling purpose. Finally, preliminary results of the model application to simulate the impact of vegetation at a flume scale were discussed.

4- III.3. Materials and Methods

4- III.3.1. Model description

In this study we used the 3 dimensional hydrodynamic model MARS-3D (Model for Applications at Regional Scale), developed by IFREMER (French Institute for Research and Exploitation of the Sea) for local to regional applications. The flow module computes flow characteristics (sea surface elevation, three dimensional velocity components, and turbulence characteristics) over a three-dimensional grid using a finite difference solution. The MARS-3D model includes several eddy-viscosity based turbulence closure schemes, but for the purpose of this study only the k - ϵ turbulence closure scheme was used (Launder and Spalding, 1974). The bottom friction is modelled through a user specified roughness height (z_0). A more detailed description of the model is provided in (Lazure and Dumas, 2008).

4- III.3.1.1. Modelling water flow through rigid vegetation

The effect of flexible seagrass (*Zostera noltii*) on hydrodynamics was implemented into the flow module through the impact of cylindrical plant structure on drag and turbulence (Uittenbogaard, 2003; Khublaryan et al., 2004; Temmerman et al., 2005; Bouma et al., 2007). The influence of the cylindrical plant structure on drag leads to an additional source term in the momentum equations. The vertically distributed resistance forces imposed by the vegetation on the mean flow ($F_{veg}(z)$, in $N.m^{-3}$), is expressed as:

$$F_{veg}(z) = \frac{1}{2} \cdot c_D \cdot \rho_0 \cdot \phi(z) \cdot n(z) \cdot u(z) \cdot |u(z)| \quad (\text{Eq. 1})$$

Where c_D is the drag coefficient for vegetation; ρ_0 is the fluid density (in $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$); $\phi(z)$ is the diameter of cylindrical plant structure (in m) at the height z above the bed (in m); $n(z)$ is the number of plant elements per unit area (m^{-2}) at height z ; and $u(z)$ is the horizontal flow velocity ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at height z .

The influence of the plant structures on turbulence k- ϵ closure scheme leads to an additional source term in the turbulent kinetic energy, k ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$) and turbulent energy dissipation, ϵ ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$) formulations (Eq. 2 and Eq. 3 for k and ϵ respectively).

$$\left(\frac{\partial k}{\partial t}\right)_{veg} = \frac{1}{1-A_{veg}(z)} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (1-A_{veg}(z)) \cdot \frac{(v+u_T)}{\sigma_k} \cdot \frac{\partial k}{\partial z} \right\} + T_{veg}(z) \quad (\text{Eq. 2})$$

$$\left(\frac{\partial \epsilon}{\partial t}\right)_{veg} = \frac{1}{1-A_{veg}(z)} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (1-A_{veg}(z)) \cdot \frac{(v+u_T)}{\sigma_\epsilon} \cdot \frac{\partial \epsilon}{\partial z} \right\} + T_{veg}(z) \cdot \tau_\epsilon^{-1} \quad (\text{Eq. 3})$$

$$A_{veg} = \left(\frac{\pi}{4}\right) \cdot \phi^2(z) \cdot n(z) \quad (\text{Eq. 4})$$

Where $A_{veg}(z)$ is the horizontal cross-sectional plant area per unit area at height z (Eq. 4); ν is the molecular fluid viscosity ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$); ν_t is the eddy viscosity ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$); σ_k the turbulent Prandtl-Schmidt number for self mixing turbulence ($\sigma_k = 1$); $T_{veg}(z)$ is the work spent by the fluid ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-3}$) at height z ($T_{veg}(z) = F_{veg}(z)u(z)/\rho_0$); σ_ϵ the turbulent Prandtl-Schmidt number for mixing of small-scale vorticity ($\sigma_\epsilon = 1.3$); and τ_ϵ is the minimum between the dissipation timescale of free turbulence, τ_{free} (Eq. 5) and the dissipation timescale of eddies between the plants, τ_{veg} (Eq. 6).

$$\tau_{free} = \frac{1}{c_{2\epsilon}} \cdot \left(\frac{k}{\epsilon}\right) \quad (\text{Eq. 5})$$

$$\tau_{veg} = \frac{1}{c_{2\epsilon} \cdot \sqrt{c_\mu}} \cdot \left(\frac{L_{veg}^2}{T_{veg}}\right)^{1/3} \quad (\text{Eq. 6})$$

With coefficient $c_{2\epsilon} = 1.96$, coefficient $c_\mu = 0.09$ and L_{veg} is the typical size of eddies limited by the smallest distance between the plant structures (Eq. 7).

$$L_{veg}(z) = c_{lz} \cdot \left\{ \frac{1-A_{veg}(z)}{n(z)} \right\}^{1/2} \quad (\text{Eq. 7})$$

In Eq. 7, c_{lz} is a coefficient reducing the geometrical length scale to the typical volume averaged turbulence length, $c_{lz} = 0.3$ was found applicable for vegetation (Uittenbogaard, 2003). These equations for plant-flow interactions with ambient flow have been previously implemented within DELFT model and validated against laboratory flume experiments with rigid vegetation (Baptist, 2003; Uittenbogaard, 2003).

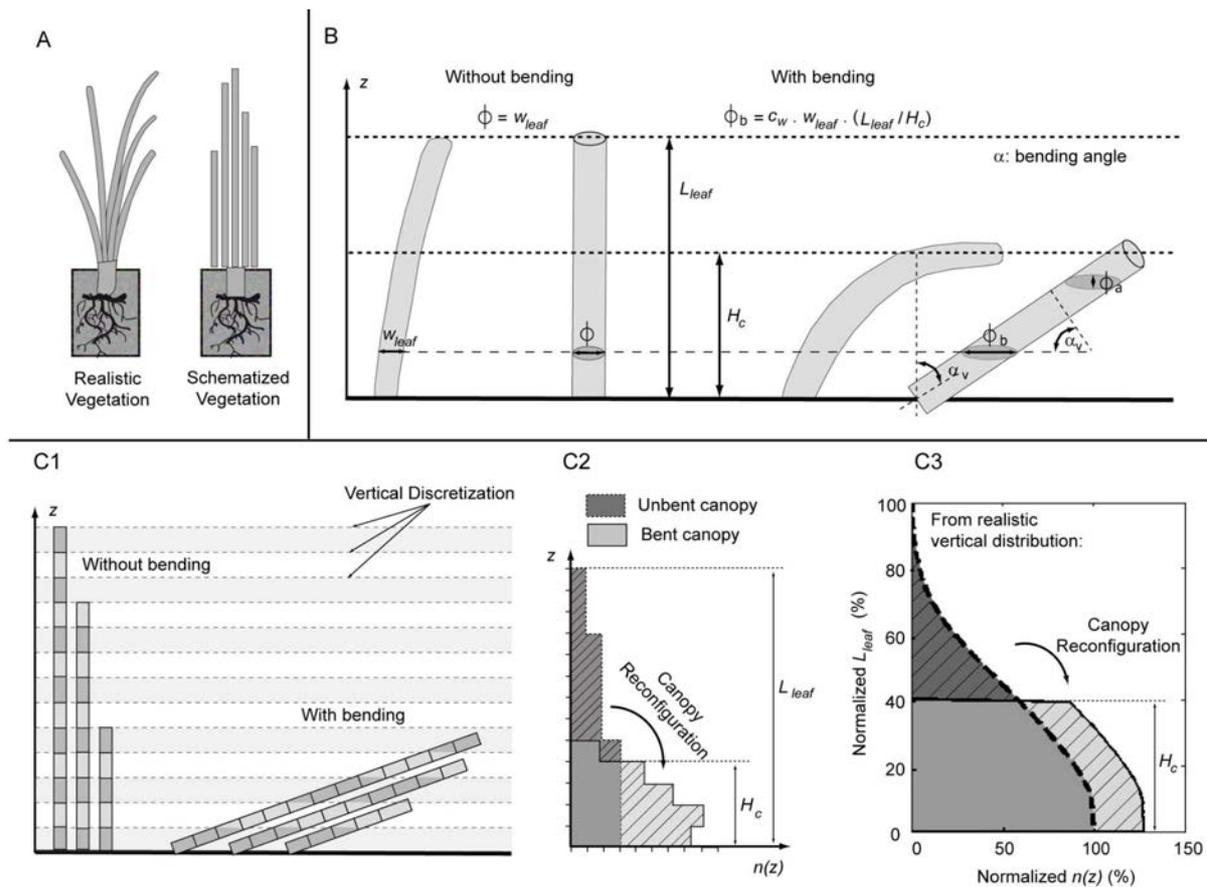


Figure 1: Representation of the vegetation in our model. (A) Comparison of a realistic *Zostera noltii* shoot compared with a schematized shoot as cylindrical structures of different height. (B) Schematization of the structure of one leaves under bending in order to correct the leaf diameter in the direction of the flow. (C) Description of the canopy reconfiguration (modification of the number of leaf element $n(z)$ at each height z above the bed) under bending through the schematization of bending for three leaves (C1), (C2) it associated modification of the number of elements $n(z)$, and methodology used in our model (C3) by applying a uniform repartition of deflected leaves form a realistic vertical distribution of leaf elements.

4- III.3.1.2. Introducing the flexibility of the vegetation

In this study we choose a semi-empirical method in order to take into account for seagrass flexibility to minimize model complexity and to save computation time. Also, we introduced leaf bending within variables describing the vegetation: (1) the modification of canopy height, H_c , (2) the modification of the diameter of cylindrical plant structure, ϕ , induced by changing the angle between the leaf and the bottom, α_v (Figure 1B), and (3) the canopy reconfiguration (i.e. the modification of vertical distribution of plant elements related to modified canopy height), $n(z)$, (Figure 1C1 to 1C3).

The deflected hydraulic canopy height (H_c , in m), was computed at each time step using an empirical relationship, calibrated from flume experiments (Ganthy et al., submitted to ECSS). This relationship integrated both the depth-averaged current velocity (U , in $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) and the dimensionless leaf area per unit of bed area (Leaf Area Index, LAI):

$$H_c = a_h \times \frac{(k + a \cdot U + b \cdot \text{LAI} + c \cdot U \cdot \text{LAI} + d \cdot U^2 + e \cdot \text{LAI}^2)}{100} + b_h \quad (\text{Eq. 8})$$

With $k = 4.657$, $a = -0.158$, $b = 0.262$, $c = -0.011$, $d = 0.0022$, and $e = 0.048$. Note that the coefficients a_{c_h} and b_{c_h} converted the observed canopy height into hydraulic canopy height. This hydraulic canopy height corresponds to the level of the highest measured turbulent kinetic energy value. Value used for these coefficients (0.72 and -0.00784, respectively for a_h and b_h) were calibrated by Ganthy et al. (in prep) from their flume experiments.

To take account for the modification of the plant element diameter induced by changing the angle between the leaf and the bottom, α , an anisotropic leaf diameter was determined (Figure 1B). Also, considering a bent leaf, the leaf diameter normal to the flow was expressed as $\phi_a = w_{leaf}$, while the leaf diameter aligned with the flow direction was expressed as $\phi_b = c_w \cdot w_{leaf} \cdot (L_{leaf}/H_c)$, where L_{leaf} is the leaf length (in m) without bending, w_{leaf} is the leaf width (in m) considered as a constant over the depth and c_w is a calibration coefficient. In natural conditions, for moderate to high velocities, leaves can reach the horizontal leading to an apparent diameter in the flow direction which tends to become equal to the leaf length. Also, we introduced and calibrated the coefficient, c_w , in order to artificially increase the leaf width in the flow direction. In the formulation describing the forces imposed by the vegetation onto the flow ($F_{veg}(z)$, Eq. 1) the mean between ϕ_a and ϕ_b was used as $\phi(z)$ while cross-section plant area was considered as an ellipse in Eq.4, leading to Eq. 9.

$$A_{veg} = \pi \cdot \left(\frac{\phi_a(z)}{2} \right) \cdot \left(\frac{\phi_b(z)}{2} \right) \cdot n(z) \quad (\text{Eq. 9})$$

Finally, as the vertical distribution of a plant element changed when bending occurred (Figure 1C1 and 1C2), we used a realistic vertical distribution obtained from biometric data (Ganthy et al., submitted to ECSS) normalized by the maximum number of elements (i.e. the product of the shoot density, D_{shoot} in m^{-2} , with the number of leaf per shoot, N_{leaf} , dimensionless) and in the vertical direction, z , by the leaf length (L_{leaf} , in m) to compute the total number of deflected plant elements depending on the canopy height (H_c). The number of deflected plant elements at each vertical was defined as the sum of plant elements corresponding to height between the canopy height and the leaf length. This number of deflected plant elements was then uniformly added to the original distribution between the bed and the top of the canopy (H_c), as shown in Figure 1C3.

4- III.3.2. Model calibration and sensitivity analysis

For the calibration and sensitivity analysis purpose, the computational domain was defined as a 9 m long flume (x axis) with a 0.15 m horizontal resolution (dx). The width of the domain was only one cell (0.15 m) as the model worked in 2 vertical dimensions (2DV). Forty logarithmically distributed vertical layers were used in order to have the highest resolution near the bed and within the canopy. The boundary condition at the entrance of the flume (western boundary) consists of an inflow corresponding to a chosen depth averaged velocity, while the sea surface elevation was set free. No vertical velocity gradient was added at the entrance of the domain. The bathymetry was set at 0.2 m along the domain (the same as in flume experiments), and the sea surface elevation was set to zero at the downstream edge of the domain. The location of the vegetated area was defined to start at 1 m from the western boundary and have a length of 6 m in order to simulate a similar flow establishment as for flume experiments. Simulation duration was set to 6 minutes, while outputs were recorded only during the last minute of the simulation at 1 Hz, after a full establishment of the flow (nearly 2 minutes).

The model was calibrated against measured profiles for horizontal flow velocity from flume experiments performed by Ganthy et al. (submitted to ECSS). These authors measured velocity and turbulence within and above *Zostera noltii* canopies at 0.45 m downstream from the leading edge of the vegetated beds. Flume experiments investigated 4 free stream velocity (from 0.1 to 0.4 m/s) and 5 different vegetation densities (tests T1 to T5). All these cases were simulated using the realistic parameters of the vegetation (i.e., the vertical distribution, leaf width, leaf length and leaf density) obtained from these experiments. A synthesis of the vegetation parameters used by Ganthy et al., (submitted to ECSS) is given in Table 1. Velocity profiles from the model were firstly time-averaged

and then compared with measured velocity profiles using the root mean squared error (RMSE). Several simulations were performed in order to calibrate the roughness length z_0 , the drag coefficient c_D , and coefficients associated with leaf width, c_w . Different values for the a_{c_h} coefficient were also tested during the model calibration (Table 2) while the coefficient b_{c_h} was set to zero. For the roughness length z_0 and the drag coefficient we searched the value providing the minimum RMSE between measured and modelled velocity profiles over the four velocities and the five seagrass densities (RMSE_{obs}). While, for the coefficients related to the canopy height (a_h and b_h) and the leaf width (c_w) we searched for test- and velocity- optimized value. A synthesis of tested parameters is given in Table 2.

	T1	T2	T3	T4	T5
$LAI (\sim)$	0.85 ± 0.20	1.42 ± 0.14	1.78 ± 0.63	4.22 ± 1.39	9.03 ± 0.98
$L_{leaf} (mm)$	56 ± 5	72 ± 6	66 ± 7	63 ± 11	150 ± 45
$w_{leaf} (mm)$	0.56 ± 0.03	0.58 ± 0.04	0.63 ± 0.02	0.82 ± 0.05	1.18 ± 0.02
$D_{shoot} (\times 10^3 m^{-1})$	7.96 ± 2.05	9.53 ± 0.71	8.22 ± 2.83	12.58 ± 1.51	18.97 ± 5.26
$D_{leaf} (\times 10^3 m^{-1})$	26.65 ± 6.46	34.19 ± 1.31	42.54 ± 1.83	80.94 ± 2.21	51.08 ± 7.82

Table 1. A synthesis of seagrass characteristics (from Ganthy et al., submitted to ECSS) used for the simulations: leaf area index, leaf length, leaf width, shoot density and leaf density.

Calibration	$c_{2\varepsilon} (\sim)$	$c_{\mu} (\sim)$	$c_{l_z} (\sim)$	$z_0 (m)$	$c_D (\sim)$	$a_h (\sim)$	$b_h (\sim)$	$c_w (\sim)$
Calibration	1.98	0.09	0.3	$10^6 : \log : 10^{-3}$	0.5:0.1:1.7	0.3:0.1:1.2	0	0.5:0.5:25
Reference	1.98	0.09	0.3	5.10^{-6}	1.5	0.72	-0.000784	$22.954 * U + 15.476$
Sensitivity	$c_{2\varepsilon} (\sim)$	$c_{\mu} (\sim)$	$c_{l_z} (\sim)$	$z_0 (m)$	$c_D (\sim)$	$H_c (m)$	$c_w (\sim)$	
- 50 %	0.99	0.045	0.15	$7.5.10^{-6}$	0.75	$0.5 \times H_c$	$0.5 \times c_w$	
$\Delta RMSE_{OBS}$	58 %	2 %	1 %	0.3 %	7 %	23 %	0.3 %	
+ 50 %	2.97	0.135	0.45	$2.5.10^{-6}$	2.25	$2 \times H_c$	$2 \times c_w$	
$\Delta RMSE_{OBS}$	16 %	0.3 %	1 %	2 %	11 %	106 %	16 %	

Table 2. A synthesis of parameters used for the model calibration and for the reference simulations (upper panel); and a synthesis of parameters and associated normalized increase of RMSE (computed from measured velocity profiles) compared with the RMSE obtained for the reference simulations ($\Delta RMSE_{OBS}$) during the sensitivity analysis (lower panel).

Once the model was calibrated, we performed a sensitivity analysis over most of the variables ($c_{2\varepsilon}$, c_{μ} , c_{l_z} , z_0 , c_D , c_h and c_w) by changing each variable by $\pm 50\%$ while keeping the others constant (Table 2). The impact of using different representation of the vegetation (i.e. flexible, rigid,

realistic vertical distribution or uniform distribution of the vegetation through the depth) was also investigated (Table 3). Moreover, in perspective of large scale applications, we investigated the impact of grid parameterization (i.e. vertical mesh size, dz , and horizontal mesh size, dx). On one hand, we changed the number of vertical layers (without changing water depth) using a uniform distribution. Then we compared modelled velocity profiles with measured velocity profiles (always at 0.45 m from the leading edge of the vegetation). On another hand, we investigated the impact of the horizontal grid parameterization by changing the stepping (dx) while keeping the same number of nodes. Then we compared velocity profiles modelled for the first cell inside the seagrass patch, and for the cell corresponding to a distance of 5 m downstream the leading edge of the vegetated bed.

4- III.3.3. Calibration of the bottom shear stress

For sediment dynamics modelling perspective, and because sediment erosion is assumed to be controlled by the bottom shear stress (τ_b), this parameter was also calibrated. In the general case of turbulent flows, τ_b is related to the velocity through a quadratic relationship, $\tau_b = \rho u^*{}^2$, where the friction velocity, u^* , represents the intensity of turbulent velocity fluctuations in the bottom boundary layer. In the model, u^* , is computed assuming a logarithmic shape of the velocity profile within the bottom boundary layer as:

$$u^* = \kappa \frac{u(z)}{\ln\left(\frac{z}{Z_0}\right)} \quad \text{Eq. 10}$$

where κ is the experimental Von Karman constant (0.4), and Z_0 is the bed roughness length. However, for a given time-averaged velocity near the bed, the presence of vegetation modifies the turbulence levels and thus τ_b when comparing with an unvegetated bed.

Within MARS-3D, two different roughness lengths are defined: z_0 , which is use only by the hydrodynamic module for flow computation, and Z_0 , which is only used by the sediment transport module for the computation of τ_b . In this study, we assumed that flow within the canopy had also a logarithmic shape very close to the bed. Also, using the same methodology as described above, we calibrated Z_0 in order to provide the best agreement between measured (Ganthy et al., submitted to ECSS) and simulated τ_b . Also, we searched for the Z_0 value providing the lowest RMSE when comparing measured (Ganthy et al., submitted to ECSS) and simulated τ_b (at 0.45 m downstream the

leading edge of the canopy) for each of all the four velocity treatments and the four vegetation development stages. Twenty values for Z_0 ranging from 10^{-4} and 10^{-2} m were tested.

4- III.4. Results

4- III.4.1. Velocity calibration

The best correlation between measured and modelled velocity profiles over all the vegetation development and velocity treatments was obtained using $z_0 = 5 \cdot 10^{-6}$ m, $c_D = 1.5$. Test- and velocity-optimized values for a_h (with $b_h = 0$) were comprised between 0.6 and 0.7, which is close to the parameterized value for a_h (0.72) obtained from flume experiments. Therefore, the parameterization from Ganthy et al. (submitted to ECSS) was used further along the study, (i.e., $ac_h = 0.72$ and $bc_h = -0.00784$). A strong variability was found for c_w (values ranging from 1 to 20) mostly induced by the velocity (Figure 2). Averaging c_w for each velocity treatment over the different densities, we obtained the linear relationship presented in Figure 2. This relationship was used further along the paper.

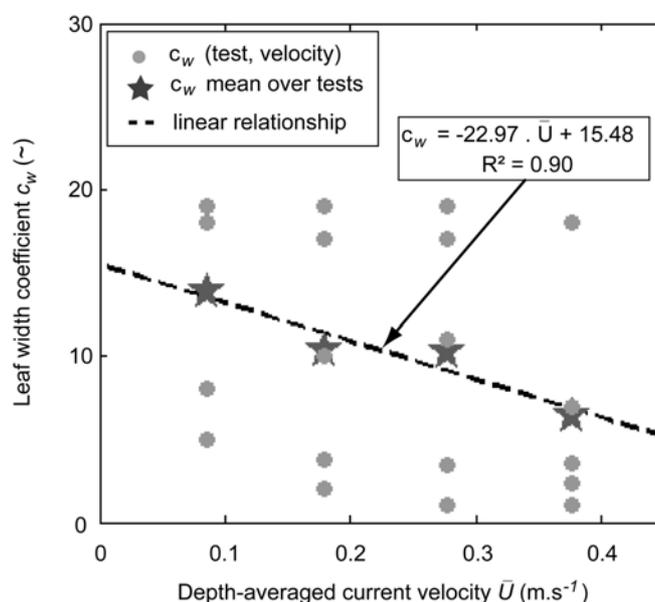


Figure 2: Relationship between leaf width coefficient and depth-averaged velocity obtained through the model calibration for each velocity treatment and seagrass developments (light grey circle), through the averaging the coefficient over each seagrass development (dark grey star) and the linear obtained regression (dashed dark line).

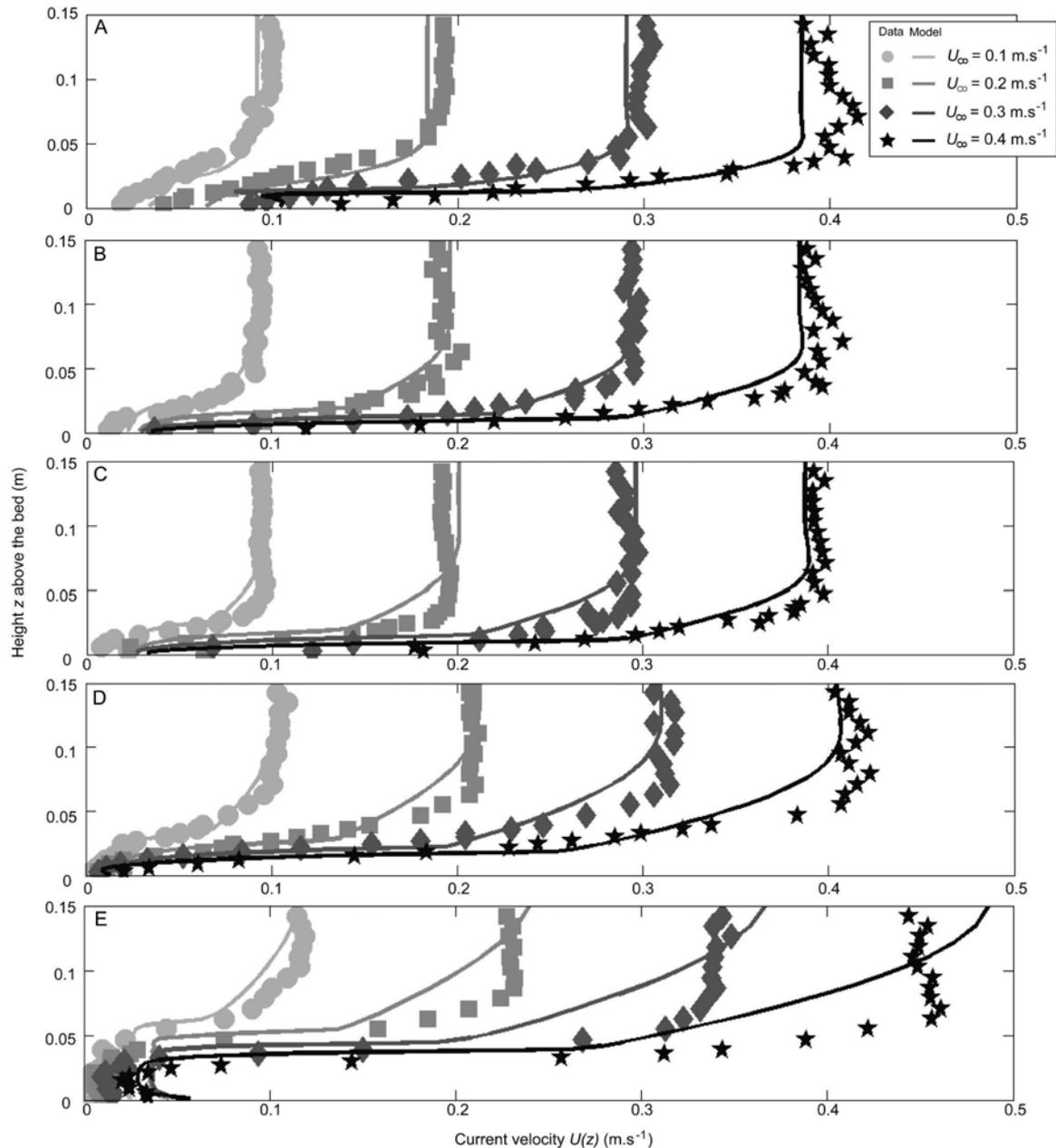


Figure 3: Comparison between measured (markers) and simulated (lines) velocity profiles (at 0.45 m downstream the leading edge of the vegetation) for the four velocity treatment (different markers and colours) performed in flume experiment (Ganthly et al., submitted to ECSS), and for the different seagrass development: test T1 (A), test T2 (B), test T3 (C), test T4 (D) and test T5 (E).

The best calibration representing all the experiments (i.e. the reference simulation, Table 2) provided a good simulation of the velocity profiles for all velocity treatment and seagrass densities (Figure 3A to 3E and Figure 4) with a total root mean squared error (RMSE_{obs}) equal to $0.029 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Best correlations between measurements and simulations were obtained for low to moderate seagrass densities (tests T1 to T4) independently from velocity treatment (Figure 3A, 3B, 3C and 3D).

For the highest seagrass density (test T5, Figure 3A and 3E) velocity profiles were better simulated for lower than for higher velocity treatment: velocities above the canopy appeared slightly overestimated by our model for test T5. However, for all densities and velocity treatments the strong increase in flow velocity was simulated at the good height above the bed, denoting the establishment of the mixing layer.

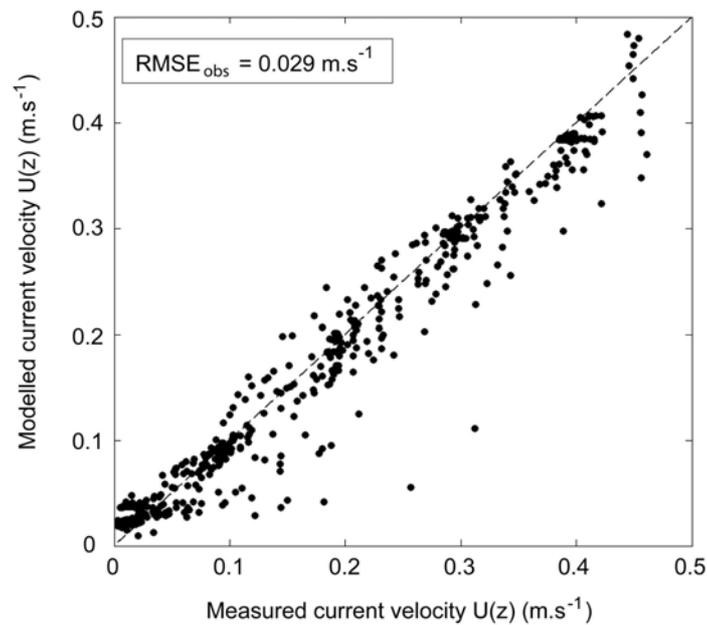


Figure 4: Scatter plot between measured (flume experiments, Ganthy et al., submitted to ECSS) and simulated velocities (at 0.45 m downstream the leading edge of the vegetation) and corresponding root mean squared error (RMSE) for all the four velocity treatments and the five seagrass developments. The unity line (black dashed line) is also given.

4- III.4.2. Sensitivity analysis

4- III.1.4.2.1. Effects of coefficients and representation of the vegetation

Assuming that changes in RMSE ($\Delta RMSE_{obs}$) < 5 % indicate negligible effects relative to the 50 % changes in parameters, our model was found weakly sensitive to parameters not directly related to the vegetation (i.e. $c_{2\epsilon}$, c_{μ} , c_{lz} and z_0 , Figure 5 and Table2). Changing turbulence parameters (c_{μ} and c_{lz}) and z_0 was found to insignificantly affect velocity profiles with changes in RMSE ($\Delta RMSE_{obs}$) lower than 2%. The sensitivity of the model was higher for the parameter $c_{2\epsilon}$ (used for the computation of the dissipation timescale, Eq. 5. and 6.) as $\Delta RMSE_{obs}$ ranged from 16 % to 58 %. Furthermore,

substantial increase in $\Delta RMSE_{obs}$ was found for parameters related to the vegetation, mainly for the drag coefficient and the canopy height (C_D and H_c). Indeed, increasing the drag coefficient enhances the velocity attenuation inside the canopy, while increasing the canopy height, induced an upward shift of the velocity profile associated with a decrease in the velocity attenuation. The model appeared significantly affected by these parameters with $\Delta RMSE_{obs}$ ranging from 10 % to up to 100 %, respectively, compared with reference simulations.

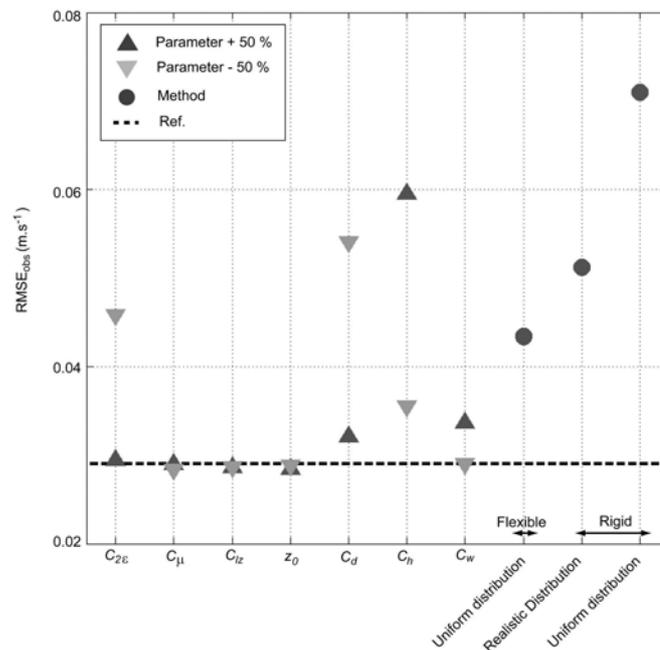


Figure 5: A synthesis RMSE obtained from the comparison of measured and modelled velocity profiles (over the four velocity treatments and the five seagrass development) for parameters and different representation of the vegetation tested for the sensitivity analysis. Notes that reference correspond to a flexible representation using a realistic vertical distribution of plant elements, with coefficients given in Table 1.

A strong sensitivity of the model ($\Delta RMSE_{obs}$ ranging from 50 % to 145 %) was found by changing the representations of the vegetation (Figure 5, Table 3). Indeed, simulations performed using a uniform vertical distribution of vegetation density (compared with the use of a realistic vertical distribution) or without taking account for leaves bending (with realistic or uniform distribution of vegetations) exhibited important differences compared with reference simulations. Also, using a uniform vertical distribution of the vegetation density increased the velocity attenuation at the canopy-water interface, while the use of a rigid canopy induced an upward shift of the velocity

profile associated with a decrease of the velocity attenuation. Finally, the more the representation of the vegetation was simplified; the less the model was accurate.

	$RMSE_{OBS} (m.s^{-1})$	$\Delta RMSE_{OBS} (\%)$
<i>Flexible Cste Distribution</i>	0.043	50
<i>Rigid Real Distribution</i>	0.051	77
<i>Rigid Cste Distribution</i>	0.071	145
<i>40 layers (dz = 0.005 m)</i>	0.031	7
<i>30 layers (dz = 0.0067 m)</i>	0.032	10
<i>20 layers (dz = 0.01 m)</i>	0.031	67
<i>10 layers (dz = 0.02 m)</i>	0.13	348

<i>Horizontal discretization</i>	<i>Edge of canopy</i>	<i>6 m inside canopy</i>
	$RMSE_{REF} (m.s^{-1})$	$RMSE_{REF} (m.s^{-1})$
<i>dx = 0.45 m</i>	0.023	0.022
<i>dx = 1 m</i>	0.038	0.033
<i>dx = 2 m</i>	0.0326	0.034

Table 3. A synthesis of RMSE (computed from measured velocity profiles, $RMSE_{OBS}$) and normalized increase compared with RMSE obtained for the reference simulation ($\Delta RMSE_{OBS}$) for the different canopy representations and vertical discretization tested (upper panel); and RMSE (computed from reference simulation, $RMSE_{REF}$) obtained for the different horizontal discretization tested at the leading edge and at 6 m downstream the leading edge of the canopy (upper panel).

4- III.1.4.2.2. Sensitivity to the vertical mesh size

Comparison of velocity profiles simulated with different vertical mesh size demonstrated the impact of the vertical discretization scheme on model accuracy (Figure 6A1, 6A2 and Table 3). Decreasing the vertical mesh resolution from $dz = 0.005$ m to $dz = 0.01$ m (40 and 20 uniform layers respectively) had a weak impact on velocity prediction ($\Delta RMSE_{obs}$ less than 10 %). However, using a mesh size equal to $dz = 0.02$ m (10 uniform layers) allowed to reproduce the general shape of the velocity profile within the canopy layer but the RMSE strongly increased ($\Delta RMSE_{obs} = 350$ %). Indeed, the velocity profile was shifted upward.

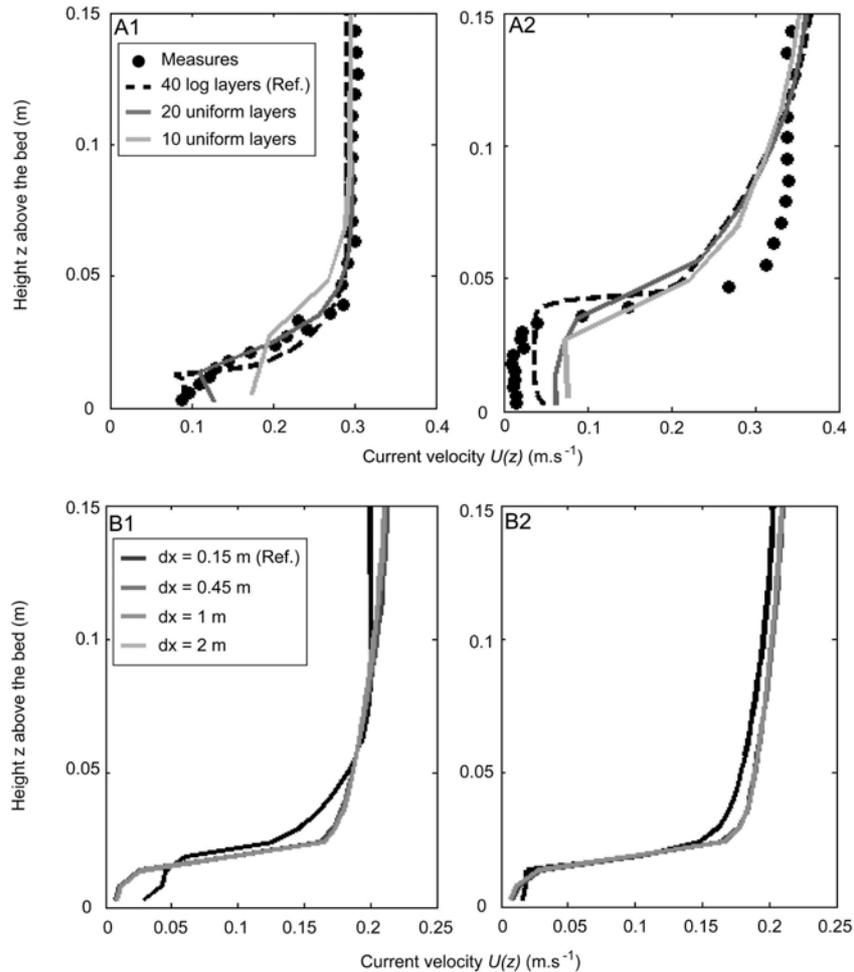


Figure 6: Investigation of the impact of vertical discretization (A) and horizontal discretization (B) on simulated velocity profiles. Comparison between measured (black circles), and simulated velocity profiles using a 40 layer logarithmically spaced grid (Reference, black dashed line), a 20 layer uniformly spaced grid (dark grey line) and a 10 layer uniformly spaced grid (light grey line) for the lowest (test T1; A1) and the highest seagrass development (test T5; A2). Comparison between the reference simulation (horizontal mesh size, $dx = 0.15$ m, black line) and simulations using an horizontal mesh size of 0.45 m (dark grey line), 1 m (moderate dark grey line) and 2 m (light grey line) for the first cell (B1) and at 6 m (B2) downstream the leading edge of the vegetation for a moderate seagrass development (test T4).

4- III.1.4.2.3. Sensitivity to the horizontal mesh size

Comparisons of modelled velocity profiles for the first cell inside the meadows with varying horizontal mesh size (dx , from 0.15 to 2 m) show that the velocity reduction within the canopy (i.e. for the first 2 cm height) was higher when increasing the mesh size (Figure 6B1 and Table 3). The

shape of the near-bed region of velocity profiles was also affected. Indeed, with horizontal mesh size of 0.15 m and 0.45 m, the velocity profiles presented a logarithmic shape near the bed. While for larger horizontal mesh size, the shape of the profiles became rather exponential near the bed. Furthermore, when comparing modelled velocity profiles at 5 m downstream the leading edge of vegetation for all the different mesh sizes used demonstrated weaker differences with the reference simulations (Figure 6B2 and Table 3).

4- III.1.4.3. Bottom shear stress calibration

Value of Z_0 obtained from the calibration of the bottom shear stress ranged from $5 \cdot 10^{-4}$ and $3 \cdot 10^{-3}$ m (Figure 7A) depending on vegetation development and velocity treatment. A total RMSE ($RMSE_{OBS}$) of $0.1 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ was obtained between measured and simulated τ_b value using the vegetation development- and velocity-optimized Z_0 value (Figure 7B). Despite the higher scatter for optimized Z_0 at lower vegetation development (i.e. lower LAI, Figure 7A) Z_0 values were generally stronger than for lower developed seagrass. We found a power law relationship between Z_0 and the LAI using the velocity-averaged value for each different seagrass development (Figure 7A). Simulating τ_b using this relationship provided relatively good agreements with measurements ($RMSE_{OBS} = 0.16 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$) while simulating τ_b using the mean of Z_0 over the all the velocity treatments and leaf area index provided less agreement between measures and model ($RMSE_{OBS} = 0.24 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$, Figure 7B).

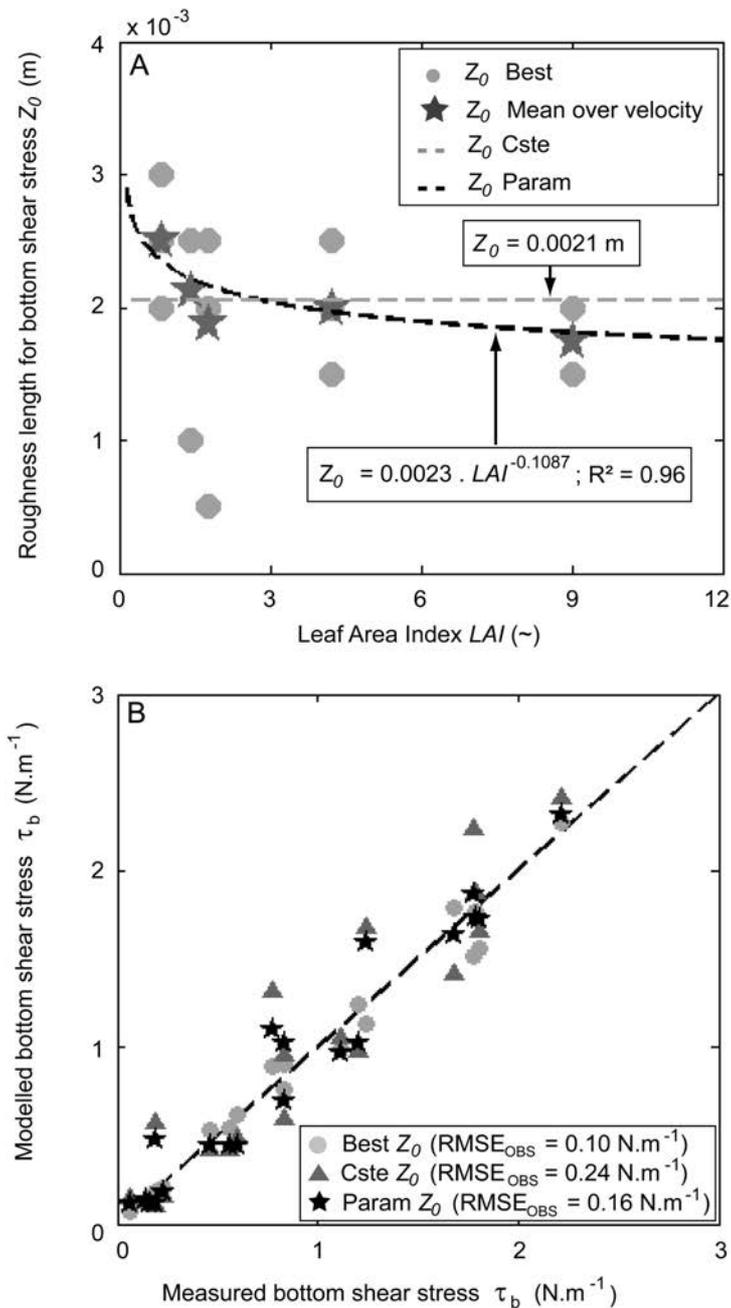


Figure 7: Calibration of the roughness length (Z_0) used for the computation of bottom shear stress (τ_b). (A) Relationship between Z_0 and the leaf area index (LAI) for the best correlation between measured and modelled τ_b (light grey circle), when averaging Z_0 over each velocities (dark grey star). The averaged Z_0 value over all velocities and seagrass development is reported in grey dashed line, while a power law parameterization of Z_0 with the LAI is reported in black dashed line. (B) Scatter plot between measured and modelled τ_b using Z_0 from the best correlation between measured and modelled τ_b (light grey circle), using averaging value of Z_0 over each velocities (dark grey triangle) and using the power law parameterization (black star).

4- III.1.5. Discussion

4- III.1.5.1. Model sensitivity

Our model was based on the balance between turbulence production and dissipation induced by the presence of flexible vegetation. It provides a reasonably good agreement between the simulated and measured velocity profiles in presence of vegetation, both in term of velocity intensity and profile shape. Many flume and field studies demonstrated the major role played by vegetation characteristics on the modification of the flow through emergent or submerged vegetation, as vegetation density (Gambi et al., 1990; Peterson et al., 2004; van der Heide et al., 2007; Widdows et al., 2008), seagrass shape (Fonseca and Fisher, 1986), plant flexibility (Ghisalberti and Nepf, 2006; Peralta et al., 2008), biomass vertical distribution (Fonseca and Fisher, 1986; Bouma et al., 2005) and the fraction of water column occupied by vegetation (Ward et al., 1984; Nepf and Vivoni, 2000; Bouma et al., 2005). According to these authors, our model was found mainly sensitive to the parameters describing the vegetation and its flexibility (canopy height H_c , vertical distribution of plant segments and drag coefficient, c_D). Also, the more the vegetation was realistically described in the model; the more the prediction error on velocity was reduced. On the contrary, model accuracy was less or not significantly impacted by coefficients associated to the turbulence (i.e. $c_{2\epsilon}$, c_{μ} , c_{lz}) and the roughness length (z_0).

Further calibrations and sensitivity analysis were performed to achieve good agreement with measured velocity profiles. However, after calibration our results suggested that our model may provide good results for a large panel of seagrass species with only few calibration parameters considering a good input for parameters describing the vegetation (H_c and $n(z)$). The weakest aspects of our model remained in the determination of the drag coefficient (c_D) and the leaf width coefficient (c_w) which needed to be calibrated. For sake of simplicity, we decided to calibrate a unique drag coefficient (not dependent of the height above the bed) and we found a value ($c_D = 1.5$) comparable with those obtained in other studies for submerged canopies: $c_D = 0.1-3$ (Nepf and Vivoni, 2000), $c_D = 1.13$ (Lopez and Garcia, 1997) or for terrestrial canopies: $c_D = 0.2-2$ (Brunet et al., 1994). The drag coefficient can be defined as a function of vegetation density (Nepf and Vivoni, 2000). However, vegetation density is also dependant of flow velocity for flexible vegetation therefore, determining a depth- and velocity-dependant drag coefficient, $c_D(z, U)$ could improve model predictions of flow velocities and turbulence properties. Further investigations are also needed to determine a suitable

predictor for the drag coefficient, $c_D(z,U)$, as its determination appears to be one of the weak aspects for modelling the flow through vegetation (Nepf, 1999).

The relationship obtained between the leaf width coefficient and the depth-averaged flow velocity was related to a significant impact of the vertical variation of the bending angle (α_v). Indeed, in our model, we consider a toppled straight leaf (Figure 1B) for the correction of the leaf diameter along the main flow direction, with a constant angle to the vertical direction (α_v), while real seagrass leaves are more bent (i.e. nearly horizontal) near the top of the canopy, leading to less obstruction and lower drag coefficient than less deflected leaves. Also the decrease of c_w when increasing flow velocity was related to this modification of flow obstruction. Contrary to Khublaryan (2004) and Temmerman (2005) who defined $\phi(z)$ (Eq. 4) as the leaf diameter, Uittenbogaard (2003) defined $\phi(z)$ as the hydraulic diameter of plant structure, which could also explain the high values we obtained for the c_w .

The vertical discretization of the computational grid appeared also determinant for the good description of the vegetation and thus simulated velocities. From simulation performed with different vertical mesh size, we estimated that the number of computational nodes inside the vegetation canopy should not be less than two. Studied *Zostera noltii* are very short leaf seagrasses and their leaves are very flexible (Peralta et al., 2008). Their canopy does not extend to more than 10 to 2 cm over the bed respectively for low to moderate current velocities. The above restriction may appear important when simulating water flow over deeper vegetation due to the requirement of a large number of vertical layers, combined with an important rise of the computation time. However, for modelling impacts of vegetation over tidal flats this aspect should not be a major limitation. Indeed, the MARS-3D hydrodynamic model works using sigma coordinates, the vertical mesh size depending on the water depth in space and time (Lazure and Dumas, 2008). Also, for low water depth, currents above mudflats are strong and canopies heights are low, but the vertical mesh size will be small, while around high water, canopies are higher due to low current speed and mesh size is also larger.

When comparing our model results with other studies using similar mathematical formulations (Baptist, 2003; Uittenbogaard, 2003) our model may appear less accurate for predicting velocity profiles in vegetated flows. These authors used a 1DV model for which the essential limitation was the assumption that the flow is uniform in the horizontal direction (i.e. assuming an infinite canopy in space). However, numerous studies have demonstrated a significant increase in flow reduction within the canopy with the distance from the leading edge of the vegetation (Fonseca and Fisher, 1986; Gambi et al., 1990; Fonseca and Koehl, 2006). This relationship between the

distance into the vegetation and the loss of fluid momentum (i.e. reduction of velocity inside the canopy) can explain the differences observed during the sensitivity analysis on the impact of horizontal mesh size at the first cell inside the canopy (Figure 6B1, 8A and 8B). Moreover, far enough the leading edge of the vegetation, a fully developed flow takes place with no changes of the velocity profile with increasing the distance (Fonseca and Fisher, 1986; Ghisalberti and Nepf, 2002; Ghisalberti and Nepf, 2006; Neumeier, 2007; Lefebvre et al., 2010). Also, the horizontal mesh size had no significant impact for the good simulation of the fully developed flow (Figure 6B2).

4- III.1.5.2. Impacts of flow establishment on bottom shear stress

Good agreement between simulated velocities and experimental flume data from Ganthy et al. (submitted to ECSS) provides evidence that the model may be a useful tool for predicting the effects of seagrass canopies on flow and sediment transport. Further simulations were performed to investigate the flow establishment through a finite patch of seagrasses and its implications for sediment erosion and transport through the variability of the bed shear stress (Figure 8). Results demonstrated that the length of the deceleration zone associated with the flow penetration within the canopy was roughly equal to 1-2 m. Fonseca and Fisher (1986) estimated this distance to 1 m while (Granata et al., 2001) stated to 50-fold the height of the boundary layer assumed equal to the height of the canopy (in our cases 0.6 m and 2.5 m respectively for test T1 and test T5 (Figure 8A and 8B). From our simulation, this length appeared weakly dependant upon the vegetation development (Figure 8A and 8B), or to the horizontal mesh size (Figure 8B and 8D).

The bottom shear stress firstly increased near the leading edge of the canopy (from 0 to 0.5 m), and then decreased drastically (down to 0.3-fold the intensity level measured over the unvegetated bed) to reach a constant shear stress value from 1 m downstream the edge of canopy. This modification of the bottom shear stress along the distance from the edge of the canopy could explain spatial differences related in the literature : several studies demonstrated an increase in shear stress (i.e. turbulence) near the bed within seagrass or salt marsh canopies compared with bare sediment (Gambi et al., 1990; Fonseca and Khoel, 2006; Widdows et al., 2008; Lefebvre et al., 2010; Ganthy et al., submitted to ECSS) while other studies demonstrated a decrease in shear stress (Leonard and Croft, 2006; Neumeier and Amos, 2006; Neumeier, 2007).

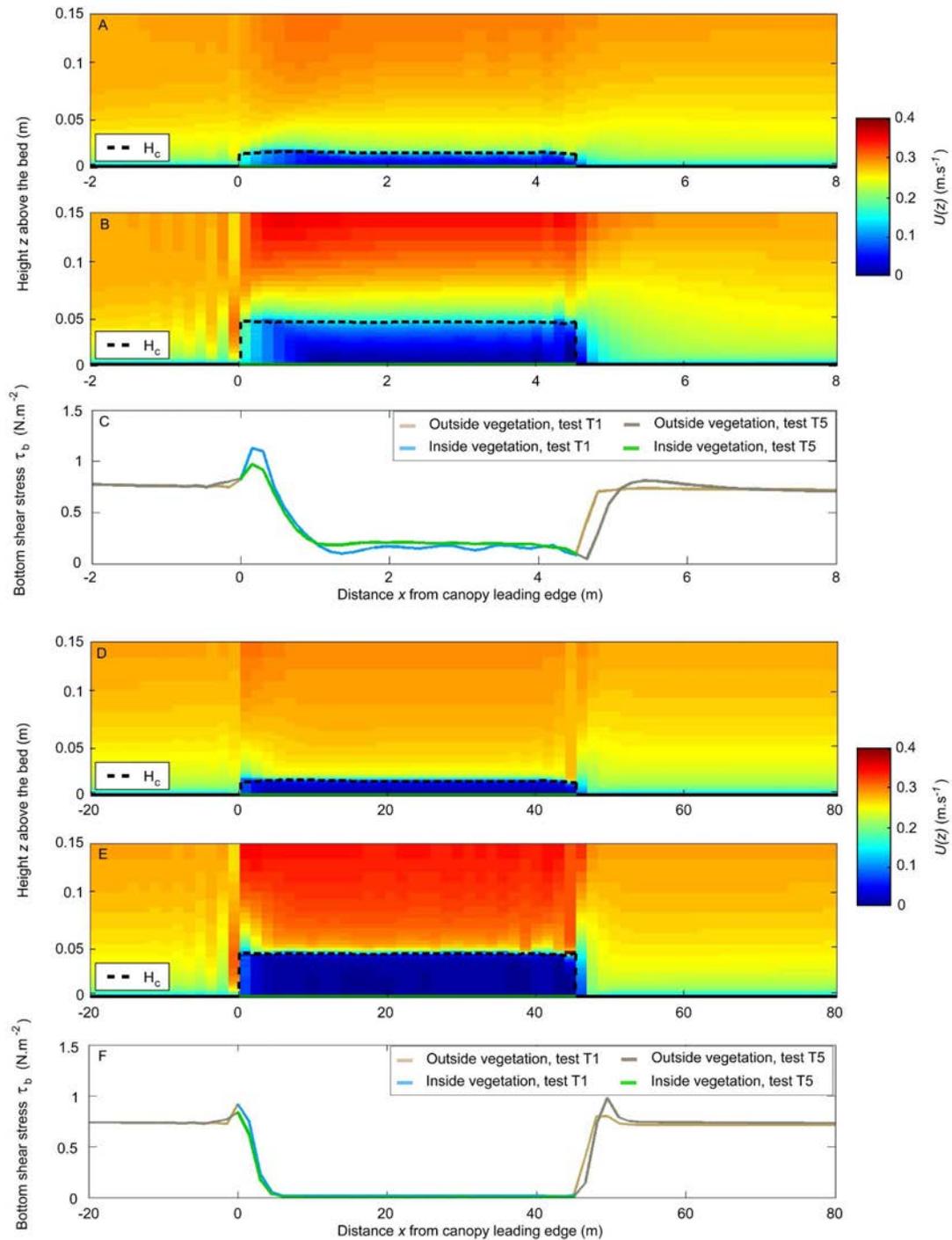


Figure 8: Comparison of simulated time-averaged velocities $U(z)$, over a patch of seagrass with a low vegetation development (test T1) for horizontal mesh sizes, dx , of 0.15 m (A) and 1.5 m (D); and over a patch of seagrass with high vegetation development (test T5) for $dx = 0.15$ m (B) and 1.5 m (E). Comparison of related bottom shear stress, τ_b , from simulations with $dx = 0.15$ m (C) and 1.5 m (F). Notes that the three lower plots (D, E and F) the x-axis are 10-fold those of the three upper plots (A,B and C).

4- III.1.5.3. Modelling coherent structures and monamis

Raupach et al. (1996) demonstrated that the flow within and above terrestrial canopies was close to a mixing layer rather than a perturbed boundary layer. The presence of two regions of constant velocity separated by a region with strong shear leads to the development of Kelvin-Helmholtz (KH) instabilities at the water-canopy interface. These coherent vortices have been largely observed into terrestrial (Raupach et al., 1996) and aquatic canopies (Brown and Roshko, 1974; Ikeda and Kanazawa, 1996; Ghisalberti and Nepf, 2002) and are known to interact with flexible vegetation through the generation of synchronous and large-amplitude waving of canopies (called “monamis” by Ackerman and Okubo, (1993)). This synchronous motion of seagrass canopies results in enhanced vertical mixing and transport between the water column and the canopy (Koch and Gust, 1999; Ghisalberti and Nepf, 2002). The presence of monamis implies some consequences on sediment trapping by canopies.

Uittenbogaard (2003) indicated that the k- ϵ turbulence closure model appears adequate for modelling the turbulence in such shear flows. Also, we investigated the ability of our model to simulate such vortices and associated canopy motion. Using a horizontal mesh size of 0.15 m, our model simulated periodic velocity fluctuation (Figure 9). These fluctuations appeared triggered by the distance from the leading edge of the canopy and by the fraction of water column occupied by the canopy. Velocity fluctuations were less near the upstream edge of seagrass patch and increased downstream until reached a maximum (Figure 9B1, 9B2, 9D1 and 9D2). Moreover, the amplitude of these fluctuations was larger for higher fraction of the water column occupied by the canopy. These results are coherent with observations found in the literature (Ghisalberti and Nepf, 2002; Ghisalberti and Nepf, 2006; Nepf et al., 2007). Moreover, we compared the frequency of simulated velocity fluctuation (through spectral analysis) with an empirical formulation for KH instabilities, f_{KH} , described in Ghisalberti and Nepf (2002). Following the same methodology, we also compared predicted KH frequency (f_{KH}) with the frequency of canopy height fluctuations (Figure 10). We obtained a good correlation (RMSE = 0.029 Hz) between predicted frequency instability, f_{KH} (depending of the shape of the velocity profile), and simulated velocity fluctuation. Also, the interactions between the canopy height and the hydrodynamics was clearly demonstrated (RMSE = 0.032 Hz, Figure 10), with an inverse correlation between current velocity and canopy height (Figure 9B2, 9D1, 9D2) as also observed by Ghisalberti and Nepf (2006). However, using a larger horizontal mesh size ($dx = 1m$), our model was not able to simulate KH instabilities and monamis. In this case, we assess that the mesh size was larger than the vortices size. This aspect offers perspectives for investigating the impact of KH instabilities and monamis on the particle trapping by seagrass.

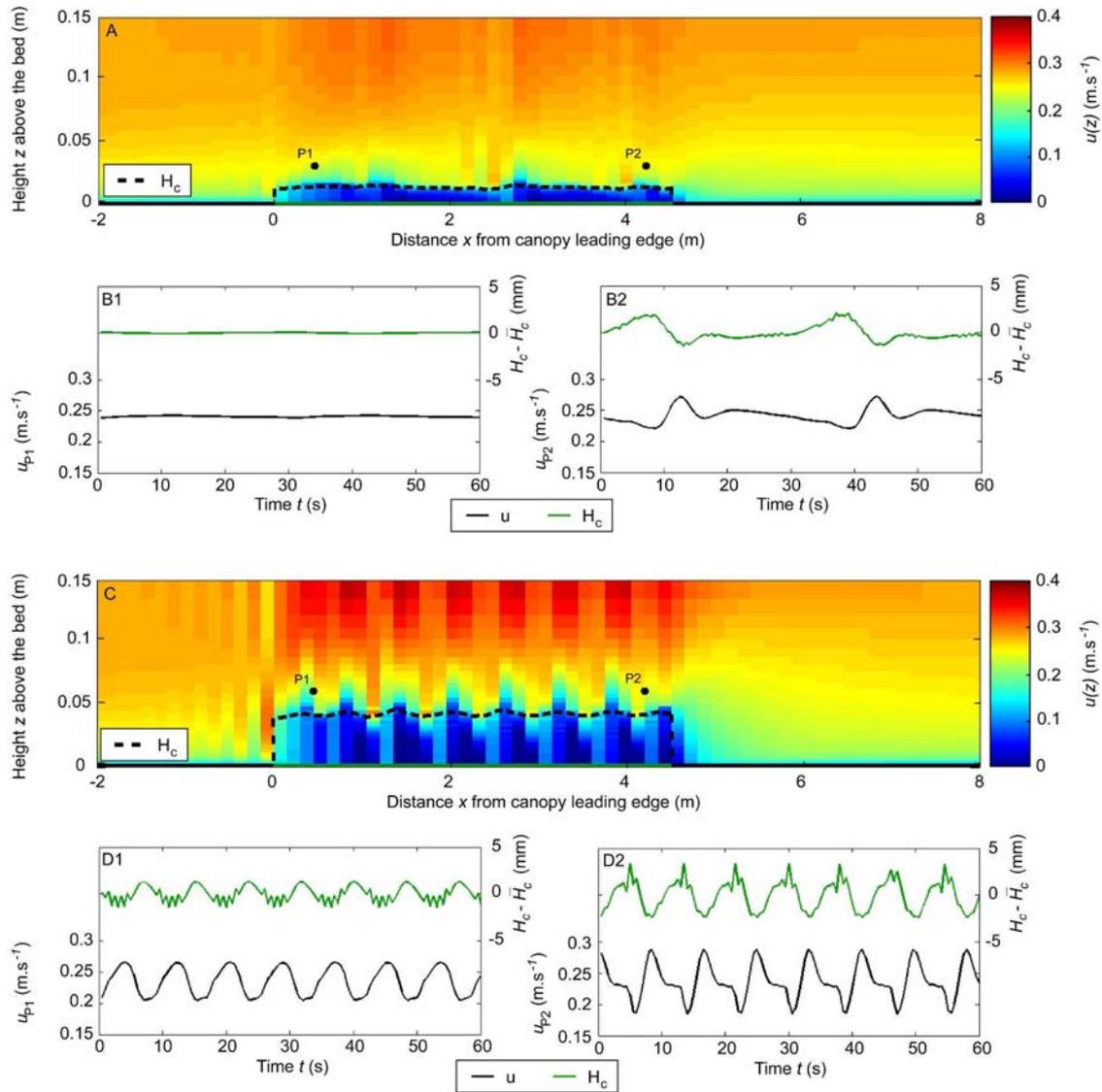


Figure 9: Mapping of the instantaneous simulated velocities over a patch of seagrass with low development (test T1, A), and comparison between velocity time-series, u (black line) and detrained canopy height, $H_c - \bar{H}_c$ (green line), near the leading edge of the canopy (B, position P1 in A) and near the downstream edge of the canopy (C, position P2 in A). Mapping of the instantaneous simulated velocities over a patch of seagrass with high development (test T5, D), and comparison between velocity time-series, u (black line) and detrained canopy height, $H_c - \bar{H}_c$ (green line), near the leading edge of the canopy (E, position P1 in D) and near the downstream edge of the canopy (F, position P2 in D). Note the contour of canopy (dashed black line) drawn in A and D.

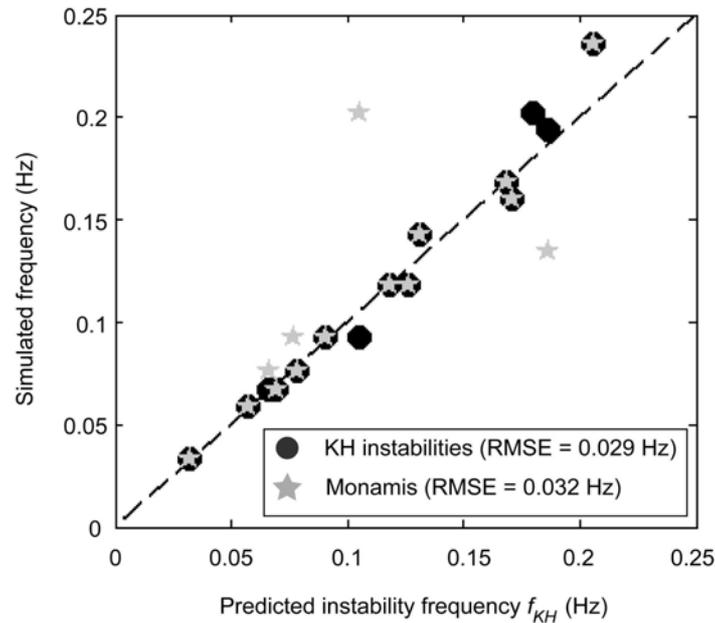


Figure 10: Comparison between simulated frequencies of Kelvin-Helmholtz instabilities (F_{KH} black points), simulated frequencies of Monamis (F_{Ms} grey stars) and predicted instability frequencies of mixing layer in presence of vegetation (f_{KH}). The dash line represents perfect agreement between empirical prediction and simulation.

4- III.1.6. Conclusion

Flow modification by rigid or flexible seagrass has been investigated through numerous field and flume studies, but the numerical modelling of flow in presence of flexible vegetation received much less attention. The introduction of the balance between turbulence production and dissipation, associated with a semi-empirical method for integrating the seagrass flexibility allowed us to simulate a wide range of flows through flexible vegetation. In all cases, the agreement between the simulated and observed velocity was good. The agreement between simulated and observed bottom shear stress (main physical forcing controlling sediment erosion) was also good. Furthermore, the model is able to simulate the development coherent vortices induced by Kelvin-Helmholtz instabilities, and the associated waving of the canopy. Moreover, the model showed a weak sensitivity to horizontal mesh size as its use will not be limited to the investigation of small-scale processes but can be extended at a regional scale (i.e. estuaries, coastal embayment). Further extension of this study would be to investigate the influence of seagrass beds with different spatial repartitions on the sediment dynamics and morphological evolutions on the basis of a schematic cross-shore tidal flat.

4- III.1.7. Acknowledgements

This work was a part of the French project EC2CO-EMPHASE, funded by INSU-CNRS, IFREMER (French Institute for the Research and Sea Exploitation) and SIBA (Arcachon Lagoon District Organization). We would like to particularly thank Franck Dumas and Pascal Lazure for their precious help with the open boundary management and numerical scheme of the turbulence closure model within of the MARS-3D code.

4- III.1.8. References

- Abdelrhman, M.A., 2003. Effect of eelgrass *Zostera marina* canopies on flow and transport. Marine Ecology Progress Series, 248: 67-83.
- Abdelrhman, M.A., 2007. Modeling coupling between eelgrass *Zostera marina* and water flow. Marine Ecology Progress Series, 338: 81-96.
- Ackerman, J.D. and Okubo, A., 1993. Reduced mixing in a marine macrophyte canopy. Functional Ecology, 7: 305-309.
- Amos, C.L., Bergamasco, A., Umgiesser, G., Cappucci, S., Cloutier, D., DeNat, L., Flindt, M., Bonardi, M. and Cristante, S., 2004. The stability of tidal flats in Venice Lagoon---the results of in-situ measurements using two benthic, annular flumes. Journal of Marine Systems, 51: 211-241.
- Baptist, M.J., 2003. A flume experiment on sediment transport with flexible, submerged vegetation, International Workshop on Riparian Forest Vegetated Channels: Hydraulic, Morphological and Ecological Aspects, RIPFOR, Trento, Italy, pp. 12p.
- Bouma, T.J., De Vries, M.B., Low, E., Peralta, G., Tànczos, I.C., Van De Koppel, J. and Herman, P.M.J., 2005. Trade-offs related to ecosystem engineering: a case study on stiffness of emerging macrophytes. Ecology, 86(8): 2187-2199.
- Bouma, T.J., van Duren, L.A., Temmerman, S., Claverie, T., Blanco-Garcia, A., Ysebaert, T. and Herman, P.M.J., 2007. Spatial flow and sedimentation patterns within patches of epibenthic structures: Combining field, flume and modelling experiments. Continental Shelf Research, 27: 1020-1045.
- Brown, G.L. and Roshko, A., 1974. On density effects and large structure in turbulent mixing layers. Journal of Fluid Mechanics, 64(4): 775-816.
- Brunet, Y., Finningan, J.J. and Raupach, M.R., 1994. A wind tunnel study for air flow in waving wheat: Single-point velocity statistics. Boundary Layer Meteorology, 70: 95-132
- Duarte, C.M. and Chiscano, C.L., 1999. Seagrass biomass and production: a reassessment. Aquatic Botany, 65: 159-174.
- Erduran, K.S. and Kutija, V., 2003. Quasi-three-dimensional numerical model for flow through flexible, rigid, submerged and non-submerged vegetation. Journal of Hydroinformatics, 05(3): 189-202.
- Fonseca, M.S. and Fisher, J.S., 1986. A comparison of canopy friction and sediment movement between four species of seagrass with reference to their ecology and restoration. Marine Ecology Progress Series, 29: 15-22.

- Fonseca, M.S. and Koehl, M.A.R., 2006. Flow in seagrass canopies: the influence of patch width. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67: 1-9.
- Fonseca, M.S., Zieman, J.S., Thayer G.W. and Fisher, J.S., 1983. The role of current velocity in structuring eelgrass (*Zostera marina* L.) meadows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 17: 367-380.
- Gacia, E. and Duarte, C.M., 2001. Sediment retention by a Mediterranean *Posidonia oceanica* meadow: the balance between deposition and resuspension. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52: 505-514.
- Gacia, E., Duarte, C.M., Marbà, N., Terrados, J., Kennedy, H., Fortes, M.D. and Tri, N.H., 2003. Sediment deposition and production in SE-Asia seagrass meadows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56: 909-919.
- Gacia, E., Granata, T.C. and Duarte, C.M., 1999. An approach to measurement of particle flux and sediment retention within seagrass (*Posidonia oceanica*) meadows. *Aquatic Botany*, 65: 255-268.
- Gambi, M.C., Nowell, A.R.M. and Jumars, P.A., 1990. Flume observations on flow dynamics in *Zostera marina* (eelgrass) beds. *Marine Ecology Progress Series*, 61: 159-169.
- Ghisalberti, M. and Nepf, H.M., 2002. Mixing layer and coherent structures in vegetated aquatic flows. *Journal of Geophysical Research*, 3: 1-11.
- Ghisalberti, M. and Nepf, H.M., 2006. The structure of the shear layer in flows over rigid and flexible canopies. *Environmental Fluid Mechanics*, 6: 277-301.
- Granata, T.C., Serra, T., Colomer, J., Casamitjana, X., Duarte, C.M. and Gacia, E., 2001. Flow and particle distribution in a nearshore seagrass meadow before and after a storm. *Marine Ecology Progress Series*, 218: 95-106.
- Grizzle, R.E., Short, F.T., Newell, C.R., Hoven, H. and Kindblom, L., 1996. Hydrodynamically induced synchronous waving of seagrasses: 'monami' and its possible effects on larval mussel settlement. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 206: 165-177.
- Hendriks, I.E., Bouma, T.J., Morris, E.P. and Duarte, C.M., 2010. Effects of seagrasses and algae of the *Caulerpa* family on hydrodynamics and particle-trapping rates. *Marine Biology*, 157: 473-481.
- Hendriks, I.E., Sintes, T., Bouma, T.J. and Duarte, C.M., 2008. Experimental assessment and modeling evaluation of the effects of the seagrass *Posidonia oceanica* on flow and particle trapping. *Marine Ecology Progress Series*, 356: 163-173.
- Ikeda, S. and Kanazawa, M., 1996. Three-dimensional organized vortices above flexible water plants. *Journal of Hydraulic Engineering*, 122(11): 634-640.
- Khublaryan, M.G., Frolov, A.P. and Zyryanov, V.N., 2004. Modeling water flow in the presence of higher vegetation. *Water Resources*, 31(6): 617-622.
- Koch, E.W., 1999. Sediment resuspension in a shallow *Thalassia testudinum* banks ex König bed. *Aquatic Botany*, 65: 269-280.
- Koch, E.W. and Gust, G., 1999. Water flow in tide- and wave-dominated beds of the seagrass *Thalassia testudinum*. *Marine Ecology Progress Series*, 184: 63-72.
- Lauder, B.B. and Spalding, D.B., 1974. The numerical computation of turbulent flow. *Comput. Meth. Appl. Mech. and Engrg.*, 3(2): 269-289.
- Lazure, P. and Dumas, F., 2008. An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for application at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources*, 31: 233-250.

- Lefebvre, A., Thompson, C.E.L. and Amos, C.L., 2010. Influence of *Zostera marina* canopies on unidirectional flow, hydraulic roughness and sediment movement. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30: 1783-1794.
- Leonard, L.A. and Croft, A.L., 2006. The effect of standing biomass on flow velocity and turbulence in *Spartina alterniflora* canopies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69: 325-336.
- Lopez, F. and Garcia, M., 1997. Open channel flow through simulated vegetation: turbulence modelling and sediment transport, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss.
- Madsen, J.D., Chambers, P.A., James, W.F., Koch, E.W. and Westlake, D.F., 2001. The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. *Hydrobiologia*, 444: 71-84.
- Nepf, H.M., 1999. Drag, turbulence, and diffusion in flow through emergent vegetation. *Water Resources Research*, 35(2): 479-789.
- Nepf, H.M. and Vivoni, E.R., 2000. Flow structure in depth-limited, vegetated flow. *Journal of Geophysical Research*, 105(C12): 28,547-28,557.
- Nepf, H.M., White, B., Lighthbody, A. and Ghisalberti, M., 2007. Transport in aquatic canopies. In: Gayev Y.A. and Hunt J.C.R. (Editors), *Flow and Transport Processes with Complex Obstructions*, pp. 221-2250.
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research*, 27: 1046-1059.
- Neumeier, U. and Amos, C.L., 2006. Turbulence reduction by the canopy of coastal *Spartina* salt-marshes. *Journal of Coastal Research*(SI 39 (Proceedings of the 8th International Coastal Symposium)): 433-439.
- Peralta, G., van Duren, L.A., Morris, E.P. and Bouma, T.J., 2008. Consequences of shoot density and stiffness for ecosystem engineering by benthic macrophytes in flow dominated areas: a hydrodynamic flume study. *Marine Ecology Progress Series*, 368: 103-115.
- Peterson, C.H., Luettich, J.R.A., Micheli, F. and Skilleter, G.A., 2004. Attenuation of water flow inside seagrass canopies of differing structure. *Marine Ecology Progress Series*, 268: 81-92.
- Rodi, W., 1980. Turbulence models and their applications in hydraulics: a state of the art review, Int. Assoc. for Hydraul. Res., Delft, Netherlands.
- Schutten, J. and Davy, A.J., 2000. Predicting the hydraulic force on submerged macrophytes from current velocity, biomass and morphology. *Oecologia*, 123: 445-452.
- Temmerman, S., Bouma, T.J., Govers, G., Wang, Z.B., De Vries, M.B. and Herman, P.M.J., 2005. Impact of vegetation on flow routing and sedimentation patterns: three-dimensional modeling for a tidal marsh. *Journal of Geophysical Research*, 110: F04019.
- Uittenbogaard, R., 2003. Modelling turbulence in vegetated aquatic flows, International Workshop on Riparian Forest Vegetated Channels: Hydraulic, Morphological and Ecological Aspects, RIPFOR, Trento, Italy, pp. 17 p.
- van der Heide, T., van Nes, E.H., Geerling, G.W., Smolders, A.J.P., Bouma, T.J. and van Katwijk, M.M., 2007. Positive feedbacks in seagrass ecosystems: implications for success in conservation and restoration. *Ecosystems*, 10: 1311-1322.
- Verduin, J.J. and Backhaus, J.O., 2000. Dynamics of plant-flow interactions for the seagrass *Amphibolis antarctica*: field observations and model simulations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50: 185-204.

- Ward, L.G., Kemp, W.M. and Boynton, W.R., 1984. The influence of waves and seagrass communities on suspended particulates in estuarine embayment. *Marine Geology*, 59: 85-103.
- Widdows, J., Pope, N.D., Brinsley, M.D., Asmus, H. and Asmus, R.M., 2008. Effects of seagrass beds (*Zostera noltii* and *Z. marina*) on near-bed hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Ecology Progress Series*, 358: 125-126.
- Wilson, C.A.M.E., 2007. Flow resistance models for flexible submerged vegetation. *Journal of Hydrology*, 342: 213-222.

4- IV. DISCUSSION ET PERSPECTIVES SUR LA MODELISATION

MODELISATION : LE TRANSFERT D'ECHELLE

4- IV.1. Effets de l'hétérogénéité spatiale des herbiers sur l'hydrodynamique et implications possibles pour la dynamique sédimentaire

En milieu naturel, les herbiers de phanérogames présentent plus souvent une répartition fragmentée qu'homogène (Robbin and Bell, 1994). Les observations effectuées durant les campagnes de terrain ont montré que l'herbier d'Arcachon présente une répartition fragmentée principalement au début de sa phase de croissance (patch d'environ 1 à 3 mètres de diamètres, espacés de plusieurs mètres). Puis durant la croissance, l'herbier tend à s'homogénéiser, les espaces entre les patches diminuant progressivement. Cette hétérogénéité de la répartition spatiale se répercute sur l'hydrodynamisme à travers une accélération de l'écoulement entre les patches (Granata et al., 2001 ; Fonseca and Koehl, 2006 ; Koch et al., 2006) et a donc des conséquences sur la dynamique sédimentaire à travers l'augmentation de la contrainte de cisaillement sur le fond (Ganthy et al., submitted to ECSS).

Une première estimation de la variabilité spatiale de la contrainte de cisaillement à l'amont d'un patch d'herbier a été effectuée par Ganthy et al. (in prep.), à partir de la modélisation hydrodynamique. Les résultats ont montré une augmentation de la contrainte de cisaillement sur le fond dans les premiers mètres du patch d'herbier. Cette distance correspond à la zone de décélération de l'écoulement et donc à la distance nécessaire à l'écoulement pour atteindre un nouvel état d'équilibre. Fonseca et Fisher (1986) estiment cette distance à 1 m alors que Granata et al. (2001) font état d'une distance équivalente à 50 fois la hauteur de la couche limite (définie égale à la hauteur de la canopée). Bien que les ordres de grandeurs soient identiques, les résultats de Ganthy et al. (in prep., § 4-III) mettent en évidence que cette distance ne semble dépendre ni de la hauteur ou de la densité de végétation, ni de la résolution spatiale du modèle utilisée, et que seule l'augmentation de la contrainte de cisaillement sur le fond semble être liée à la densité.

Afin d'estimer plus finement l'impact d'une répartition en patches de l'herbier, des simulations supplémentaires ont été effectuées pour 2 stades de développement de l'herbier et deux répartitions différentes (Figure 4-1). Les résultats de ces simulations mettent évidence une zone

d'augmentation de la contrainte de cisaillement à l'aval des patches d'herbiers. La distance impactée apparaît environ égale à 2.5 m, et ne semble pas dépendante du développement de l'herbier (densité ou hauteur de canopée). Inversement à l'amont du patch, l'intensité de la contrainte de cisaillement sur le fond est plus importante pour un herbier plus développé.

La comparaison entre deux configurations présentant des longueurs de patches et d'inter-patches fixées à 1.5 m (Figure 4-1A1, 4-1B1 et 4-1C1) ou à 3 m (Figure 4-1A2, 4-1B2 et 4-1C2) met en évidence des répercussions possibles sur la dynamique sédimentaire. En effet, dans le cas d'un faible écartement des patches (1.5 m, Figure 4-1A1, 4-1B1 et 4-1C1), la distance n'est pas suffisante pour permettre à l'écoulement de regagner un état d'équilibre associé à un fond non végétalisé. Il en résulte une contrainte de cisaillement sur le fond plus élevée, alors que pour des patches espacés d'une distance plus importante (3 m, Figure 4-1A2, 4-1B2 et 4-1C2), l'écoulement regagne un état d'équilibre temporaire avant d'atteindre le patch suivant.

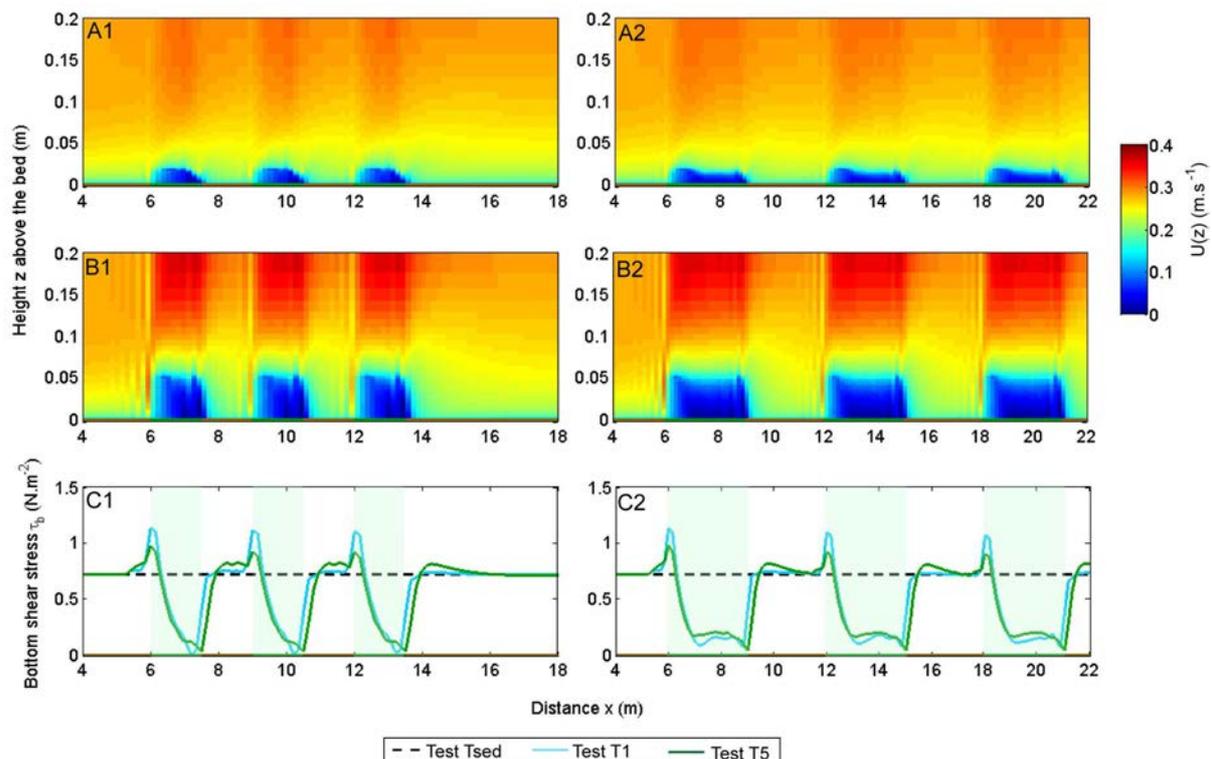


Figure 4-1. Comparaison entre les vitesses (moyenne temporelle, $U(z)$, $U_\infty = 0.3 \text{ m.s}^{-1}$) simulées en présence de patches d'herbiers de faible dimension (longueur de patch et d'inter-patch = 1.5 m ; A1 et B1) et de dimension moyenne ((longueur de patch et d'inter-patch = 3 m ; A2 et B2), pour des herbiers faiblement développés (Test T1, A) et pleinement développés (Test T5, B). Comparaison des contraintes de cisaillement sur le fond (τ_b) associées à ces différentes configurations (patches de 1.5 et 3 m, C1 et C2 respectivement) avec en référence la contrainte de cisaillement associée à un fond non végétalisé (Test Tsed).

Cet impact de la structure spatiale des herbiers sur les contraintes de cisaillement sur le fond conduit à s'interroger sur (i) les effets potentiels de la variabilité spatiale des contraintes de cisaillement sur l'érosion des sédiments et (ii) les effets de la résolution spatiale utilisée en vue d'une modélisation à plus grande échelle d'espace.

Les contraintes critiques pour l'érosion des sédiments superficiels en l'absence de végétation ($\tau_{ce} = 0.63 \text{ N.m}^{-2}$; Ganthy et al., 2011) sont inférieures aux contraintes de cisaillement sur le fond obtenues entre les patchs (τ_b de 0.7 à 1.5 N.m^{-2}) pour une vitesse libre ($U_\infty = 0.3 \text{ m.s}^{-1}$) représentative des vitesses obtenues sur l'estran en période de vive-eau (Ganthy et al., under review). Ce résultat démontre une érosion potentielle des sédiments superficiels entre les patchs. Cependant, il est impossible de quantifier le devenir des sédiments érodés (sont-ils piégés par les patchs d'herbiers successifs, le piégeage dépend-il du stade de développement des herbiers ?) et les conséquences qui en découlent sur les bilans sédimentaires saisonniers et annuels.

De plus, pour une modélisation à grande échelle spatiale, la taille des mailles est bien plus importante (plusieurs dizaines de mètres) que l'échelle spatiale associée à l'hétérogénéité des herbiers, conduisant potentiellement à des différences de bilan sédimentaire en fonction de la résolution spatiale utilisée.

Devant ce constat, il apparaît nécessaire d'évaluer les impacts potentiels de l'hétérogénéité de l'herbier à différentes résolutions spatiales. Il convient également d'investiguer ces aspects dans les deux dimensions horizontales afin de qualifier et de quantifier les parts relatives des effets longitudinaux (l'écoulement rencontrant une succession de patchs ; Figure 4-1) des effets latéraux (effets de contournement ; Fonseca and Koehl, 2006 ; Zong and Nepf, 2010).

Une étude de modélisation en 3 dimensions d'un estran schématisé présentant des patchs de dimensions variables pourrait permettre dans un premier temps d'évaluer le degré de pertinence des interactions entre l'hétérogénéité des herbiers et la dynamique sédimentaire, en fonction du stade de développement des herbiers et de la résolution spatiale. Ensuite, une pondération de la contrainte de cisaillement sur le fond associée à chaque maille pourrait être calibrée selon une approche statistique basée sur le rapport entre la surface occupée par des herbiers et la surface de sédiments nus, d'une part, et sur la dimension moyenne des patchs, d'autre part, afin de tenir compte de la variabilité spatiale des processus d'érosion et de dépôt à l'intérieur de chaque maille du modèle.

4- IV.2. Modélisation de la turbulence et Implication du mélange vertical sur la dynamique sédimentaire

Le modèle présenté par Ganthly et al. (in prep.) permet une simulation satisfaisante des vitesses de l'écoulement et de la contrainte de cisaillement sur le fond en présence d'herbiers de *Zostera noltii*. Les propriétés de turbulence de l'écoulement sont également simulées de manière relativement satisfaisante (Figure 4-2). Les cartographies de l'énergie cinétique turbulente obtenues pour des herbiers peu et pleinement développés (Figure 4-2B1 et 4-2B2, respectivement) sont similaires aux résultats de Neumeier et al., (2007) obtenus à partir de mesures en canal à courant, et en présence de végétation de schorre. Les cartographies montrent une zone de forte turbulence située dans le premier mètre de l'herbier et correspondant à la zone de décélération de l'écoulement (Fonseca and Fisher, 1986 ; Granata et al., 2001 ; Van Keulen et al., 2003). Les niveaux de TKE dans cette zone sont également significativement plus importants en présence d'un herbier peu développé (Figure 4-2B1) que pour un herbier pleinement développé (Figure 4-2B2). Ces observations traduisent en particulier l'efficacité accrue d'un herbier fortement développé à dévier l'écoulement vers le sommet de la canopée, associé à la mise en place du skimming flow. Tandis que dans le cas d'un herbier peu dense, l'intrusion de l'écoulement dans la canopée est plus importante en terme de longueur de vitesses, résultant en une turbulence et en un mélange plus important (Koch and Gust, 1999 ; Van Keulen et al., 2003 ; Koch et al., 2006). De plus, le courant d'écumage est particulièrement visible dans le cas de l'herbier pleinement développé, et se traduisant par une zone de forte turbulence située au sommet de la canopée.

La comparaison des profils de TKE mesurés et simulés à une distance identique (P1, Figure 4-2 D1 et D3) met en évidence des formes générales de profils similaires tant pour l'herbier peu développé que pour l'herbier pleinement développé (Figure 4-2D1 et D3, respectivement). Cependant, les niveaux de turbulence apparaissent surestimés par le modèle (par un facteur 2-2.5) dans les zones de turbulence maximum. De plus, pour l'herbier développé, la position de la zone de turbulence maximum est simulée à une hauteur supérieure aux observations. La comparaison entre les profils mesurés (à P1) et simulés dans la zone d'écoulement pleinement développé (P2) met en évidence l'établissement du courant d'écumage même en présence d'herbier peu développé (Figure 4-2D2).

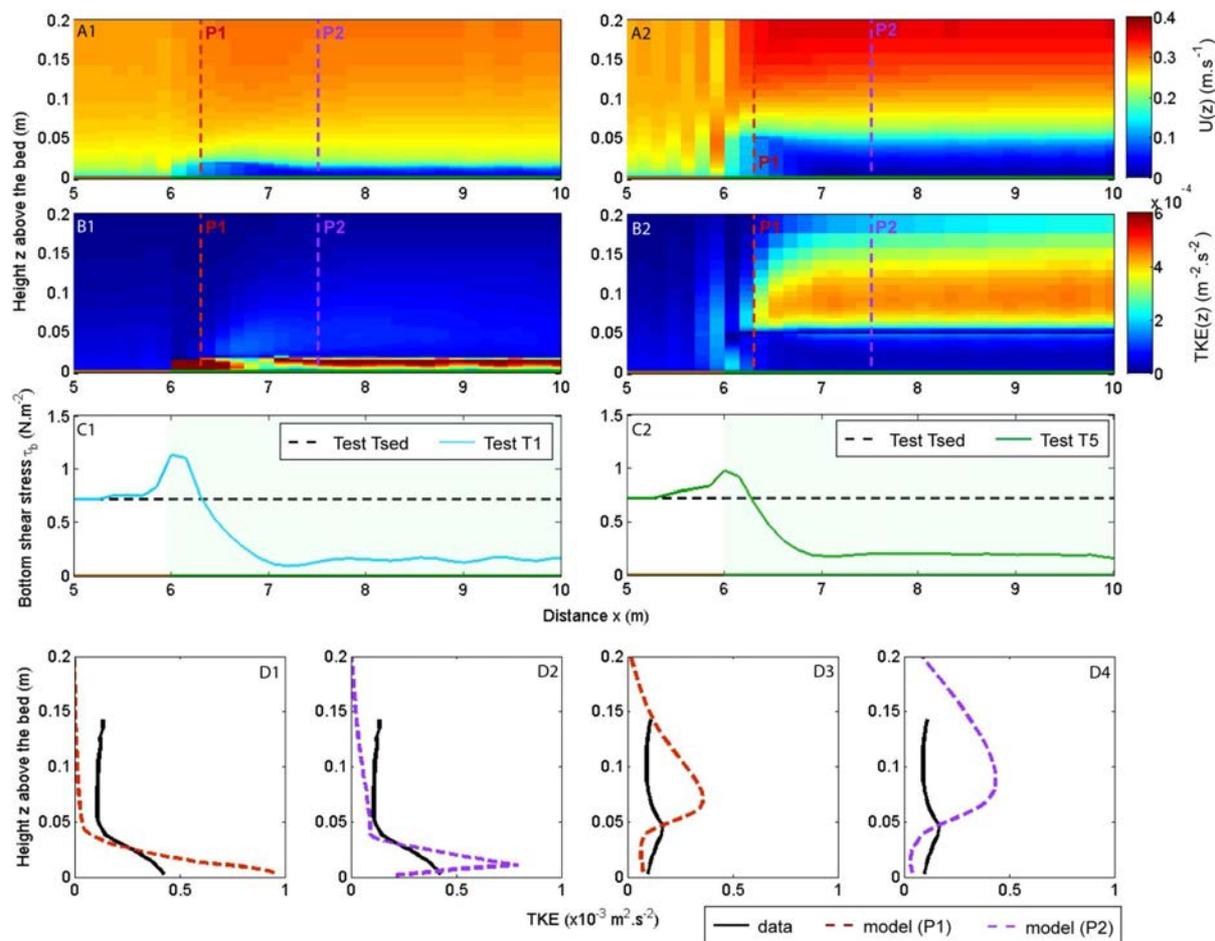


Figure 4-2. Cartographie des vitesses (moyenne temporelle, A1 et A2) et de l'énergie cinétique turbulente (TKE, moyenne temporelle, B1 et B2) pour un herbier peu développé (Tests T1, A1 et B1) et un herbier pleinement développé (Test T5, A2 et B2). Profils longitudinaux de contrainte de cisaillement sur le fond pour les deux développements d'herbier (C1 et C2, respectivement). Comparaison des profils de TKE mesurés en canal à courant (Ganthy et al., submitted to ECSS ; ligne pleine noire) et modélisée (ligne pointillée de couleur) au point de mesure (P1, D1 et D3) et dans la zone d'écoulement pleinement développé (P2, D2 et D3). La position des profils (P1 et P2) est également indiquée sur les cartographies des vitesses et de TKE (A1, A2, B1, B2).

L'utilisation d'un coefficient de traînée (c_D) constant ne prenant donc en compte ni la variation verticale de la densité de végétation ni la vitesse, peut être avancée comme une cause probable de la surestimation de l'énergie cinétique turbulente. En effet, en milieu naturel, les feuilles situées dans la partie supérieure de la canopée se retrouvent quasiment horizontales, créant une couche de plus faible traînée (Madsen et al., 2001 ; Fonseca et al., 2007), donc associée à une valeur plus faible de (c_D) que dans les parties plus basses de la canopée. Cependant, malgré la surestimation des niveaux de turbulence (qui ne dépasse pas un facteur 2.5) le modèle apparaît satisfaisant en

considérant les limitations induites par les choix relatifs à la calibration du coefficient de traînée et du coefficient c_w , ajouté pour tenir compte de la variation verticale de la courbure des feuilles.

Les variations de vitesses induites par la propagation des vortex associés aux instabilités de Kelvin-Helmholtz induisent une oscillation périodique de la hauteur de canopée connue sous le terme de monamis (Ackerman and Okubo, 1993 ; Ghisalberti and Nepf, 2002 ; Ghisalberti and Nepf, 2006 ; White and Nepf, 2007). Ces oscillations périodiques de la vitesse et de la hauteur de canopée sont simulées pour un domaine de calcul possédant une forte résolution horizontale ($dx = 0.15$ m ; Ganthy et al., in prep.). Une conséquence des oscillations de la de canopée se matérialise par l'augmentation du mélange vertical entre la colonne d'eau libre au-dessus de la canopée et la colonne d'eau située dans la canopée (Koch and Gust, 1999 ; Nepf, 1999b ; Ghisalberti and Nepf, 2002 ; Ghisalberti and Nepf, 2006 ; Koch et al., 2006 ; Nepf et al., 2007a). Cependant, le fait que les oscillations de la vitesse et de la canopée ne soient simulées que pour des mailles de petite dimension conduit à s'interroger sur la quantification de la contribution d'un tel processus sur l'augmentation des flux de dépôt. En effet, dans le cas où les monamis auraient un impact significatif sur le dépôt, le fait de ne pas les simuler en raison d'une résolution spatiale insuffisante pourrait conduire à modifier la répartition spatiale des flux dépôt, et par conséquence les bilans sédimentaires à l'échelle de l'herbier.

Il apparaît donc nécessaire d'estimer la contribution des monamis dans les processus de dépôt des sédiments. Pour ce faire, des simulations en 3 dimensions et à très haute résolution horizontale ($dx \sim 0.05$ m) pourraient être effectuées pour différents stades de développement d'un patch d'herbier. L'impact des monamis sur la variation spatiale des flux de dépôt et sur les bilans sédimentaires à l'échelle du patch pourrait être quantifié par la comparaison des bilans sédimentaires obtenus pour de deux configurations tests : i) une canopée flexible libre (laissée libre de réagir aux fluctuations de la vitesse) et ii) une canopée flexible fixe (initialisée en fonction de la vitesse libre appliquée ; dans ce cas la hauteur de canopée est calculée mais n'est pas mise à jour à chaque pas de temps). Dans le cas où la contribution des monamis sur les flux de dépôt et les bilans sédimentaires serait avérée, il pourra être nécessaire d'envisager un paramétrage permettant de tenir compte de cette modification des flux de dépôt, par exemple à partir d'une pondération de la vitesse de la chute des sédiments selon une relation dépendant des caractéristiques de la végétation (fraction de la colonne d'eau occupée par la canopée, densité de végétation) et de l'intensité de la couche de cisaillement.

4- IV.3. Vers la modélisation de la dynamique sédimentaire

La compréhension, la quantification et la modélisation des processus hydrodynamiques interagissant avec les herbiers de *Zostera noltii*, ainsi que la qualification des processus sédimentaires, fournissent des bases solides quand à la perspective de modélisation hydro-sédimentaire. Les principaux paramètres contrôlant les processus d'érosion ont été quantifiés et paramétrés, voir modélisés. Ainsi, la contrainte de cisaillement sur le fond (τ_b) répondant aux interactions entre processus hydrodynamiques et canopées des herbiers a été calibrée dans le module hydrodynamique du modèle MARS-3D (Ganthy et al., in prep. ; § 4-IV). La contrainte critique d'érosion et le flux d'érosion ont fait l'objet d'un paramétrage empirique dépendant de la granulométrie et de l'état de compaction des sédiments, et intégrant également l'effet de stabilisation joué système racinaire en fonction de sa profondeur (Ganthy et al., 2011 ; § 3-III.2.). Ce paramétrage a d'ors et déjà été implémenté dans le module de dynamique sédimentaire du modèle MARS-3D, et demande à être testé.

De plus, le paramétrage de la loi d'érosion repose sur la profondeur du système racinaire des zostères ou de la profondeur à laquelle les sédiments non-végétalisés sont supposés posséder des caractéristiques d'érodabilité à l'équilibre (z_i). Une valeur de z_i doit être fixée pour l'initialisation du modèle, puis mise à jour en fonction des érosions et dépôts ultérieurs. En cas d'érosion, la valeur de z_i diminue en fonction de l'épaisseur érodée à chaque pas de temps, jusqu'à éventuellement devenir nulle : dans ce cas, l'érosion a amené le niveau racinaire à la surface. Dans le cas d'un dépôt de sédiments, z_i augmente en fonction de l'épaisseur de sédiments déposés. Cependant, l'étude menée par Brun et al. (2005) fait état de la croissance verticale des rhizomes et donc de la remontée du niveau racinaire lorsqu'un dépôt intervient. La vitesse de croissance verticale mesurée par ces auteurs est de $0.083 \text{ cm.jour}^{-1}$, soit environ $2.57 \text{ cm.mois}^{-1}$. Cette accommodation du niveau racinaire en réponse au dépôt sédimentaire a également été observée de manière indirecte durant les campagnes d'érodabilité (Figure 4-3 ; Ganthy et al., 2011). Afin de tenir compte de la remontée du niveau racinaire sur les propriétés d'érodabilité des sédiments, une vitesse de remontée du niveau racinaire W_{ur} a été implémentée dans le module sédimentaire. Une valeur constante de vitesse (ex. $2.57 \text{ cm.mois}^{-1}$) est proposée dans un premier temps. Cependant, si la réponse de l'herbier est proportionnelle à l'épaisseur du dépôt, la vitesse W_{ur} pourra être paramétrée via une loi exponentielle. Ainsi, plus l'épaisseur de dépôt sera importante par rapport à la profondeur initiale $z_i(t)-z_i(t_0)$, plus la vitesse d'accommodation sera importante. Un exemple de loi exponentielle est présenté en figure 4-4.

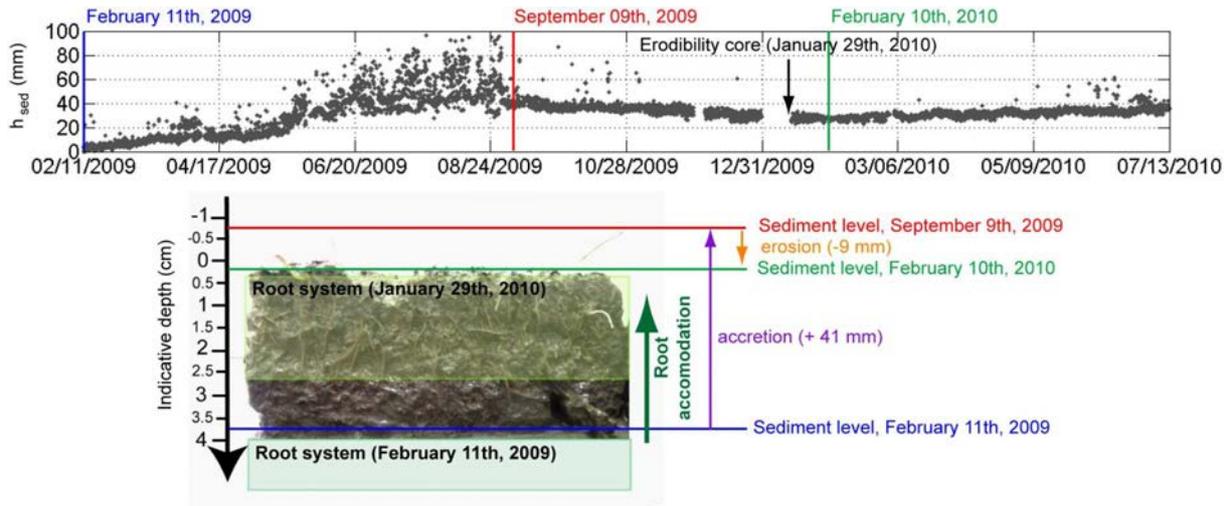


Figure 4-3. Mise en évidence de l'accommodation du niveau racinaire en réponse au dépôt, à partir de la reconstitution des niveaux sédimentaires sur la photo en coupe d'une carotte sédimentaire.

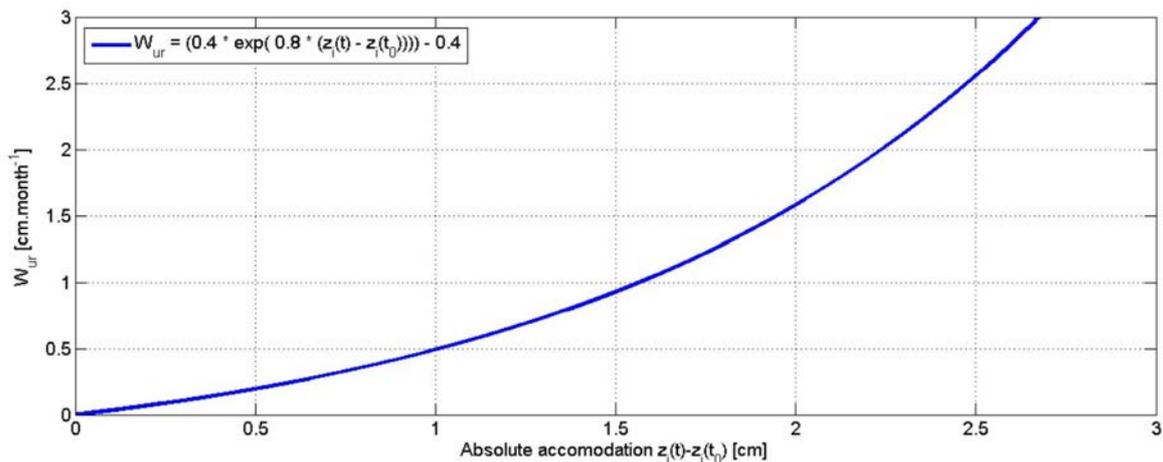


Figure 4-4. Exemple de paramétrage de la vitesse d'accommodation du niveau racinaire (W_{ur}) en fonction de l'épaisseur d'accommodation absolue.

Les expérimentations en canal à courant (Ganthy et al., submitted to ECSS) ont également mis en évidence l'impact potentiellement significatif des collisions entre les MES et le feuillage des herbiers sur les flux de dépôt. Ce processus, déjà mis en évidence et simulé selon une approche lagrangienne par Hendricks et al. (2008) pourrait être intégré dans le module sédimentaire à travers une approche statistique basée sur la probabilité de collision particule/feuille. Ainsi, en considérant une classe de sédiment fin transportée en suspension, le calcul du ratio entre la fraction du volume d'eau occupé par le feuillage par rapport au volume total de la canopée permettrait de calculer la fraction de MES susceptible d'entrer en collision avec le feuillage. L'application d'une vitesse de chute plus importante (à calibrer) pour cette sous-classe de particules, en raison de la perte

d'énergie cinétique des particules lors de la collision avec le feuillage, devrait permettre d'augmenter les flux de dépôt et de tenir compte de ce processus dans la modélisation de la dynamique sédimentaire en présence d'herbiers.

Enfin, Ganthy et al., (submitted to ECSS) ont également montré l'impact significatif du dépôt intervenant sur le feuillage lorsque l'herbier est pleinement développé. Les sédiments déposés sur le feuillage étant ensuite plus facilement remis en suspension. En vue de tenir compte de ce processus une pondération des flux de dépôt et d'érosion pourrait être envisagée en fonction de l'indice de surface foliaire (LAI) et de la hauteur de canopée (H_c) afin de d'intégrer un seuil de courbure permettant l'érosion du dépôt mis en place sur le feuillage.

4- IV.4. Vers la modélisation à l'échelle du bassin d'Arcachon

Un exercice de modélisation morpho-sédimentaire d'un estran schématique devrait être envisagé dans le but de tester les limites des paramétrages utilisés pour la modélisation des effets des herbiers sur les processus hydrodynamiques et sédimentaires, et dans un second temps afin de pouvoir estimer l'effet des herbiers de *Z. noltii* et de leur régression sur la dynamique sédimentaire et les évolutions morphologiques longs termes d'estrans colonisés à travers différents scénarios de répartitions des herbiers (herbier absent, présent en faible-forte densité, régression ou colonisation).

Les résultats préliminaires basés uniquement sur les processus hydrodynamiques sont prometteurs. Un estran schématique de pente constante (1.5 ‰) est simulé en présence d'une marée sinusoïdale d'amplitude égale à 4 m. La résolution spatiale est de 100 m et le domaine vertical est discrétisé en 15 couches équi-réparties. Un herbier continu pleinement développé est présent entre -1.2 et +0.5 m par rapport au niveau moyen. L'atténuation de la vitesse de l'écoulement en présence d'herbiers apparaît bien simulée au cours du cycle de marée, tant dans la partie basse que dans la partie haute du patch d'herbiers (Figure 4-5).

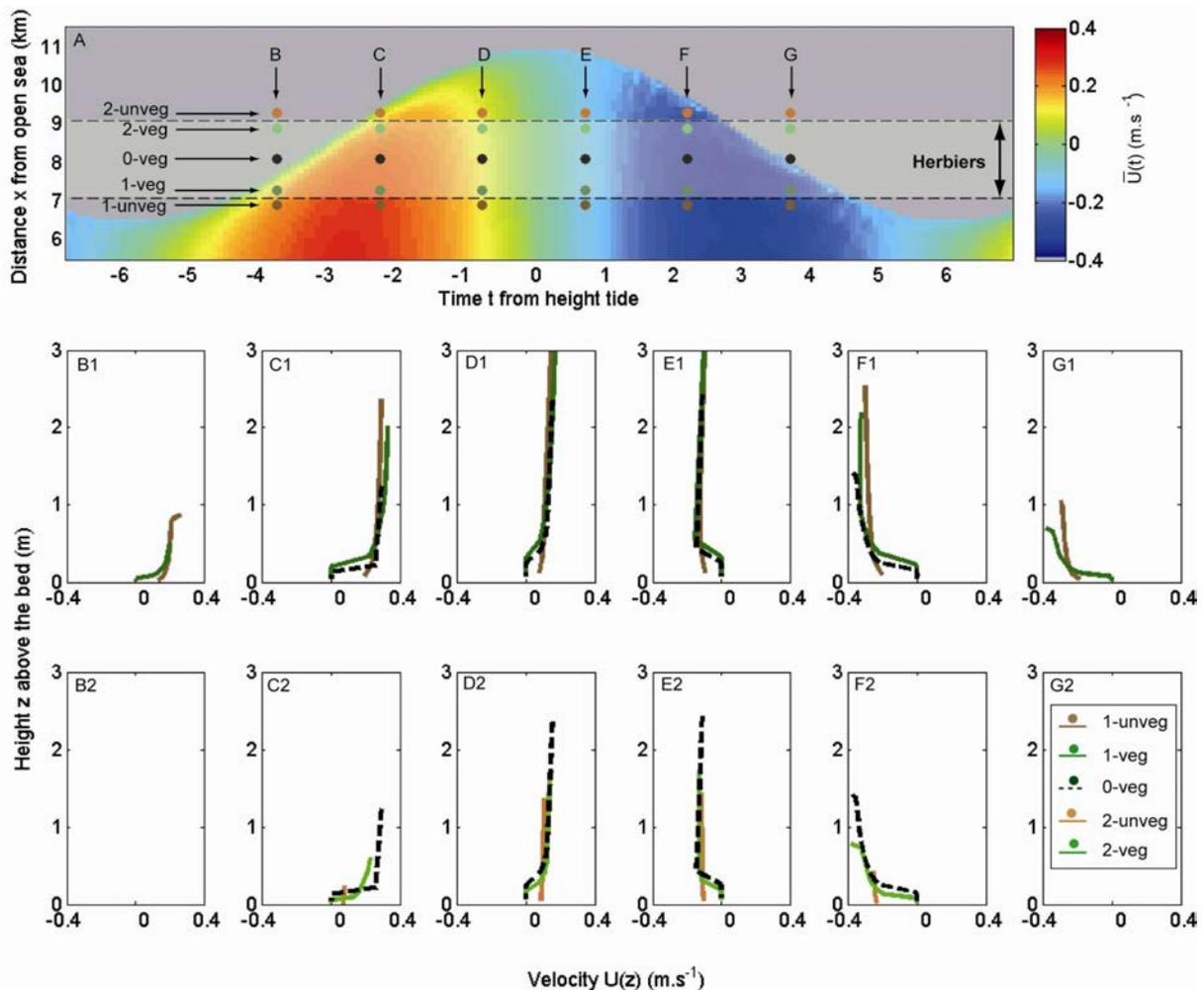


Figure 4-5. Résultats préliminaires de l'effet des herbiers sur l'hydrodynamique d'un estran schématisé. A : cartographie temporelle de la vitesse intégrée sur la verticale et positionnement des profils présentés. De B1 à G2 : profils de vitesse simulée à différents instant du cycle de marée (A, B, C, D, E, F et G), en présence et en l'absence d'herbiers, dans la partie basse de l'estran (1-veg et 1-unveg, respectivement) et dans la partie haute de l'estran (2-veg et 2-unveg, respectivement).

Cependant, en raison de la petite taille de *Z. noltii*, la résolution verticale du domaine de calcul doit être importante (Ganthy et al., in prep.), induisant la nécessité d'utiliser un pas de temps de calcul très court (ici 0.5 secondes). Ce pré requis implique des temps de simulation importants (ici 40 minutes pour simuler 5 jours). De plus, comme mis en évidence par Ganthy et al., (in prep.) le nombre minimum de couches nécessaires pour simuler de manière réaliste l'effet des herbiers sur l'hydrodynamique est de 2. Aussi, afin de respecter ce critère lorsque la hauteur d'eau est importante, la hauteur de canopée est automatique ajustée à la hauteur correspondant à deux mailles. Il en résulte une surestimation de la hauteur de canopée, et donc de la hauteur impactée par l'atténuation de vitesse lorsque la hauteur d'eau est importante. Ceci peut avoir des répercussions sur la dynamique sédimentaire et induire un biais du modèle en terme de bilans sédimentaires et

d'évolutions morphologiques associées. En effet, dans les parties basses des herbiers, là où la hauteur d'eau est la plus importante, l'augmentation de la hauteur d'atténuation de la vitesse induite par cette limitation du modèle pourrait conduire à une surestimation de la protection contre l'érosion jouée par les herbiers et par une augmentation des flux de dépôt par rapport aux parties hautes des herbiers où, du fait des hauteur d'eau moins importantes, la résolution verticale est plus fine. Une estimation de ce biais devrait donc être effectuée.

La limitation principale du modèle hydrodynamique en présence d'herbier (Ganthy et al., in prep.) réside donc dans les temps de calcul importants induits par la haute résolution verticale. Actuellement, dans une perspective d'application du modèle à l'échelle du bassin d'Arcachon, il ne semble pas envisageable de pouvoir effectuer des simulations longues (plusieurs mois). Cependant, le modèle pourrait permettre d'évaluer l'impact des herbiers sur les bilans sédimentaire à l'échelle du cycle lunaire (morte-eau/vive-eau) pour différents stades de développement des herbiers. Cependant, en vue d'une modélisation sur le plus long terme à l'échelle du bassin, des compromis peuvent être envisagés. Par exemple, une longueur de rugosité représentative de la végétation pourrait être calibrée en fonction du stade développement des herbiers, permettant de ce fait de réduire la résolution verticale et de diminuer les temps de calcul.

Les différences entre modèle réaliste (Uittenbogaard, 2003 ; Ganthy et al., in prep.) et modèle schématique utilisant une forte valeur de rugosité devront être évaluées préalablement à l'étape de modélisation à l'échelle du bassin d'Arcachon, afin de quantifier les incertitudes induites par la simplification de la prise en compte des herbiers.

4- V. SYNTHÈSE DU CHAPITRE -4-

Les interactions entre les herbiers de *Zostera noltii*, leur flexibilité et les processus hydrodynamiques à petite échelle ont été intégrés au modèle hydrodynamique MARS-3D à travers l'ajout de termes sources et puits dans l'équation de la quantité de mouvement, de la production d'énergie turbulente et de la dissipation turbulente. Une calibration satisfaisante des processus hydrodynamique a été obtenue à partir des expérimentations menées en canal à courant (Ganthy et al., submitted to ECSS).

Les conclusions et perspectives de cette étude sont :

- La stratégie utilisée pour intégrer l'effet des herbiers et de leur flexibilité sur les processus hydrodynamique permet une simulation satisfaisante de la vitesse et de la turbulence à l'intérieur et au-dessus de la canopée pour des stades contrastés du développement des herbiers.
- La variabilité spatiale de la contrainte de cisaillement sur le fond en fonction de l'hétérogénéité spatiale des herbiers implique des modifications de la dynamique sédimentaire.
- Le modèle peut être transposable à d'autres espèces de végétation aquatique moyennant un effort de calibration limité, à condition d'avoir au préalable quantifier finement les paramètres biométriques de l'espèce considérée.
- L'utilisation du modèle ne sera pas limitée à l'investigation des processus à petite échelle mais pourra également être étendue à une échelle régionale (estuaire, lagune), moyennant cependant des durées de calcul importantes.
- La quantification de l'impact de certains processus à petite échelle (monamis, collision feuilles-MES, dépôt sur les feuilles) apparaît nécessaire afin d'effectuer la transposition de ces processus à des échelles supérieures d'espace et de temps.

CHAPITRE - 5 -

CONCLUSIONS GENERALES ET

PERSPECTIVES

La dynamique de l'écosystème du bassin d'Arcachon est une préoccupation constante des acteurs locaux et scientifiques, du fait de la diversité d'usages de la lagune en termes d'activité conchylicole et halieutique, de zone touristique et d'habitat naturel hétérogène présentant une importante biodiversité. Cependant, les usagers du bassin ont récemment rapporté des modifications de l'écosystème, observant une régression importante de la surface des herbiers de *Zostera noltii* colonisant les estrans et une tendance au comblement des chenaux des parties internes du bassin d'Arcachon.

Les travaux réalisés dans cette étude visent à évaluer le rôle des herbiers intertidaux sur la dynamique sédimentaire de la lagune afin de fournir des perspectives quand à l'estimation des conséquences de la régression de surface des herbiers de *Zostera noltii* sur les bilans sédimentaires.

5- I. CONCLUSIONS

Les observations à court et moyen terme réalisées sur le terrain (chapitre 2) révèlent des évolutions spatio-temporelles des bilans sédimentaires propres aux estrans colonisés, avec notamment un envasement significatif corrélé au développement de l'herbier, mais ne permettent pas de quantifier finement les processus à petite échelle (chapitre 3). Les mesures en laboratoire des processus hydro-sédimentaires et d'érodabilité des sédiments permettent de quantifier les processus interagissant à petite échelle, mais ne sont par définition pas capable de fournir une vision des interactions entre processus aux échelles d'espace représentatives d'un estran voir d'un estuaire ou d'une lagune comme le bassin d'Arcachon. La modélisation hydrodynamique apparaît comme un outil adapté pour effectuer le transfert d'échelle des observations à petite échelle d'espace et de temps vers les plus grandes échelles, même si les problèmes de temps de calcul importants induits par la résolution du modèle ne permettent pas dans un avenir proche d'effectuer des simulations sur le long terme à l'échelle du bassin d'Arcachon (chapitre 4).

Les herbiers de *Z. noltii* présentent un cycle de croissance annuel marqué par un développement maximum à la fin de l'été et un minimum au milieu de l'hiver. La variabilité saisonnière des caractéristiques biométriques induit une modification importante des processus hydrodynamiques et sédimentaires se répercutant sur les évolutions morphologiques des estrans colonisés.

Ainsi, la compréhension des interactions entre cycle de croissance des herbiers, processus hydrodynamiques et effets en cascade sur la dynamique sédimentaire permet de définir 4 états conceptuels des herbiers et de la dynamique sédimentaire associée (Figure 5-1) que l'on nomme :

- **ETAT TRANSITOIRE PRINTANIER (ETP)**
- **ETAT STATIONNAIRE ESTIVAL (ESE)**
- **ETAT TRANSITOIRE AUTOMNAL (ETA)**
- **ETAT STATIONNAIRE HIVERNAL (ETH)**

Le passage d'un état à l'autre au gré des saisons est contrôlé par des processus spécifiques. Ainsi, le passage d'un état stationnaire à un état transitoire est induit par la variation des paramètres climatiques (température de l'eau, rayonnement solaire) contrôlant la croissance des herbiers. La transition d'un état transitoire à un état stationnaire est induite par des processus dépendant de la croissance des herbiers, mais qui ne sont pas directement associés aux paramètres climatiques.

5-I.1. L'Etat Transitoire Printanier

Le début de l'ETP est associé au début de la croissance végétative des herbiers, induite par l'augmentation de la température de l'eau et du rayonnement solaire. Durant cette période, l'herbier gagne en densité de plants et de feuilles, la hauteur de canopée augmente, ainsi que l'indice de surface foliaire (LAI). Il résulte de ces changements de structure de la canopée une atténuation de croissante des vitesses à l'intérieur de la canopée. L'atténuation de la vitesse est associée à une augmentation de la hauteur de la zone de maximum de turbulence en raison de l'augmentation du gradient de vitesse au sommet de la canopée. Dans le même temps, les contraintes de cisaillement sur le fond diminuent.

Ces modifications hydrodynamiques à l'intérieur de la canopée induisent une protection des sédiments superficiels contre l'érosion de plus en plus importante ainsi qu'une augmentation du pouvoir de piégeage des sédiments par les herbiers. La capacité de piégeage par les herbiers peut également être reliée à l'effet direct de l'augmentation de la densité de feuille (et de la diminution de la porosité de la canopée), à travers l'augmentation des collisions entre les feuilles et les particules en suspension menant à la diminution de l'énergie cinétique des particules en suspension lors des collisions.

Ainsi, des sédiments de plus en plus fins peuvent être captés par les canopées, mais leur remise en suspension est limitée en raison de la diminution de l'énergie hydrodynamique près du fond. Les processus de dépôt dominant durant cet état et l'absence de remise en suspension due à

l'effet de protection hydrodynamique joué par la canopée conduit à l'accrétion. Les sédiments déposés étant de plus fins, les caractéristiques des sédiments superficiels changent, se traduisant par l'augmentation de la fraction de vase et la diminution de la concentration volumique et de la densité sèche. Dans le même temps, les zostères répondent à l'accrétion sédimentaire par une croissance verticale de la rhizosphère.

5-I.2. L'Etat Stationnaire Estival

L'ESE correspond à la période de développement maximum des herbiers (densité de feuilles, LAI, hauteur de canopée). Les conséquences hydrodynamiques du développement maximum se traduisent par une atténuation très importante des vitesses dans la canopée (>80%) et une forte turbulence au sommet de la canopée, associée à de faibles contraintes de cisaillement sur le fond.

La faible énergie hydrodynamique près du fond induit une forte protection contre l'érosion des sédiments superficiels, bien que leur résistance à l'érosion soit faible ($\tau_{ce} = 0.18 \text{ N.m}^{-2}$) du fait de leur importante fraction de vase et de leur faible état de consolidation.

Dans le même temps, la surface de feuilles étant à son maximum, la majorité du dépôt des sédiments s'effectue sur le feuillage. Les sédiments déposés sur les feuilles étant alors facilement remis en suspension. Il en résulte une diminution des flux de dépôt à l'interface eau-sédiment. Cet effet de seuil de la surface de feuille sur le dépôt net des sédiments au fond marque le début de l'ESE.

L'importante protection contre l'érosion, associée aux faibles flux de dépôt conduit à une tendance à la stabilité du niveau sédimentaire. Mais cette stabilité pourrait être reliée à un état d'équilibre dynamique entre deux processus ayant des conséquences s'annulant en terme d'élévation du substrat. En effet, en raison de l'absence de remaniement, les sédiments superficiels sont susceptibles de se consolider progressivement, menant à une faible diminution de l'élévation du substrat qui pourrait être compensée par le dépôt, bien que les flux nets de dépôt soient faibles.

5-I.3. L'Etat Transitoire Automnal

Le début de l'ETA est associé au début de la dégénérescence des herbiers, induite par la diminution de la température de l'eau et du rayonnement solaire. Durant cette période, les densités de plants et de feuilles diminuent, de même que la hauteur de canopée et l'indice de surface foliaire. Il résulte de ces changements de structure de la canopée une atténuation de plus en plus faible des vitesses à l'intérieur de la canopée. La diminution de l'atténuation de la vitesse est associée à une

diminution de la hauteur de la zone de maximum de turbulence. Dans le même temps, les contraintes de cisaillement sur le fond augmentent.

L'augmentation des contraintes de cisaillement sur le fond associées à la diminution de l'atténuation des vitesses à l'intérieur de la canopée induisent une protection des sédiments superficiels contre l'érosion de plus en plus faible ainsi qu'une diminution du pouvoir de piégeage des sédiments par les herbiers.

Ainsi, les particules les plus fines présentes dans les sédiments superficiels et correspondant au dépôt frais vaseux mis en place durant l'ETP, peuvent être érodées. Il résulte de l'érosion préférentielle des particules fines une diminution du niveau sédimentaire associée à une augmentation de la fraction sableuse des sédiments superficiels et une augmentation progressive de la résistance des sédiments face à l'érosion.

Lorsque l'érosion atteint le sommet de la rhizosphère (qui a accommodé en partie l'accrétion sédimentaire de l'ETP), l'érosion est alors bloquée, en raison de l'effet de stabilisation des sédiments induit par la présence même de la rhizosphère.

Le blocage de l'érosion au sommet de la rhizosphère marque alors le changement le passage de l'ETA vers l'ESH.

5-I.4. L'Etat Stationnaire Hivernal

L'ESH correspond à la période de développement minimum des herbiers (densité de feuilles, LAI, hauteur de canopée). Les conséquences hydrodynamiques du faible développement se traduisent par une faible atténuation des vitesses dans la canopée (<60%) et une forte turbulence près du fond.

L'énergie hydrodynamique au fond induit un fort potentiel érosif des sédiments superficiels et un effet des flux de dépôt insignifiant. Cependant, bien que l'énergie hydrodynamique près du fond soit importante, la résistance des sédiments face à l'érosion est également importante ($\tau_{ce} > 3 \text{ N.m}^{-2}$) en raison de la stabilisation induite par la présence de la rhizosphère. La tendance est alors à la stabilité du niveau sédimentaire.

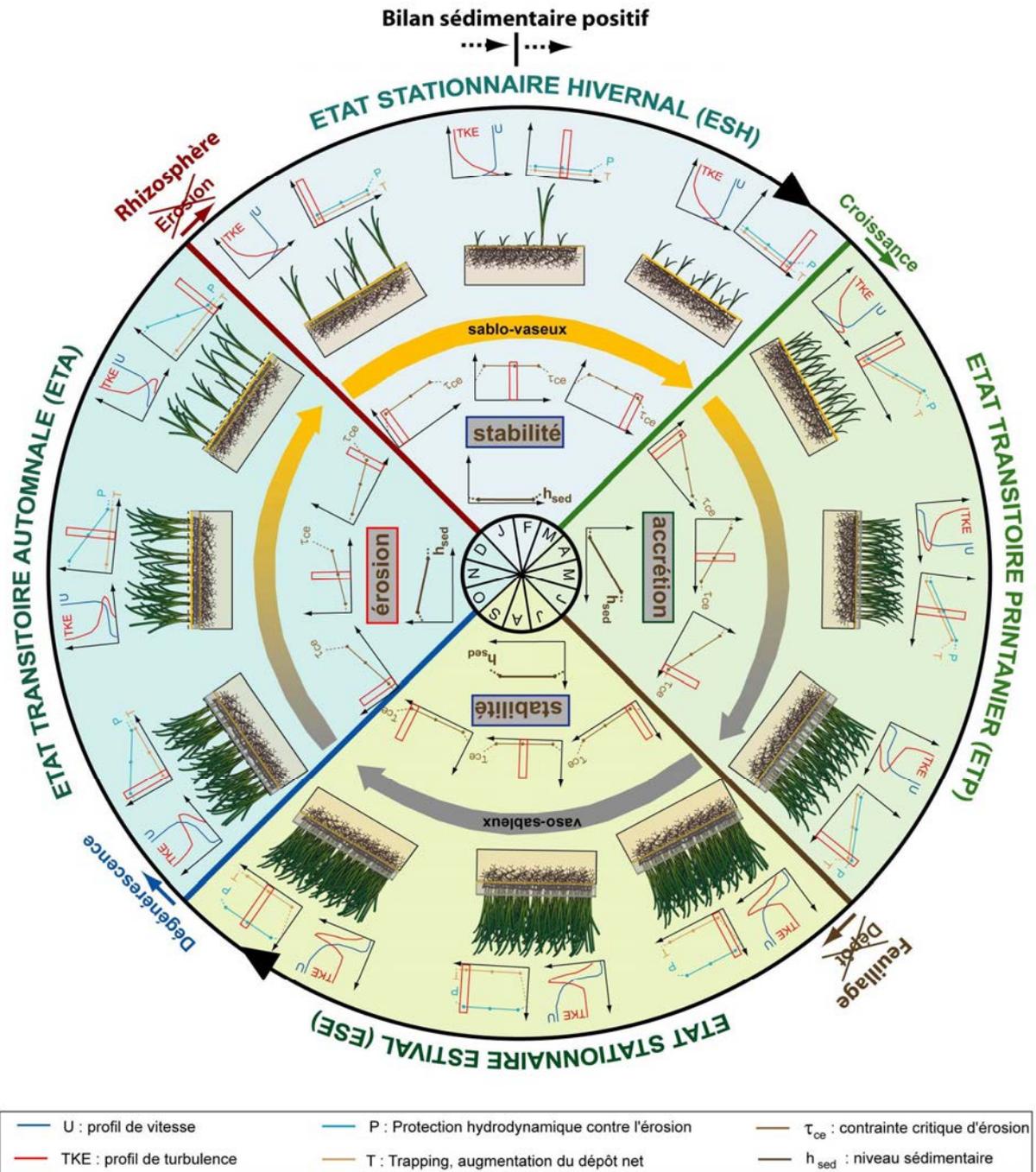


Figure 5-1. Modèle conceptuel synthétique présentant l'effet des herbiers de *Zostera noltii* sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire des estrans colonisés en fonction de leur cycle de croissance.

5-1.5. Les bilans sédimentaires : de l'estran au bassin d'Arcachon

Du fait de la variabilité spatiale et inter-annuelle des paramètres contrôlant la croissance des herbiers de *Z. noltii*, mais également des forçages hydrodynamiques (mers de vents) contrôlant les apports de matière en suspension, la durée des quatre états décrits précédemment ainsi que leur intensité (en terme de bilans sédimentaire) peuvent varier d'une année à l'autre. Certaines années particulières, il peut être envisager que les paramètres déclenchant l'un ou l'autre (ou les deux) états stationnaire(s) ne soient pas atteint et que l'on passe d'un état transitoire à l'autre.

Malgré la variabilité spatio-temporelle des forçages hydrodynamiques, sédimentaires et biologiques, la présence des herbiers de *Z. noltii* modifie significativement les bilans sédimentaires des estrans colonisés par rapport aux estrans non colonisés. Les herbiers correspondent à des zones de piégeage et de stockage des sédiments fins, tandis que les estrans non colonisés peuvent être à associés à des sources de sédiments fins.

Les résultats de cette étude permettent d'affirmer que la régression des herbiers de *Z. noltii* dans le bassin d'Arcachon a des conséquences significatives sur les évolutions morpho-sédimentaires du bassin en termes de diminution du stock de sédiments fins piégés par les herbiers et d'augmentation du stock de sédiments facilement remaniables. Cependant il n'est pas possible actuellement de quantifier ces conséquences, tant en termes de stock remobilisé qu'en termes de modification spatiale des zones de stockage préférentielles. En d'autres termes, la régression des herbiers conduit à une augmentation de la quantité de sédiments fins facilement remis en suspension, mais les quantités et le devenir de ces sédiments ne peut actuellement pas être quantifié sans modèle intégrant ces interactions. D'autant que la modification de la dynamique sédimentaire induite par la régression des herbiers pourrait également interagir avec la distribution spatiale des herbiers.

La dynamique sédimentaire affecte la croissance des herbiers, menant à des processus de rétrocontrôle (van der Heide et al., 2007, 2010, 2011). L'augmentation des concentrations en MES, en réponse à l'augmentation du stock sédimentaire facilement remaniable affecterait la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau, contribuant en conséquence à limiter la production des herbiers des parties les plus basses (Frederiksen et al., 2004; Bouma et al., 2005; Fiot and Gratiot, 2006; Abdelrhman, 2007; Fonseca et al., 2007). De même, les activités de dragage (Onuf, 1994; Figueiredo da Silva et al., 2004), l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des épisodes de mer de vent

conduit à des augmentations des concentrations en matières en suspension et donc à des modifications potentielles de la répartition des herbiers.

Ainsi, l'évaluation des conséquences de la régression des herbiers de *Z. noltii* du bassin d'Arcachon nécessite également une quantification des processus de rétroaction existants entre les herbiers et leur environnement sédimentaire. De ce fait, seul l'outil de modélisation hydro-sédimentaire appliqué à l'échelle du bassin d'Arcachon pourra permettre une estimation des conséquences de la régression des herbiers à l'échelle de la lagune à travers des scénarios de répartition des herbiers.

5- II. PERSPECTIVES

- **Modélisation des processus : impact du feuillage sur les flux de dépôt**

Les expérimentations de laboratoire ont abouti à la mise en évidence de processus sédimentaires directement reliés à la présence physique de la canopée des herbiers. Ainsi, l'impact des collisions entre les particules en suspension et le feuillage des herbiers, mais également l'impact du dépôt sur le feuillage des herbiers devrait être intégré au modèle hydro-sédimentaire à petite échelle afin de quantifier la contribution de ces processus à la dynamique sédimentaire en présence d'herbiers.

Une modélisation numérique des processus sédimentaires intervenant à petite échelle en présence d'herbiers permettra (i) de quantifier l'impact respectif de chacun des processus sur la dynamique sédimentaire générale, et (ii) d'aboutir à une hiérarchisation des contributions, nécessaire dans une perspective de modélisation à plus grande échelle, pour laquelle en raison des limitations techniques (temps de calcul, résolution spatiale) tous les processus ne pourront être pris en compte.

- **Modélisation des processus : impacts de l'hétérogénéité spatiale des herbiers**

Les premiers résultats de modélisation hydrodynamique à petite échelle ont montré l'impact significatif de l'hétérogénéité spatiale des herbiers sur la cartographie des contraintes sur le fond. Il apparaît donc primordial de quantifier les effets de l'hétérogénéité spatiale des herbiers sur les processus sédimentaires d'érosion, de transport et de dépôt afin d'établir des cartographies des zones préférentielles de dépôt et d'érosion en fonction de l'état de développement saisonnier des herbiers.

La compréhension approfondie de l'impact de l'hétérogénéité spatiale des herbiers en fonction de leur développement est indispensable pour effectuer le transfert d'échelle qui permettra la modélisation numérique du transport, de l'érosion et du dépôt des sédiments à l'échelle du bassin d'Arcachon.

- **Modélisation schématique des évolutions morphologiques d'un estran**

La modélisation d'un estran schématique en 2 dimensions verticales apparaît nécessaire afin de (i) quantifier l'impact des herbiers de zostères et de leur répartition spatiale sur les évolutions morphologiques long-terme (dizaine d'année) des estrans et d'établir des scénarios d'évolutions

visant à fournir une meilleure compréhension des conséquences des herbiers sur les évolutions morphologiques des estrans colonisés, et (2) d'estimer les difficultés et d'envisager des solutions adaptées quand au transfert d'échelle entre le modèle hydro-sédimentaire à l'échelle des processus (quelques mètre) et le modèle appliqué au bassin d'Arcachon.

- **Vers la modélisation hydro-sédimentaire appliquée au bassin d'Arcachon**

La modélisation numérique de l'effet des herbiers sur les processus hydro-sédimentaires à l'échelle du bassin d'Arcachon semble réalisable en utilisant une modèle numérique intégrant les processus petite échelle tant d'un point de vue hydrodynamique que d'un point de vue sédimentaire. Cette application devrait permettre une première évaluation des conséquences des herbiers sur la dynamique sédimentaire à grande échelle. Cependant en raison des limitations techniques liées à la résolution spatiale et aux temps de calculs, seules des petites échelles de temps pourront être étudiées (cycle vives eaux/mortes eaux).

Ces limitations techniques liées à la résolution du domaine de calcul devraient pouvoir être surmontées à travers une simplification du modèle petite échelle, notamment sur les aspects hydrodynamiques. Le retour vers la prise en compte herbiers à travers une longueur de rugosité pourra permettre, après avoir évalué au préalable les incertitudes engendrées par cette simplification, d'outrepasser les difficultés liées au temps de calcul et de permettre des simulations sur des périodes de temps plus longues (année), ouvrant alors des perspectives quand à l'évaluation de l'effet des herbiers et de leur régression sur les évolutions morphologiques du bassin d'Arcachon.

- **Vers le couplage entre modèle hydro-sédimentaire et un modèle biologique de croissance des herbiers de *Z. noltii***

Dans une perspective plus lointaine, il semble nécessaire, dans un but de prédiction des évolutions futures de la répartition des herbiers et de leur dynamique de régression/colonisation, d'envisager un couplage entre le modèle hydro-sédimentaire et le modèle biologique de croissance des herbiers. Ce couplage permettrait de tenir compte d'une des principales rétroactions entre dynamique sédimentaire et régression des herbiers. Ainsi, le modèle hydro-sédimentaire permettrait de fournir les concentrations en matières en suspension au modèle biologique en fonction de la répartition des herbiers et la saison. Le modèle biologique fournissant les paramètres de développement des herbiers, directement reliés aux conditions environnementales.

Références Bibliographiques

- Abdelrhman, M.A., 2003.** Effect of eelgrass *Zostera marina* canopies on flow and transport. Marine Ecology Progress Series, 248: 67-83.
- Abdelrhman, M.A., 2007.** Modeling coupling between eelgrass *Zostera marina* and water flow. Marine Ecology Progress Series, 338: 81-96.
- Aberle, J., Nikora, V. and Walters, R., 2004.** Effects of bed materials properties on cohesive sediment erosion. Marine Geology, 207: 83-93.
- Abril, J.M., 2011.** Could bulk density profiles provide information about recent sedimentation rates. Journal of Paleolimnology, 46: 173-176.
- Ackerman, J.D., 2002.** Diffusivity in a marine macrophyte canopy: implications for submarine pollination and dispersal. Aquatic Botany, 89(7): 1119-1127.
- Ackerman, J.D. and Okubo, A., 1993.** Reduced mixing in a marine macrophyte canopy. Functional Ecology, 7: 305-309.
- Amos, C.L., Bergamasco, A., Umgiesser, G., Cappucci, S., Cloutier, D., DeNat, L., Flindt, M., Bonardi, M. and Cristante, S., 2004.** The stability of tidal flats in Venice Lagoon---the results of in-situ measurements using two benthic, annular flumes. Journal of Marine Systems, 51: 211-241.
- Andersen, T.J., Svinth, S. and Pejrup, M., 2011.** Temporal variation of accumulation rates on a natural salt marsh in the 20th century - The impact of sea level rise and increased inundation frequency. Marine Geology, 279: 178-187.
- Andrade, F. and Ferreira, M.A., 2011.** A method for monitoring shallow seagrass meadows (*Zostera* spp.) using terrestrial oblique large-scale photography. Aquatic Botany, 95: 103-109.
- Arbouille, D., Cuignou, R. and Gyet, J., 1986.** Dynamique des barres sableuses intertidales en domaine lagunaire à influence fluviale : Delta de la Leyre. Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitain, Bordeaux, 39: 59-72.

- Auby, I., 1991.** Contribution à l'étude des herbiers de *Zostera noltii* dans le bassin d'Arcachon : Dynamique, production et dégradation, macrofaune associée. PhD Thesis, Université Bordeaux 1, 162 pp.
- Auby, I. and Labourg, J.-P., 1996.** Seasonal dynamics of *Zostera noltii* Hornem. in the bay of Arcachon (France). *Journal of Sea Research*, 34(4): 269-277.
- Baptist, M.J., 2003.** A flume experiment on sediment transport with flexible, submerged vegetation, International Workshop on Riparian Forest Vegetated Channels: Hydraulic, Morphological and Ecological Aspects, RIPFOR, Trento, Italy, pp. 12p.
- Bassoullet, P., Le Hir, P., Gouleau, D. and Robert, S., 2000.** Sediment transport over an intertidal mudflat: field investigations and estimation of fluxes within the "Baie de Marennes-Oléron" (France). *Continental Shelf Research*, 20: 1635-1653.
- Bassoullet, P., Verney, R., Kervella, Y., Kervella, S., Jestin, H. and Voineson, G., 2010.** Utilisation d'un altimètre (ALTUS) destiné à la quantification des dépôt/érosion en domaine littoral pour l'étude des corrélations avec les caractéristiques de vagues et les interfaces de dépôt. *La Houille Blanche*, 5: 81-86.
- Bernard, G., Bonhomme, P. and Bouduresque, C.F., 2005.** Recovery of the seagrass *Zostera marina* in a disturbed Mediterranean lagoon (Etang de Berre, Bouches-du-Rhône, Southern France). *Hydrobiologia*, 539: 157-161.
- Bernard, G., Bouduresque, C.F. and Picon, P., 2007.** Long term changes in *Zostera* meadows in the Berre lagoon (Provence, Mediterranean Sea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 73: 617-629.
- Bos, A.R., Bouma, T.J., de Kort, G.L.J. and van Katwijk, M.M., 2007.** Ecosystem engineering by annual intertidal seagrass beds: Sediment accretion and modification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74: 344-348.
- Boucher, J.M., 1968.** Etude océanographique des chenaux du bassin d'Arcachon. PhD Thesis, Université Bordeaux 1, 168 pp.
- Bouduresque, C.F. and De Grissac, J., 1983.** Seagrass populations (*Posidonia oceanica*) in the Mediterranean: interactions between plants and sediments. *J. de Recherche Océanographique*, Paris 8: 99-122.

- Bouma, T.J., De Vries, M.B., Low, E., Herman, P.M.J., Tànczos, I.C., Temmerman, S., KHesselink, A., Meire, P. and van Regenmortel, S., 2005a.** Flow hydrodynamics on a mudflat and in a salt marsh vegetation: identifying general relationship for habitat characterisations. *Hydrobiologia*, 450: 259-274.
- Bouma, T.J., De Vries, M.B., Low, E., Peralta, G., Tànczos, I.C., Van De Koppel, J. and Herman, P.M.J., 2005b.** Trade-offs related to ecosystem engineering: a case study on stiffness of emerging macrophytes. *Ecology*, 86(8): 2187-2199.
- Bouma, T.J., Friedrichs, M., Klassen, P., van Wesenbeeck, B.K., Brun, F.G., Temmerman, S., van Katwijk, M.M., Graf, G. and Herman, P.M.J., 2009.** Effects of shoot stiffness, shoot size and current velocity on scouring sediments from around seedlings and propagules. *Marine Ecology Progress Series*, 388: 293-297.
- Bouma, T.J., van Duren, L.A., Temmerman, S., Claverie, T., Blanco-Garcia, A., Ysebaert, T. and Herman, P.M.J., 2007.** Spatial flow and sedimentation patterns within patches of epibenthic structures: Combining field, flume and modelling experiments. *Continental Shelf Research*, 27: 1020-1045.
- Brown, G.L. and Roshko, A., 1974.** On density effects and large structure in turbulent mixing layers. *Journal of Fluid Mechanics*, 64(4): 775-816.
- Brun, F.G., Vergara, J.J., Hernandez, I. and Pérez-Lloréns, J.L., 2005.** Evidence for vertical growth in *Zostera noltii* Hornem. *Botanica Maritima*, 48: 446-450.
- Brunet, Y., Finningan, J.J. and Raupach, M.R., 1994.** A wind tunnel study for air flow in waving wheat: Single-point velocity statistics. *Boundary Layer Meteorology*, 70: 95-132
- Bulthuis, D.A., Brand, G.W. and Mobley, M.C., 1984.** Suspended sediments and nutrients in water ebbing from seagrass-covered and denuded tidal mudflats in a southern Australian embayment. *Aquatic Botany*, 20: 257-266.
- Cabaço, S., Machas, R., Vieira, V. and Santos, R., 2008.** Impact of urban wastewater discharge on seagrass meadows (*Zostera noltii*). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78: 1-13.
- Cabaço, S. and Santos, R., 2007.** Effects of burial and erosion on the seagrass *Zostera noltii*. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 340: 204-212.
- Cardoso, P.G., Raffaelli, D. and Pardal, M.A., 2008.** The impact of extreme weather events on the seagrass *Zostera noltii* and related *Hydrobia ulvae* population. *Marine Pollution Buletin*, 56: 483-492.

- Cayocca, F., 1996.** Modélisation morphodynamique d'une embouchure tidale : Application aux passes d'entrée du Bassin d'Arcachon. PhD Thesis, Université Bordeaux 1, 426 pp.
- Chen, S.C., Kuo, Y.M. and Li, Y.H., 2011.** Flow characteristics within different configurations of submerged flexible vegetation. *Journal of Hydrology*, 298: 124-134.
- Clarke, S.M. and Kirkman, H., 1989.** Seagrass dynamics. In: A.W.D. Larkum, A.J. McComb and S.A. Shepherd (Editors), *Biology of Seagrasses. A treatise on the biology of seagrasses with special reference to the Australian region*. Elsevier, The Netherlands, pp. 304-345.
- Collier, C.J., Waycott, M. and Ospina, A.G., 2011.** Response of four Indo-West Pacific seagrass species to shading. *Marine Pollution Bulletin*, XX: XXX-XXX (in press).
- D'Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M. and Rinaldo, A., 2007.** Landscape evolution in tidal embayments: Modelling the interplay of erosion, sedimentation, and vegetation dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Dalloyau, S., Trut, G., Plus, M. and Auby, I., 2009.** Caractérisation de la qualité biologique des Masses d'Eau Côtières : Cartographie des herbiers de *Zostera noltii* et *Zostera marina* du Bassin d'Arcachon, IFREMER.
- De Flaco, G., Ferrari, S., Cancemi, G. and Baroli, M., 2000.** Relationship between sediment distribution and *Posidonia oceanica* seagrass. *Geo-Marine Letters*, 20: 50-57.
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Verney, R. and Guézennec, L., 2005.** Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64: 710-720.
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Verney, R., Lesourd, S., Cuvilliez, A. and Taylor, J., 2006.** Interactions between intertidal mudflat and turbidity maximum in macrotidal estuarine context. *Marine Geology*, 235: 151-164.
- Deloffre, J., Verney, R., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S. and Cundy, A.B., 2007.** Sedimentation on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal estuaries: Sedimentation rhythms and their preservation. *Marine Geology*, 241: 19-32.
- den Hartog, C. and Kuo, J., 2006.** Taxonomy and biogeography of seagrasses. In: Larkum A.W.D. (Editor), *Seagrasses: Biology, Ecology and Conservation*. Springer, pp. 1-23.
- Downing, J., 2006.** Twenty-five years with OBS sensors: The good, the bad and the ugly. *Continental Shelf Research*, 26: 2299.

- Duarte C.M., 1999.** Seagrass ecology at the turn of the millenium: challenges for the new century. *Aquatic Botany*, 65: 7-20.
- Duarte C.M., 2002.** The future of seagrass meadows. *Environmental Conservation*, 29(2): 192-206.
- Duarte, C.M. and Chiscano, C.L., 1999.** Seagrass biomass and production: a reassessment. *Aquatic Botany*, 65: 159-174.
- Dyer, K.R., Cornelisse, J., Dearnaley, M.P., Fennessy, M.J., Jones, S.E., Kappenberg, J., McCAYE, I.N., Pejrup, M., Puls, W., Van Leussen, V. and Wolfstein, K., 1996.** A comparison of in situ techniques for estuarines floc settling velocity measurements. *Journal of Sea Research*, 36(1/2): 15-29.
- Dyer, K.R. and Manning, A.J., 1999.** Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs and their fractal dimensions. *Journal of Coastal Research*, 41: 87-95.
- Erduran, K.S. and Kutija, V., 2003.** Quasi-three-dimensional numerical model for flow through flexible, rigid, submerged and non-submerged vegetation. *Journal of Hydroinformatics*, 05(3): 189-202.
- Faugeres, J.C., 1986.** Caractères et facteurs d'un comblement littoral à l'Holocène Supérieur : passage d'un domaine estuarien à un domaine lagunaire (Bassin d'Arcachon, France). *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitain, Bordeaux*, 39: 95-116.
- Féniès, H., 1998.** Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon lagoon, SW France). *Marine Geology*, 150: 131-148.
- Féniès, H., Allen, G. and Faugeres, J.C., 1986.** Caractérisation des dépôts de chenaux de marée du Bassin d'Arcachon (France). *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitain, Bordeaux*, 39: 7-38.
- Figueiredo da Silva, J., Duck, R.W. and Catarino, J.B., 2004.** Seagrass and sediment response to changing physical forcing in a coastal lagoon. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(2): 151-159.
- Fiot, J. and Gratiot, N., 2006.** Structural effects of tidal exposure on mudflats along the French Guiana coast. *Marine Geology*, 228: 25-37.
- Fonseca, M.S., 1996.** The role of seagrasses in nearshore sedimentary processes: a review. In: K.F. Nordstrom and C.T. Roman (Editors), *Estuarine Shores: Evolution Environments and Human Alterations*, Wiley, Chichester, pp. 261-319.

- Fonseca, M.S. and Bell, S.S., 1998.** Influence of physical setting on seagrass landscapes near Breaufort, North Carolina, USA. *Marine Ecology Progress Series*, 171: 109-121.
- Fonseca, M.S. and Cahalan, J.A., 1992.** A preliminary evaluation of wave attenuation for four species of seagrass. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 35: 565-576.
- Fonseca, M.S. and Fisher, J.S., 1986.** A comparison of canopy friction and sediment movement between four species of seagrass with reference to their ecology and restoration. *Marine Ecology Progress Series*, 29: 15-22.
- Fonseca, M.S. and Koehl, M.A.R., 2006.** Flow in seagrass canopies: the influence of patch width. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67: 1-9.
- Fonseca, M.S., Koehl, M.A.R. and Kopp, B.S., 2007.** Biomechanical factors contributing to self-organization in seagrass landscapes. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 340: 227-246.
- Fonseca, M.S., Zieman, J.S., Thayer G.W. and Fisher, J.S., 1983.** The role of current velocity in structuring eelgrass (*Zostera marina* L.) meadows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 17: 367-380.
- Frederiksen, M., Krause-Jensen, D., Holmer, M. and Sund Laursen, J., 2004.** Spatial and temporal variation in eelgrass (*Zostera marina*) landscapes: influence of physical setting. *Aquatic Botany*, 78: 147-165.
- Friedrichs, C.T. and Aubrey, D.G., 1988.** Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries : a synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27: 521-545.
- Friedrichs, C.T. and Madsen, J.D., 2002.** Nonlinear diffusion of the tidal signal in frictionally dominated embayments. *Journal of Geophysical Research*, 97(4): 5637-5650.
- Gacia, E. and Duarte, C.M., 2001.** Sediment retention by a Mediterranean *Posidonia oceanica* meadow: the balance between deposition and resuspension. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52: 505-514.
- Gacia, E., Duarte, C.M., Marbà, N., Terrados, J., Kennedy, H., Fortes, M.D. and Tri, N.H., 2003.** Sediment deposition and production in SE-Asia seagrass meadows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56: 909-919.

- Gacia, E., Granata, T.C. and Duarte, C.M., 1999.** An approach to measurement of particle flux and sediment retention within seagrass (*Posidonia oceanica*) meadows. *Aquatic Botany*, 65: 255-268.
- Gambi, M.C., Nowell, A.R.M. and Jumars, P.A., 1990.** Flume observations on flow dynamics in *Zostera marina* (eelgrass) beds. *Marine Ecology Progress Series*, 61: 159-169.
- Ganthy, F., Sottolichio, A. and Verney, R., 2010.** Dynamique sédimentaire d'un estran lagunaire colonisé par un herbier de zostères (Bassin d'Arcachon, France). In: *Paralia CFL* (Editor), XI^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Les Sables d'Olonne, 22-25 juin.
- Ganthy, F., Sottolichio, A. and Verney, R., 2011.** The stability of vegetated tidal flats in a coastal lagoon through quasi in-situ measurements of sediment erodibility, *Journal of Coastal Research*, pp. 1500-1504.
- Ghisalberti, M. and Nepf, H.M., 2002.** Mixing layer and coherent structures in vegetated aquatic flows. *Journal of Geophysical Research*, 3: 1-11.
- Ghisalberti, M. and Nepf, H.M., 2006.** The structure of the shear layer in flows over rigid and flexible canopies. *Environmental Fluid Mechanics*, 6: 277-301.
- Giesen, W.B.J.T., van Katwijk, M.M. and Den Hartog, C., 1990.** Temperature, salinity, insolation and wasting disease of eelgrass (*Zostera marina* L.) in the Dutch Wadden Sea in the 1930's. *Netherlands Journal of Sea Research*, 25(3): 395-404.
- Granata, T.C., Serra, T., Colomer, J., Casamitjana, X., Duarte, C.M. and Gacia, E., 2001.** Flow and particle distribution in a nearshore seagrass meadow before and after a storm. *Marine Ecology Progress Series*, 218: 95-106.
- Green, E.P. and Short, F.T., 2003.** World atlas of seagrasses. University of California Press.
- Green, J.C., 2005.** Velocity and turbulence distribution around lotic macrophytes. *Aquatic Ecology*, 39: 1-10.
- Grizzle, R.E., Short, F.T., Newell, C.R., Hoven, H. and Kindblom, L., 1996.** Hydrodynamically induced synchronous waving of seagrasses: 'monami' and its possible effects on larval mussel settlement. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 206: 165-177.
- Heiss, W.M., Smith, A.M. and Probert, P.K., 2000.** Influence of the small intertidal seagrass *Zostera novazelandica* on linear water flow and sediment texture. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 34: 689-694.

- Hendriks, I.E., Bouma, T.J., Morris, E.P. and Duarte, C.M., 2010.** Effects of seagrasses and algae of the *Caulerpa* family on hydrodynamics and particle-trapping rates. *Marine Biology*, 157: 473-481.
- Hendriks, I.E., Sintes, T., Bouma, T.J. and Duarte, C.M., 2008.** Experimental assessment and modeling evaluation of the effects of the seagrass *Posidonia oceanica* on flow and particle trapping. *Marine Ecology Progress Series*, 356: 163-173.
- Hily, C., Sauriau, P.-G. and Auby, I., 2007.** Protocoles suivi stationnel des herbiers à zostères pour la Directive Cadre sur l'Eau (DCE), IFREMER.
- Huang, I., Rominger, J. and Nepf, H.M., 2011.** The motion of kelp blades at the surface renewal model. *Limnology and Oceanography*, 56(4): 1453-1462.
- Huong, T.T.L., Vermaat, J.E., Terrados, J., van Tien, N., Duarte, C.M., Borum, J. and Tri, N.H., 2003.** Seasonality and depth zonation of intertidal *Halophila ovalis* and *Zostera japonica* in Ha Long Bay (northern Vietnam). *Aquatic Botany*, 75: 147-157.
- Ikeda, S. and Kanazawa, M., 1996.** Three-dimensional organized vortices above flexible water plants. *Journal of Hydraulic Engineering*, 122(11): 634-640.
- Jacobs, W., Le Hir, P., Van Kesteren, W. and Cann, P., 2011.** Erosion threshold of sand-mud mixtures. *Continental Shelf Research*, 31: S14-S25.
- Järvelä, J., 2002.** Flow resistance of flexible and stiff vegetation: a flume study with natural plants. *Journal of Hydrology*, 269: 44-54.
- Järvelä, J., 2005.** Effect of submerged flexible vegetation on flow structure and resistance. *Journal of Hydrology*, 307: 233-241.
- Jestin, H., Bassoullet, P., Le Hir, P., L'Yavanc, J. and Degres, Y., 1998.** Development of ALTUS, a high frequency acoustic submersible recording altimeter to accurately monitor bed elevation and quantify deposition or erosion of sediments, *Ocean Conference Record (IEEE)*.
- Jiménez, J., Uhlmann, M., Pinelli, A. and Kawahara, G., 2001.** Turbulent shear flow over active and passive porous surfaces. *Journal of Fluid Mechanics*, 442: 89-117.
- Jones, C.G., Lawton, J.H. and Shachak, M., 1994.** Organisms as ecosystem engineers. *Oikos*, 69: 373-386.
- Jones, C.G., Lawton, J.H. and Shachak, M., 1997.** Positive and negative effects of organisms as physical ecosystem engineers. *Ecology*, 78(7): 1946-1957.

- Kenworthy, W.J., Wyllie-Echeverria, S. and Coles, R.G., 2006.** Seagrass conservation biology: an interdisciplinary science for protection of the seagrass biome. In: L. A.W.D. (Editor), *Seagrasses: biology, ecology and conservation*. Springer, pp. 595-623.
- Khublaryan, M.G., Frolov, A.P. and Zyryanov, V.N., 2004.** Modeling water flow in the presence of higher vegetation. *Water Resources*, 31(6): 617-622.
- Koch, E.W., 1999.** Sediment resuspension in a shallow *Thalassia testudinum* banks ex König bed. *Aquatic Botany*, 65: 269-280.
- Koch, E.W., 2001.** Beyond light: physical, geological and geochemical parameters as possible submersed aquatic vegetation habitats requirements. *Estuaries*, 24(1): 1-17.
- Koch, E.W., Ackerman, J.D., Verduin, J.J. and van Keulen, M., 2006a.** Fluid Dynamics in seagrass ecology-from molecules to ecosystems. In: Larkum A.W.D., Orth R.J. and Duarte C.M. (Editors), *Seagrasses: Biology, Ecology and Conservation*, pp. 193-225.
- Koch, E.W. and Beer, S., 1996.** Tides, light and the distribution of *Zostera marina* in Long Island Sound, USA. *Aquatic Botany*, 53: 97-107.
- Koch, E.W. and Gust, G., 1999.** Water flow in tide- and wave-dominated beds of the seagrass *Thalassia testudinum*. *Marine Ecology Progress Series*, 184: 63-72.
- Koch, E.W., Sanford, L.P., Chen, S.-N., Shafer, D.J. and Smith, J.M., 2006b.** Waves in seagrass systems: review and technical recommendations. ERDC TR-06-15, US Army Corps of Engineers.
- Kundu, P.K. and Cohen, I.M., 2002.** *Fluid Mechanics*, 2nd ed. Academic Press, San Diego.
- L'Yavanc, J., 1995.** Evolutions bathymétriques et morphologie du Bassin d'Arcachon. LER/AR/DEL/95-12, IFREMER.
- Lacy, J.R. and Wyllie-Echeverria, S., 2011.** The influence of current speed and vegetation density on flow structure in two macrotidal eelgrass canopies. *Limnology and Oceanography: Fluids and Environments*, 1: 38-55.
- Lauder, B.B. and Spalding, D.B., 1974.** The numerical computation of turbulent flow. *Comput. Meth. Appl. Mech. and Engrg.*, 3(2): 269-289.
- Lazure, P. and Dumas, F., 2008.** An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for application at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources*, 31: 233-250.

- Le Dissez, A., 2006.** Modélisation numérique des écoulements tidaux en milieux peu profonds. Application à l'étude de l'hydrodynamisme du bassin d'Arcachon. PhD Thesis, Université Bordeaux 1, 233 pp.
- Le Hir, P., Cann, P., Weales, B., Jestin, H. and Bassoullet, P., 2007.** Erodibility of natural sediments: experiments on sand/mud mixtures from laboratory and field erosion tests, Proceedings of the IntercoH 2007 conference. Special issue Marine Science, Saga, Japan.
- Lefebvre, A., Thompson, C.E.L. and Amos, C.L., 2010.** Influence of *Zostera marina* canopies on unidirectional flow, hydraulic roughness and sediment movement. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 30: 1783-1794.
- Leonard, L.A. and Croft, A.L., 2006.** The effect of standing biomass on flow velocity and turbulence in *Spartina alterniflora* canopies. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 69: 325-336.
- Leonard, L.A., Hine, A.C., Luther, M.E., Stumpf, R.P. and Wright, E.E., 1995.** Sediment transport processes in a West-central Florida open marine marsh tidal creek: the role of tides and extreme-tropical storms. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 41: 225-248.
- Leonard, L.A. and Luther, M.E., 1995.** Flow hydrodynamics in tidal marsh canopies. Limnology and Oceanography, 40(8): 1474-1484.
- Leonard, L.A. and Reed, D.J., 2002.** Hydrodynamics and sediment transport through tidal marsh canopies. Journal of Coastal Research, SI 36: 459-469.
- Lightbody, A.F., Awner, M.E. and Nepf, H.M., 2008.** Observations of short-circuiting flow paths within a free-surface wetland in Augusta, Georgia, U.S.A. Limnology and Oceanography, 53(3): 1040-1053.
- Lopez, F. and Garcia, M., 1997.** Open channel flow through simulated vegetation: turbulence modelling and sediment transport, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss.
- Luhar, M., Coutu, S., Infantes, E., Fox, S. and Nepf, H.M., 2010.** Wave-induced velocity inside a model seagrass bed. Journal of Geophysical Research, 115: C12005.
- Luhar, M., Rominger, J. and Nepf, H.M., 2008.** Interaction between flow, transport and vegetation spatial structure. Environmental Fluid Mechanics, 8: 423-439.

- Lundkvist, M., Grue, M., Friend, P.L. and Flindt, M.R., 2007.** The relative contribution of physical and microbiological factors to cohesive sediment stability. *Continental Shelf Research*, 27: 1143-1152.
- Madsen, J.D., Chambers, P.A., James, W.F., Koch, E.W. and Westlake, D.F., 2001.** The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. *Hydrobiologia*, 444: 71-84.
- Manaud, F., Bouchet, J.-M., Deltreil, J.-P., Maurer, D., Trut, G., Auby, I., Dreno, J.-P., Masson, N., Pellier, C. and L'Yavanc, J., 1997.** Etude intégrée du bassin d'Arcachon. Tome I : Physique. DEL/AR/RDN/1997-09, IFREMER.
- Manning, A.J. and Bass, S.J., 2006.** Variability in cohesive sediment settling fluxes: observations under different estuarine tidal conditions. *Marine Geology*, 235: 177-192.
- Manning, A.J., Bass, S.J. and Dyer, K.R., 2006.** Floc properties in the turbidity maximum of a mesotidal estuary during neap and spring tidal conditions. *Marine Geology*, 235: 193-211.
- Manning, A.J. and Dyer, K.R., 1999.** A laboratory examination of flocs characteristics with regard to turbulent shearing. *Marine Geology*, 160: 147-170.
- Manning, A.J. and Dyer, K.R., 2007.** Mass settling flux of fine sediments in Northern European estuaries: measurements and predictions. *Marine Geology*, 245: 107-122.
- Mateo, M.A., Romero, J., Pérez, M., Littler, M.M. and Littler, D.S., 1997.** Dynamics of milenary organic deposits resulting from the growth of the Mediterranean seagrass *Posidonia oceanica*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44: 103-110.
- Mellors, J., Marsh, T., Carruthers, T.J.B. and Waycott, M., 2002.** Testing the sediment-trapping paradigm of seagrass: do seagrasses influence nutrient status and sediment structure in tropical intertidal environments? *Bulletin of Marine Science*, 71(3): 1215-1226.
- Migniot, C., 1989.** Tassement et rhéologie des vases - Première partie. *La Houille Blanche*, 1: 11-29.
- Mikes, D., Lafite, R. and Belorgey, M., 2004.** Controlling factors in estuarine flocculation processes: experimental results with materials from the Seine Estuary, Northwestern France. *Journal of Coastal Research*, SI 41: 82-89.
- Mitchener, H. and Torfs, H., 1996.** Erosion of mud/sand mixtures. *Coastal Engineering*, 29: 1-25.
- Nallasamy, M., 1987.** Turbulence models and their applications to the prediction of internal flows: A review. *Computers & Fluids*, 15(2): 151-194.

- Neary, V.S., 2003.** Numerical solution of fully developed flow resistance with vegetative resistance. *Journal of Engineering Mechanics*, 129(5): 558-563.
- Nepf, H.M., 1999a.** Drag, turbulence, and diffusion in flow through emergent vegetation. *Water Resources Research*, 35(2): 479-789.
- Nepf, H.M., 1999b.** Vertical secondary flows in submersed plant-like arrays. *Limnology and Oceanography*, 44(4): 1072-1080.
- Nepf, H.M., Ghisalberti, M., White, B. and Murphy, E., 2007a.** Retention time and dispersion associated with submerged aquatic canopies. *Water Resources Research*, 43: W04422.
- Nepf, H.M., Mugnier, C.G. and Zavistoski, R.A., 1997.** The effects of vegetation on longitudinal dispersion. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44: 675-684.
- Nepf, H.M. and Vivoni, E.R., 2000.** Flow structure in depth-limited, vegetated flow. *Journal of Geophysical Research*, 105(C12): 28,547-28,557.
- Nepf, H.M., White, B., Lighthbody, A. and Ghisalberti, M., 2007b.** Transport in aquatic canopies. In: Gayev Y.A. and Hunt J.C.R. (Editors), *Flow and Transport Processes with Complex Obstructions*, pp. 221-2250.
- Neumeier, U., 2005.** Quantification of vertical density variations of salt-marsh vegetation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 63: 489-496.
- Neumeier, U., 2007.** Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research*, 27: 1046-1059.
- Neumeier, U. and Amos, C.L., 2006a.** The influence of vegetation on turbulence and flow velocities in European salt-marshes. *Sedimentology*, 53: 259-277.
- Neumeier, U. and Amos, C.L., 2006b.** Turbulence reduction by the canopy of coastal *Spartina* salt-marshes. *Journal of Coastal Research*(SI 39 (Proceedings of the 8th International Coastal Symposium)): 433-439.
- Neumeier, U. and Ciavola, P., 2004.** Flow resistance and associated sedimentary processes in a *Spartina maritima* salt-marsh. *Journal of Coastal Research*, 20(2): 435-447.
- Neumeier, U., Ferrarin, C., Amos, C.L., Umgieser, G. and Li, M.Z., 2008.** Sedtrans05: An improved sediment-transport model for continental shelves and coastal waters with a new algorithm for cohesive sediments. *Computers & Geosciences*, 34: 1223-1242.

- Neumeier, U., Lucas, C.H. and Collins, M., 2006.** Erodibility and erosion patterns of mudflat sediments investigated using an annular flume. *Aquatic Ecology*, 40: 543-554.
- Nielsen, P., 1992.** Coastal bottom boundary layer and sediment transport, Advanced Series on Ocean Engineering, Singapore.
- Onuf, C.P., 1994.** Seagrasses, dredging and light in laguna madre, Texas, USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 39: 75-91.
- Onuf, C.P., 1996.** Seagrass responses to long-term light reduction by brown tide in upper Laguna Madre, Texas: distribution and biomass patterns. *Marine Ecology Progress Series*, 138: 219-231.
- Orth, R.J., Carruthers, T.J.B., Dennison, W.C., Duarte, C.M., Fourqurean, J.W., Heck, K.L.J., Hughes, A.R., Kendrick, G.A., Kenworthy, W.J., Olyarnik, S., Short, F.T., Waycott, M. and Williams, S.L., 2006.** A global crisis for seagrass ecosystems. *BioScience*, 56(12): 987-996.
- Orvain, F., Le Hir, P. and Sauriau, P.-G., 2003.** A model of fluff layer erosion and subsequent bed erosion in the presence of the bioturbator, *Hydrobia ulvae*. *Journal of Marine Research*, 61: 823-851.
- Parisot, J.-P., Diet-Davancens, J., Sottolichio, A., Crosland, E., Drillon, C. and Verney, R., 2008.** Modélisation des agitations dans le Bassin d'Arcachon. In: *Paralia* (Editor), Xème Journées Nationales Génie-Côtier - Génie Civil, Sophia Antipolis, France.
- Partheniades, E., 1965.** Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydrology division*, 91(HY1): 15-139.
- Peralta, G., van Duren, L.A., Morris, E.P. and Bouma, T.J., 2008.** Consequences of shoot density and stiffness for ecosystem engineering by benthic macrophytes in flow dominated areas: a hydrodynamic flume study. *Marine Ecology Progress Series*, 368: 103-115.
- Peterson, C.H., Luettich, J.R.A., Micheli, F. and Skilleter, G.A., 2004.** Attenuation of water flow inside seagrass canopies of differing structure. *Marine Ecology Progress Series*, 268: 81-92.
- Plus, M., Dalloyau, S., Trut, G., Auby, I., de Montaudouin, X., Emery, E., Noël, C. and Viala, C., 2010.** Long-term evolution (1988-2008) of *Zostera* spp. meadows in Arcachon Bay (Bay of Biscay). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 87: 357-366.

- Plus, M., Deslous-Paoli, J.-M., Auby, I. and Dagault, F., 2001.** Factor influencing primary production of seagrass bed (*Zostera noltii* Hornem.) in the Thau lagoon (French Mediterranean coast). *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 259: 63-84.
- Plus, M., Dumas, F., Stanisière, J.-Y. and Maurer, D., 2009.** Hydrodynamic characterization of the Arcachon Bay, using model-derived descriptors. *Continental Shelf Research*, 29: 1008-1013.
- Plus, M., Maurer, D., Stanisière, J.-Y. and Dumas, F., 2006.** Caractérisation des composantes hydrodynamiques d'une lagune mésotidale, le Bassin d'Arcachon, IFREMER.
- Pope, N.D., Widdows, J. and Brinsley, M.D., 2006.** Estimation of bed shear stress using the turbulent kinetic energy approach---A comparison of annular flume and field data. *Continental Shelf Research*, 26: 959-970.
- Ralph, P., Tomasko, D., Moore, K., Seddon, S. and Micinnis-Ng, C.M.O., 2006.** Human impact on seagrasses: eutrophication, Sedimentation, and contamination. In: Larkum A.W.D. (Editor), *Seagrasses: Biology, Ecology and Conservation*. Springer, pp. 567-593.
- Ramirez-Garcia, P., Lot, A., Duarte, C.M., Terrados, J. and Agawin, N.S.R., 1998.** Bathymetric distribution, biomass and growth dynamics of intertidal *Phyllospadix scouleri* and *Phyllospadix torreyi* in Baja California (Mexico). *Marine Ecology Progress Series*, 173: 13-23.
- Raupach, M.R., Finningan, J.J. and Brunet, Y., 1996.** Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing-layer analogy. *Boundary Layer Meteorology*, 78: 351-382.
- Raupach, M.R. and Thom, A.S., 1981.** Turbulence in and above plant canopies. *Annu Rev Fluid Mech*, 13: 97-129.
- Robbin, B.D. and Bell, S.S., 1994.** Seagrass landscapes: a terrestrial approach to the marine subtidal environment. *Trends Ecol Evol*, 9: 301-304.
- Rodi, W., 1980.** Turbulence models and their applications in hydraulics: a state of the art review, Int. Assoc. for Hydraul. Res., Delft, Netherlands.
- Rogers, M.M. and Moser, R.D., 1992.** The three-dimensional evolution of a plane mixing layer: the Kelvin-Helmholtz rollup. *Journal of Fluid Mechanics*, 243: 183-226.
- Rominger, J., Lightbody, A.F. and Nepf, H.M., 2010.** Effects of added vegetation on sand bar stability and stream hydrodynamics. *Journal of Hydraulic Engineering*, 136(2): 994-1002.
- Rominger, J.T. and Nepf, H.M., 2011.** Flow adjustment and interior flow associated with a rectangular porous obstruction. *Journal of Fluid Mechanics*, 680: 636-659.

- Sand-Jansen, K., 2003.** Drag and reconfiguration of freshwater macrophytes. *Freshwater Biology*, 48: 271-283.
- Sand-Jensen, K. and Pedersen, O., 1999.** Velocity gradient and turbulence around macrophyte stands in streams. *Freshwater Biology*, 45: 315-328.
- Sanford, L.P. and Maa, J.P.-Y., 2001.** A unified erosion formulation for fine sediments. *Marine Geology*, 179: 9-23.
- Schultz, S.T., Kruschel, C. and Mokos, M., 2011.** Boat-based videographic monitoring of an Adriatic lagoon indicates increase in seagrass cover associated with sediment deposition. *Aquatic Botany*, in press.
- Schutten, J. and Davy, A.J., 2000.** Predicting the hydraulic force on submerged macrophytes from current velocity, biomass and morphology. *Oecologia*, 123: 445-452.
- Shafer, D.J., Sherman, T.D. and Wyllie-Echeverria, S., 2007.** Do desiccation tolerances control the vertical distribution of intertidal seagrasses? *Aquatic Botany*, 87: 161-166.
- Shi, Z. and Hughes, J.M.R., 2002.** Laboratory flume studies of microflow environments of aquatic plants. *Hydrological Processes*, 16: 3279-3289.
- Short, F.T. and Wyllie-Echeverria, S., 1996.** Natural and human-induced disturbance of seagrasses. *Environmental Conservation*, 23(1): 17-27.
- Souliotis, D. and Prinos, P., 2011.** Effect of a vegetation patch on turbulent channel flow. *Journal of Hydraulic Research*, 42(2): 157-167.
- Soulsby, R.L., 1983.** The bottom boundary layer of shelf seas. In: B. Johns (Editor), *Physical oceanography of coastal and shelf seas*. Elsevier, Amsterdam, pp. 189-266.
- Soulsby, R.L., 1997.** *Dynamics of marine sands: a manual for practical application*. Thomas Telford, London, 249 pp.
- Soulsby, R.L. and Humphery, J.D., 1990.** Field observations of wave-current interaction at the sea bed. In: A. Torum and O.T. Gudmestad (Editors), *Water wave kinematics*. Kluwer Academic Publishers, pp. 413-428.
- Stapleton, K.R. and Huntley, D., 1995.** Seabed stress determination using inertial dissipation method and turbulent kinetic energy method. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20: 807-815.

- Stephan, U. and Gutknecht, D., 2002.** Hydraulic resistance of submerged flexible vegetation. *Journal of Hydrology*, 269: 27-43.
- Temmerman, S., Bouma, T.J., Govers, G., Wang, Z.B., De Vries, M.B. and Herman, P.M.J., 2005.** Impact of vegetation on flow routing and sedimentation patterns: three-dimensional modeling for a tidal marsh. *Journal of Geophysical Research*, 110: F04019.
- Terrados, J. and Duarte C.M., 2000.** Experimental evidence of reduced particle resuspension within a seagrass (*Posidonia oceanica* L.) meadow. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 243: 45-53.
- Terrados, J., Duarte C.M., Fortes, M.D., Borum, J., Agawin, N.S.R., Bach, S., Thampanya, U., Kamp-Nielsen, L., Kenworthy, W.J., Geertz-Hansen, O. and Vermaat, J.E., 1998.** Changes in community structure and biomass of seagrass communities along gradients of siltation in SE Asia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46: 757-768.
- Terrados, J., Thampanya, U., Srichai, N., Kheowvongsri, P., Geertz-Hansen, O., Boromthanarath, S., Panapitukkul, N. and Duarte C.M., 1997.** The effect of increased sediment accretion on the survival and growth of *Rhizophora apiculata* Seedlings. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45: 697-701.
- Tessier, C., 2006.** Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière : l'exemple de la région marine Bretagne Sud. PhD Thesis, Université Bordeaux 1, 300 pp.
- Thompson, C.E.L., Amos, C.L., Jones, T.E.R. and Chaplin, J., 2003.** The manifestation of fluid-transmitted bed shear stress in a smooth annular flume - a comparison of methods. *Journal of Coastal Research*, 19(4): 1094-1103.
- Thompson, C.E.L., Amos, C.L. and Umgiesser, G., 2004.** A comparison between fluid shear stress reduction by halophytic plants in Venice Lagoon, Italy and Rustico Bay, Canada---analyses of in situ measurements. *Journal of Marine Systems*, 51: 293-308.
- Thorne, P.D. and Hanes, D.M., 2002.** A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes. *Continental Shelf Research*, 22: 603-632.
- Tolhurst, T.J., Black, K.S., Paterson, D.M., Mitchener, H.J., Termaat, G.R. and Shayler, S.A., 2000a.** A comparison and measurement standardisation of four in situ devices for determining the erosion shear stress of intertidal sediments. *Continental Shelf Research*, 20: 1397-1418.
- Tolhurst, T.J., Consalvey, M. and Paterson, D.M., 2008.** Change in cohesive sediment properties associated with the growth of a diatom biofilm. *Hydrobiologia*, 596: 225-239.

- Tolhurst, T.J., Riethmüller, R. and Paterson, D.M., 2000b.** In situ versus laboratory analysis of sediment stability from intertidal mudflats. *Continental Shelf Research*, 20: 1317-1334.
- Trembanis, A.C., Wright, L.D., Friedrichs, C.T., Green, M.O. and Hume, T., 2004.** The effects of spatially complex inner shelf roughness on boundary layer turbulence and current wave friction: Tairua embayment, New Zealand. *Continental Shelf Research*, 24: 1549-1571.
- Uittenbogaard, R., 2003.** Modelling turbulence in vegetated aquatic flows, International Workshop on Riparian Forest Vegetated Channels: Hydraulic, Morphological and Ecological Aspects, RIPFOR, Trento, Italy, pp. 17 p.
- Uncles, R.J., Bale, A.J., Brinsley, M.D., Frickers, P.E., Harris, C., Lewis, R.E., Pope, N.D., Staff, F.J., Stephens, J.A., Turley, C.M. and Widdows, J., 2003.** Intertidal mudflat properties, currents and sediment erosion in the partially mixed Tamar Estuary, UK. *Ocean Dynamics*, 53: 239-251.
- van der Heide, T., Bouma, T.J., van Nes, E.H., van de Koppel, J., Scheffer, M., Roelofs, J.G.M., Van Katwijk, M.M. and Smolders, A.J.P., 2010.** Spatial self-organized patterning in seagrass along a depth gradient of an intertidal system. *Ecology*, 91: 362-369.
- van der Heide, T., van Nes, E.H., Geerling, G.W., Smolders, A.J.P., Bouma, T.J. and van Katwijk, M.M., 2007.** Positive feedbacks in seagrass ecosystems: implications for success in conservation and restoration. *Ecosystems*, 10: 1311-1322.
- van der Heide, T., van Nes, E.H., van Katwijk, M.M., Olf, H. and Smolders, A.J.P., 2011.** Positive feedback in seagrass ecosystems - Evidence from large scale empirical data. *PLoS ONE*, 6(1): e16504.
- van Katwijk, M.M., Bos, A.R., de Jonge, V.N., Hansen, L.S.A.M., Hermus, D.C.R. and de Jong, D.J., 2009.** Guidelines for seagrass restoration: Importance of habitat selection and donor population, spreading risks, and ecosystem engineering effects. *Marine Pollution Bulletin*, 58: 179-188.
- van Katwijk, M.M., Bos, A.R., Hermus, D.C.R. and Suykerbuyk, W., 2010.** Sediment modification by seagrass beds: muddification and sandification induced by plant cover and environmental conditions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 89: 175-181.

- van Katwijk, M.M. and Wijgergangs, L.J.M., 2004.** Effect of locally varying exposure, sediment type and low-tide water cover on *Zostera marina* recruitment from seed. *Aquatic Botany*, 80: 1-12.
- van Keulen, M. and Borowitzka, M.A., 2003.** Seasonal variability in sediment distribution along an exposure gradient in a seagrass meadow in Shoalwater Bay, Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57: 587-592.
- Van Keulen, M., Paling, I.E. and Walker, C.J., 2003.** Effect of planting unit size and sediment stabilization on seagrass transplants in Western Australia. *Restoration Ecology*, 11(1): 50-55.
- van Leussen, W., 1994.** Estuarine macroflocs : their role in fine grained sediment transport. PhD Thesis, University of Utrecht, 488 pp.
- Verduin, J.J. and Backhaus, J.O., 2000.** Dynamics of plant-flow interactions for the seagrass *Amphibolis antarctica*: field observations and model simulations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50: 185-204.
- Verney, R., Brun-Cottan, J.-C., Lafite, R., Deloffre, J. and Taylor, J.A., 2006.** Tidally-induced shear stress variability above intertidal mudflats in the macrotidal Seine Estuary. *Estuaries and Coasts*, 29(4): 653-664.
- Verney, R., Deloffre, J., Brun-Cottan, J.-C. and Lafite, R., 2007.** The effect of wave-induced turbulence on intertidal mudflats: Impact of boat traffic and wind. *Continental Shelf Research*, 27: 594-612.
- Walker, D.I., Kendrick, G.A. and McComb, A.J., 2006.** Decline and recovery of seagrass ecosystems - the dynamics of change. In: Larkum A.W.D. (Editor), *Seagrasses: Biology, Ecology and Conservation*. Springer, pp. 551-565.
- Walker, D.I. and McComb, A.J., 1992.** Seagrass Degradation in Australian Coastal Waters. *Marine Pollution Bulletin*, 25: 5-8.
- Ward, L.G., Kemp, W.M. and Boynton, W.R., 1984.** The influence of waves and seagrass communities on suspended particulates in estuarine embayment. *Marine Geology*, 59: 85-103.
- Waycott, M., Duarte, C.M., Carruthers, T.J.B., Orth, R.J., Dennison, W.C., Olyarnik, S., Calladine, A., Fourqurean, J.W., Heck, K.L.J., Hughes, A.R., Kendrick, G.A., Kenworthy, W.J., Short, F.T. and Williams, S.L., 2009.** Accelerating loss of seagrasses across the globe threaten coastal ecosystems. *PNAS*, 106(30): 12377-12381.

- White, B.L. and Nepf, H.M., 2007.** Shear instabilities and coherent structures in shallow flow adjacent to a porous layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 593: 1-32.
- Widdows, J., Friend, P.L., Bale, A.J., Brinsley, M.D., Pope, N.D. and Thompson, C.E.L., 2007.** Inter-comparison between five devices for determining erodability of intertidal sediments. *Continental Shelf Research*, 27: 1174-1189.
- Widdows, J., Pope, N.D., Brinsley, M.D., Asmus, H. and Asmus, R.M., 2008.** Effects of seagrass beds (*Zostera noltii* and *Z. marina*) on near-bed hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Ecology Progress Series*, 358: 125-126.
- Wilson, C.A.M.E., 2007.** Flow resistance models for flexible submerged vegetation. *Journal of Hydrology*, 342: 213-222.
- Zhang, X. and Nepf, H.M., 2011.** Exchange flow between water and floating vegetation. *Environmental Fluid Mechanics*.
- Zong, L. and Nepf, H.M., 2010.** Flow and deposition in and around a finite patch of vegetation. *Geomorphology*, 116: 363-372.

Liste des Figures

CHAPITRE -1-

- Figure 1-1.** Nomenclature couramment utilisée pour décrire les parties (A) et les attributs des herbiers que forment les phanérogames marines (B). 26
- Figure 1-2.** Structure de l'écoulement en l'absence de végétation (l'échelle verticale est dilatée dans un souci de clarification). 28
- Figure 1-3.** Structure de l'écoulement en présence de végétation submergée considérant la mise en place d'une couche limite benthique (l'échelle verticale est dilatée dans un souci de clarification). 31
- Figure 1-4.** Schémas des profils logarithmiques sans déplacement (1.3) et avec déplacement (1.8). (Adapté d'après Abdelhrman, 2003). 34
- Figure 1-5.** Structure de l'écoulement en présence de végétation (vitesse U et contrainte de cisaillement). Près du fond, l'écoulement est contrôlé par les gradients de pression. Au sommet de la canopée, le profil de vitesse présente un point d'inflexion, la discontinuité de traînée entraîne la mise en place de la couche de mélange. Au-dessus de la couche de mélange le profil est logarithmique, classique d'une couche limite (Nepf et al., 2006). . . . 35
- Figure 1-6.** Patch observé le 27 octobre 2003, lorsque l'herbier est faiblement développé (Bos et al., 2007). L'élévation du patch est clairement visible, de même le caractère plus vaseux des parties hautes est mis en évidence par l'absence de rides (Bos et al., 2007). 43
- Figure 1-7.** Présence de sédiments grossiers dans un petit patch d'herbier (Fonseca and Koehl, 2006). 44
- Figure 1-8.** Situation générale du bassin d'Arcachon. 46
- Figure 1-9.** Photo de zostères naines (*Z. noltii*) montrant les pousses, le rhizome et les racines (photo A. Mrkvicka). 49
- Figure 1.10.** Evolution saisonnière de la biomasse (sèche) aérienne (trait plein) et souterraine (pointillés) pour les zostères naines pour 4 stations du bassin d'Arcachon (Janvier 1984 – Janvier 1985). Il est à noter la différence d'échelle entre la biomasse aérienne et la biomasse souterraine (Auby et Labourg, 1996). 50
- Figure 1.11.** Evolution des herbiers de *Zostera noltii* entre 1989 et 2007. Pour l'année 2007, toutes les classes de recouvrement ont été additionnées (adapté d'après Plus et al., 2010). 51

CHAPITRE -2-

- Figure 2-1.** Cartographie des critères de choix du site atelier replacée sur la carte de répartition des taux de recouvrement de 2007 (Plus et al., 2010) : (A) structure des herbiers, (B) densité, (C) stabilité inter annuelle, (D) présence d'un estran nu à proximité, (E) exposition aux mers de vent, (F) accessibilité. 61
- Figure 2-2.** Cartographie des sites répondant aux 6 critères définis, superposés sur la cartographie des taux de recouvrement d'herbier en 2007 (Plus et al., 2010) et des expositions au clapot (bleu – faible exposition, jaune – exposition moyenne, orange – forte exposition). 62

Figure 2-3. Présentation des quatre stations l'estran atelier de Germanan durant la première phase de l'étude : HD – High Density, MD – Medium Density, LD – Low Density et UM – Unvegetated Mud.	63
Figure 2-4. Localisation de la station COMP de l'estran de Comprian.	64
Figure 2-5. Exemple d'estran végétalisé présentant de nombreuses dépressions de tailles différentes (A), et localisation précise des ALTUS de la station HD (HD et HD _{DEP} , respectivement placés en dehors et à l'intérieur d'une dépression).	65
Figure 2-6. Schéma synthétiques du positionnement des ADV et turbidimètres sur les stations HD et UM. Le positionnement est le même pour les campagnes d'août 2009, janvier 2010 et juin 2010.	67
Figure 2-7. Exemple de l'évolution de la turbidité (mV) au cours du temps durant l'étalonnage (février 2010) de la sonde ECO-BB - 405 déployée sur la station HD durant la campagne de janvier 2010.	72
Figure 2-8. Relations entre signal des turbidimètres et CMES pour les étalonnages réalisés en juillet 2009 sur les TROLL (A et C), et en février 2010 sur les ECO-BB (B et D).	73
Figure 1. (Ganthy et al., under review) General location of the Arcachon lagoon and the study site. Channels and subtidal areas are in sky blue. The interannual variation of <i>Zostera noltii</i> on intertidal flats highlights the decline of meadows in the inner parts of the lagoon.	77
Figure 2. (Ganthy et al., under review) Comparison of hydrodynamic measurements at the vegetated high-density (HD) and unvegetated mud (UM) stations. Water depth (h_w , left axis) and depth-averaged velocities (U , right axis) were recorded during a spring tide (a); water depth (h_w , left axis) and significant wave height (H_s , left axis) were recorded during a storm event (b).	78
Figure 3. (Ganthy et al., under review) Features of the ALTUS device. (a) Photograph of the ALTUS device deployed on a flat. (b) Sketches showing three typical cases of interface detection using two threshold values. H_{sed} is the real transducer/sediment distance, T1 and H1 are double-time and distance, respectively, measured for the threshold 1 (75 %); T4 and H4 are double-time and distance, respectively, measured for the threshold 4 (10 %); and c is sound velocity in sea water.	81
Figure 4. (Ganthy et al., under review) Evaluation of the reliability of ALTUS measurement for the detection of the bed sediments and canopy height. Manual measurements of sediment level (h_{sed}) and corresponding acoustic measurement of sediment level ($h_{1_{max}}$) for both the vegetated (HD, MD and LD) stations and the unvegetated mud (UM) station (a); mean leaf length (L_{leaf}) and corresponding acoustic estimation of canopy height (h_{canopy}) for all vegetated stations (HD, MD and LD) (b).	82
Figure 5. (Ganthy et al., under review) One year of ALTUS records on the mudflat of the Arcachon lagoon. (a) Water depth (h_w , left axis) and significant wave height (H_s , right axis) recorded at the high-density (HD) station. Continuous ALTUS sediment level data ($h_{1_{max}}$) and monthly manual measurements (h_{sed}) recorded at the HD (b), MD (c), LD (d) and UM (e) stations. Cutting dates are indicated by arrows.	84
Figure 6. (Ganthy et al., under review) Seasonal fluctuations in biometric and surficial sediment characteristics. Shoot density (D_{shoot} , left axis) and leaf area index (LAI, right axis) sampled at all the vegetated (HD, MD and LD) and unvegetated mud (UM) stations (a). Dry density (ρ_{dry} , left axis) and sand content (C_{sand} , right axis) sampled at all the vegetated (HD, MD and LD) and unvegetated mud (UM) stations (b).	85

Figure 7. (Ganthy et al., under review) Estimation of canopy height under tidal currents and fair weather conditions. Water depth (h_w , left axis, used as a proxy for tidal currents with maximum velocities expected at $h_w < 1.5$ m and minimal current velocity at the highest water level) and ALTUS canopy height (h_{canopy} , right axis) were recorded at the high-density (HD) station (a) and at the medium-density (MD) station (b). The approximate leaf length (L_{leaf}), corresponding to the time of plotted tides, is also reported. 87

Figure 2-9. Enregistrement de la hauteur d'eau et de vagues (h_w et H_s) pour la station HD (A), des niveaux sédimentaires (h_{sed} , B), de l'indice de surface foliaire (LAI, C), de la fraction sableuse (C_{sand} , E) et de la densité sèche (ρ_{dry} , F) pour la totalité du suivi (Février 2009 – Février 2011). L'origine des niveaux sédimentaire (B) est décalée pour chaque station afin de fournir une meilleure lisibilité. 96

Figure 2-10. Modèle conceptuel proposé pour expliquer certaines observations effectuées sur le terrain. Il est important de noter que la périodicité du cycle est inconnue, bien que les saisons correspondent à des processus établis. 100

Figure 2-11. Séries temporelles de hauteur d'eau et de hauteur significative de vagues mesurées sur la station de Comprian (A), (B) de l'altimétrie du sédiment (brute et moyennée par jour) et du débit liquide de la Leyre (à Salles – 10 km en amont, source DIREN), et (C) de la fraction sableuse dans les sédiments superficiels. 101

Figure 2-12. Vitesses mesurées à 20 et 5 cm au dessus du fond, sur la station HD. Pour les vitesses mesurées à 5 cm au dessus du fond, une différenciation est faite en fonction de la hauteur de canopée (calculée à partir de la relation empirique obtenue par (Ganthy et al., submitted to ECSS)). Les taux de réductions sont calculés par différence entre la vitesse à 20 cm et la vitesse à 5 cm, le tout normalisé par la vitesse à 20 cm. 104

Figure 2-13. Hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues mesurées sur la station HD (A1, B1, C1 et D1) et contraintes de cisaillement (A2, B2, C2 et D2) pour une marée en période calme durant la campagne de janvier (A), et de juin (B), et une marée en période d'agitation durant la campagne de janvier (C) et de juin (D). 105

Figure 2-14. Relation entre la contrainte de cisaillement de Reynolds et le carré de la norme de la vitesse, mesurées à 20 au dessus du fond pour la station HD (A) et la station UM (B), en l'absence et en présence de vagues. 106

Figure 2-15. Hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues mesurées sur la station HD pour des épisodes calmes durant la campagne de janvier 2010 (A1) et de juin 2010 (B1), et mesures de concentration en matières en suspension pour les stations HD et UM, mesurées en janvier (A2) et en juin (B2). 108

Figure 2-16. Hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues mesurées sur la station HD pour des épisodes d'agitation durant la campagne de janvier 2010 (A1) et de juin 2010 (B1), et mesures de concentration en matières en suspension pour les stations HD et UM, mesurées en janvier (A2) et en juin (B2). 108

CHAPITRE -3-

Figure 1. (Ganthy et al., 2011) General situation of the Arcachon lagoon, and location of sampling stations: Highly Dense (HD), Moderately Dense (MD), Poorly Dense (PD) and Unvegetated Mud (UM) stations. 123

Figure 2. (Ganthy et al., 2011) A synthesis of main erodibility parameters, tests description and sediment characteristics: critical threshold for erosion (τ_{ce} , a), erosion rate (E_0 , b), empirical coefficient α (c), investigated depth (d), bulk density (e), mud content (f) and

median grain size (g) for all tests. Surface tests are presented in black and sub-surface tests in grey for unvegetated sediments (circles), vegetated sediments in summer (triangles) and vegetated sediment in winter (squares) 124

Figure 3. (Ganthy et al., 2011) Erosion fluxes as a function of bottom shear stress computed for a large ranges of bottom shear stresses (τ_{bottom}) using median value of erodibility parameters (E_0 , τ_{ce} and α) 125

Figure 4. (Ganthy et al., 2011) Comparison between predicted erosion fluxes from Partheniades law (grey circle) and parameterized from mud fraction (black square) for unvegetated surface sediments (a) and sub-surface sediments (b), for vegetated surface sediments (c) and root system sediments (d) in summer, for vegetated surface sediments (e) and root system sediments (f) in winter. Obtained parameterization coefficients are indicated, (where F_{mud} is the mud fraction and B_{root} is the root biomass). The correlation coefficient (R^2), the number of samples (N) and NRMSD values for each subset are also indicated. 126

Figure 3-1. Schéma descriptif de la modification du paramétrage de la loi d'érosion en fonction du type de sédiments considéré (dépôt frais, sédiment de surface initial et sédiment du niveau racinaire ou de sub-surface), de la fraction de vase (C_{mud}) et du profil théorique de concentration volumique (ρ_b) 133

Figure 3-2. Exemple des profils verticaux de contrainte critique d'érosion (τ_{ce} , A), de taux d'érosion (E_0 , B) et du coefficient empirique (α , C) pour une fraction de vase (C_{mud}) fixée à 75%, une concentration volumique au niveau sédimentaire initial (r) correspondant aux valeurs médianes des données, soit 1347, 1488 et 1498 kg.m^{-3} pour les sédiments non végétalisés (Unvegetated), végétalisés en été (Vegetated Summer) et en hiver (Vegetated Winter), respectivement, ainsi qu'une valeur de z_i fixée arbitrairement à 0.025 m. 134

Figure 3-3. Reconstitution des flux d'érosion calculés en fonction de la contrainte de cisaillement sur le fond (τ_{bottom}) et de la profondeur (z) par rapport au niveau racinaire (ou du niveau où l'on considère que le sédiment non végétalisé a atteint les caractéristiques des tests de sub-surface), pour différentes fractions de vase : $C_{\text{mud}} = 20\%$ (A1, B1 et C1), $C_{\text{mud}} = 40\%$ (A2, B2 et C2), $C_{\text{mud}} = 60\%$ (A3, B3, et C3) et $C_{\text{mud}} = 80\%$ (A4, B4 et C4) 136

Fig. 1. (Ganthy et al., submitted to ECSS) (A) General map of the Arcachon lagoon and sampling site. The intertidal flats without *Zostera noltii* beds are in white, while the vegetated beds are in the dark grey (high coverage) and medium grey (low coverage). (B) Schematic side view of the HYDROBIOS flume device. 141

Fig. 2. (Ganthy et al., submitted to ECSS) Current velocity profiles under free stream flow velocities of (A) 0.1 m.s^{-1} , (B) 0.2 m.s^{-1} , (C) 0.3 m.s^{-1} and (D) 0.4 m.s^{-1} above different densities of *Zostera noltii* (T1 to T5, dashed lines). The solid black line is the velocity profile for the reference test (Tsed, over bare mud). The measured canopy heights (H_{c_m} , horizontal lines) and the coefficient for velocity attenuation within the canopy (AV_{can} , in %) are also presented. 147

Fig. 3. (Ganthy et al., submitted to ECSS) Turbulent kinetic energy profiles under free stream flow velocities of (A) 0.1 m.s^{-1} , (B) 0.2 m.s^{-1} , (C) 0.3 m.s^{-1} and (D) 0.4 m.s^{-1} above different densities of *Zostera noltii* (T1 to T5, dashed marked lines). The solid black line is the profile for the reference test (Tsed, over bare mud). The measured canopy heights (H_{c_m} , horizontal lines) are also presented. 148

Fig. 4. (Ganthy et al., submitted to ECSS) (A) Time series of the suspended sediment concentration during the first experimental phase (P1) over different densities of *Zostera noltii* (T1 to T5, dashed lines) and over the reference (Tsed, solid black line). The bolded

dashed black line corresponds to the free-stream velocity applied at each velocity step. (B) Relationship between the erosion fluxes at each velocity step and the bottom shear stress (derived from TKE) above vegetated beds (T1 to T5) and a bare mud bed (Tsed). 149

Fig. 5. (Ganthy et al., submitted to ECSS) (A) Time series of the normalized suspended sediment concentration during the second experiment phase (P2) over different densities of *Zostera noltii* (T2 to T5, dashed lines) and over the reference (Tsed, solid black line). The bold dashed black line corresponds to the free-stream velocity applied at each velocity step. (B) Relationship between the deposition fluxes at each velocity step and the bottom shear stress (derived from TKE) above vegetated beds (T2 to T5) and a bare mud bed (Tsed). 151

Fig. 6. (Ganthy et al., submitted to ECSS) (A) Time series of the suspended sediment concentration during the third experimental phase (P3) over different densities of *Zostera noltii* (T2 to T5, dashed lines) and over the reference (Tsed, solid black line). The bolded dashed black line corresponds to the free stream velocity applied at each velocity step. (B) Relationship between the erosion fluxes at each velocity step and the bottom shear stress (derived from TKE) above vegetated beds (T2 to T5) and a bare mud bed (Tsed). 152

Fig. 7. (Ganthy et al., submitted to ECSS) Relationship between the canopy height bent under hydrodynamics and the depth averaged velocity for different seagrass densities (T1 to T5). For velocities equal to zero, the leaf length (L_{leaf}) values were used. The exponential regressions (dashed lines) are also drawn. 153

Fig. 8. (Ganthy et al., submitted to ECSS) Scatter plot of the predicted canopy height (parameterized using the presented relationship) versus the measured canopy height. The RMSE and unity line (dashed black line) are also given. 154

Fig. 9. Relationship between the attenuation of velocity inside the canopy and the depth-averaged velocity for different seagrass densities (T1 to T5). Linear regressions (dashed lines) for the low (T1, T2 and T3) and high density tests (T4 and T5) are also presented associated with their correlation coefficient (R^2). 155

Fig. 10. (Ganthy et al., submitted to ECSS) Relationship between the bottom shear stress (derived from TKE) and the depth-averaged velocity for different densities of seagrass beds (T1 to T5, dashed marked lines) and for bare mud (Tsed, solid black line). 156

Fig. 11. (Ganthy et al., submitted to ECSS) Relationship between the height of the maximum TKE value and the measured canopy height for the different densities of seagrass (T1 to T5). The linear regression (dashed grey line), its equation and the RMSE between the observed H_{TKE} and predicted H_{TKE} are also given. 157

Fig. 12. (Ganthy et al., submitted to ECSS) (A) Relationship between the erosion fluxes (E_{p1}) for the first experimental phase (P1) and the leaf density (D_{leaf}) for different densities of seagrass (T1 to T5) and for the reference bed (Tsed), depending on the applied free stream velocities (U_{∞}). (B) Relationship between the deposition fluxes (D_{p2}) for the second experimental phase (P2) and the leaf density (D_{leaf}) for different densities of seagrass (T1 to T5) and for the reference bed (Tsed), depending on the applied free stream velocities (U_{∞}). 159

Fig. 13. (Ganthy et al., submitted to ECSS) Relationship between the erosion fluxes (E_{p3}) for the third experimental phase (P3) and the leaf area index (LAI) for different densities of seagrass (T1 to T5) and for the reference bed (Tsed), depending on the applied free stream velocities (U_{∞}). 160

CHAPITRE -4-

Figure 1. (Ganthy et al., in prep.) Representation of the vegetation in our model. (A) Comparison of a realistic *Zostera noltii* shoot compared with a schematized shoot as cylindrical structures of different height. (B) Schematization of the structure of one leaves under bending in order to correct the leaf diameter in the direction of the flow. (C) Description of the canopy reconfiguration (modification of the number of leaf element $n(z)$ at each height z above the bed) under bending through the schematization of bending for three leaves (C1), (C2) it associated modification of the number of elements $n(z)$, and methodology used in our model (C3) by applying a uniform repartition of deflected leaves form a realistic vertical distribution of leaf elements. 181

Figure 2. (Ganthy et al., in prep.) Relationship between leaf width coefficient and depth-averaged velocity obtained through the model calibration for each velocity treatment and seagrass developments (light grey circle), through the averaging the coefficient over each seagrass development (dark grey star) and the linear obtained regression (dashed dark line) 186

Figure 3. (Ganthy et al., in prep.) Comparison between measured (markers) and simulated (lines) velocity profiles (at 0.45 m downstream the leading edge of the vegetation) for the four velocity treatment (different markers and colours) performed in flume experiment (Ganthy et al., submitted to ECSS), and for the different seagrass development: test T1 (A), test T2 (B), test T3 (C), test T4 (D) and test T5 (E) 187

Figure 4. (Ganthy et al., in prep.) Scatter plot between measured (flume experiments, Ganthy et al., submitted to ECSS) and simulated velocities (at 0.45 m downstream the leading edge of the vegetation) and corresponding root mean squared error (RMSE) for all the four velocity treatments and the five seagrass developments. The unity line (black dashed line) is also given. 188

Figure 5. (Ganthy et al., in prep.) A synthesis RMSE obtained from the comparison of measured and modelled velocity profiles (over the four velocity treatments and the five seagrass development) for parameters and different representation of the vegetation tested for the sensitivity analysis. Notes that reference correspond to a flexible representation using a realistic vertical distribution of plant elements, with coefficients given in Table 1. 189

Figure 6. (Ganthy et al., in prep.) Investigation of the impact of vertical discretization (A) and horizontal discretization (B) on simulated velocity profiles. Comparison between measured (black circles), and simulated velocity profiles using a 40 layer logarithmically spaced grid (Reference, black dashed line), a 20 layer uniformly spaced grid (dark grey line) and a 10 layer uniformly spaced grid (light grey line) for the lowest (test T1; A1) and the highest seagrass development (test T5; A2). Comparison between the reference simulation (horizontal mesh size, $dx = 0.15$ m, black line) and simulations using an horizontal mesh size of 0.45 m (dark grey line), 1 m (moderate dark grey line) and 2 m (light grey line) for the first cell (B1) and at 6 m (B2) downstream the leading edge of the vegetation for a moderate seagrass development (test T4) 191

Figure 7. (Ganthy et al., in prep.) Calibration of the roughness length (Z_0) used for the computation of bottom shear stress (τ_b). (A) Relationship between Z_0 and the leaf area index (LAI) for the best correlation between measured and modelled τ_b (light grey circle), when averaging Z_0 over each velocities (dark grey star). The averaged Z_0 value over all velocities and seagrass development is reported in grey dashed line, while a power law parameterization of Z_0 with the LAI is reported in black dashed line. (B) Scatter plot between measured and modelled τ_b using Z_0 from the best correlation between measured and modelled τ_b (light grey circle), using averaging value of Z_0 over each velocities (dark grey triangle) and using the power law parameterization (black star) 193

Figure 8. (Ganthy et al., in prep.) Comparison of simulated time-averaged velocities $U(z)$, over a patch of seagrass with a low vegetation development (test T1) for horizontal mesh sizes, dx , of 0.15 m (A) and 1.5 m (D); and over a patch of seagrass with high vegetation development (test T5) for $dx = 0.15$ m (B) and 1.5 m (E). Comparison of related bottom shear stress, τ_b , from simulations with $dx = 0.15$ m (C) and 1.5 m (F). Notes that the three lower plots (D, E and F) the x-axis are 10-fold those of the three upper plots (A, B and C) . . 197

Figure 9. (Ganthy et al., in prep.) Mapping of the instantaneous simulated velocities over a patch of seagrass with low development (test T1, A), and comparison between velocity time-series, u (black line) and detrained canopy height, $H_c - \bar{H}_c$ (green line), near the leading edge of the canopy (B, position P1 in A) and near the downstream edge of the canopy (C, position P2 in A). Mapping of the instantaneous simulated velocities over a patch of seagrass with high development (test T5, D), and comparison between velocity time-series, u (black line) and detrained canopy height, $H_c - \bar{H}_c$ (green line), near the leading edge of the canopy (E, position P1 in D) and near the downstream edge of the canopy (F, position P2 in D). Note the contour of canopy (dashed black line) drawn in A and D. 199

Figure 10. (Ganthy et al., in prep.) Comparison between simulated frequencies of Kelvin-Helmholtz instabilities (F_{KH} black points), simulated frequencies of Monamis (F_{Ms} grey stars) and predicted instability frequencies of mixing layer in presence of vegetation (f_{KH}). The dash line represents perfect agreement between empirical prediction and simulation. 200

Figure 4-1. Comparaison entre les vitesses (moyenne temporelle, $U(z)$, $U_\infty = 0.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) simulées en présence de patches d’herbiers de faible dimension (longueur de patch et d’inter-patch = 1.5 m ; A1 et B1) et de dimension moyenne ((longueur de patch et d’inter-patch = 3 m ; A2 et B2), pour des herbiers faiblement développés (Test T1, A) et pleinement développés (Test T5, B). Comparaison des contraintes de cisaillement sur le fond (τ_b) associées à ces différentes configurations (patches de 1.5 et 3 m, C1 et C2 respectivement) avec en référence la contrainte de cisaillement associée à un fond non végétalisé (Test Tsed) 206

Figure 4-2. Cartographie des vitesses (moyenne temporelle, A1 et A2) et de l’énergie cinétique turbulente (TKE, moyenne temporelle, B1 et B2) pour un herbier peu développé (Tests T1, A1 et B1) et un herbier pleinement développé (Test T5, A2 et B2). Profils longitudinaux de contrainte de cisaillement sur le fond pour les deux développements d’herbier (C1 et C2, respectivement). Comparaison des profils de TKE mesurés en canal à courant (Ganthy et al., submitted to ECSS ; line pleine noire) et modélisée (line pointillée de couleur) au point de mesure (P1, D1 et D3) et dans la zone d’écoulement pleinement développé (P2, D2 et D3). La position des profils (P1 et P2) est également indiquée sur les cartographies des vitesses et de TKE (A1, A2, B1, B2) 209

Figure 4-3. Mise en évidence de l'accommodation du niveau racinaire en réponse au dépôt, à partir de la reconstitution des niveaux sédimentaires sur la photo en coupe d'une carotte sédimentaire.	212
Figure 4-4. Exemple de paramétrage de la vitesse d'accommodation du niveau racinaire (W_{ur}) en fonction de l'épaisseur d'accommodation absolue.	212
Figure 4-5. Résultats préliminaires de l'effet des herbiers sur l'hydrodynamique d'un estran schématique. A : cartographie temporelle de la vitesse intégrée sur la verticale et positionnement des profils présentés. De B1 à G2 : profils de vitesse simulée à différents instant du cycle de marée (A, B, C, D, E, F et G), en présence et en l'absence d'herbiers, dans la partie basse de l'estran (1-veg et 1-unveg, respectivement) et dans la partie haute de l'estran (2-veg et 2-unveg, respectivement)	214

CHAPITRE -5-

Figure 5-1. Modèle conceptuel synthétique présentant l'effet des herbiers de <i>Zostera noltii</i> sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire des estrans colonisés en fonction de leur cycle de croissance.	222
--	-----

ANNEXE A

Figure 1. (Ganthy et al., 2010) Localisation de la zone d'étude.	266
Figure 2. (Ganthy et al., 2010) Schéma explicatif des différents seuils de mesure des ALTUS, en l'absence (cas A) et en présence (cas B et C) de zostères sous le capteur.	267
Figure 3. (Ganthy et al., 2010) Mesures ALTUS (seuil 1 – points gris) et données d'Indice de Surface Foliaire (I.S.F. – trait pointillé noir) calculées à partir des prélèvements biométriques. Les quatre stations ont été représentées : (a) l'herbier dense, (b) l'herbier moyennement dense, (c) l'herbier peu dense et (d, e et f) l'estran nu.	268
Figure 4. (Ganthy et al., 2010) Mesures ALTUS (seuil 1- points noirs, et seuil 4 – croix grises) et données de longueurs de feuille moyennes (pointillés noirs). Les quatre stations sont représentées : (a.) l'herbier dense, (b.) l'herbier moyennement dense, (c.) l'herbier peu dense et (d.) l'estran nu.	270
Figure 5. (Ganthy et al., 2010) Comparaison des hauteurs d'eau (pointillés gris) et des longueurs de feuille mesurées par les ALTUS (Seuil4-Seuil1, cercles noirs) pour des cycles de marée en conditions de clapot nul. (a) marées moyennes en novembre pour la station d'herbier dense, (b et c) marées de morte-eau et de vive-eau en mars et octobre respectivement, pour la station d'herbier moyennement dense.	271

ANNEXE B

Annexe B.1. Résultats de la première année de suivi sur la station HD ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche.	276
Annexe B.2. Résultats de la première année de suivi sur la station MD ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche.	277

Annexe B.3. Résultats de la première année de suivi sur la station LD ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche. 278

Annexe B.4. Résultats des deux années de suivi sur la station UM ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) fraction de vase, et (D) densité sèche. 279

Annexe B.5. Résultats de la seconde année de suivi sur la station HD ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche. 280

Annexe B.6. Résultats de la seconde année de suivi sur la station HD_{DEP} ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche. 281

Annexe B.7. Résultats du suivi sur la station COMP ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche. 282

Liste des Tableaux

CHAPITRE -2-

- Tableau 2-1.** Synthèse de la localisation et de la date d'étalonnage pour les différents turbidimètres utilisés. 72
- Tableau 2-2.** Synthèse des bilans sédimentaires semestriels et annuels pour l'ensemble des stations. Les lignes présentant un fond vert correspondent aux périodes de croissance, alors que les lignes au fond jaune représentent les périodes de dégénérescence. 97

CHAPITRE -3-

- Table 1. (Ganthy et al., 2011)** Median and standard deviations of main erodibility and sediment characteristics for each defined behaviour: unvegetated surface (US), unvegetated sub-surface (USS), vegetated surface in summer (VSS), vegetated root system in summer (VRS), vegetated surface in winter (VSW) and vegetated root system in winter (VRW). 125
- Table 2. (Ganthy et al., 2011)** Mean and standard deviations obtain for each behaviour over the 125 tested cases with different sediment characteristics. Better parameterization's NRMSD are given in parenthesis. 126
- Tableau 3-1.** Synthèse des fraction de vase minimums et maximums obtenues pour les trois comportement de surface (Ganthy et al., 2011). 132
- Table 1. (Ganthy et al., submitted to ECSS)** Synthesis of the biometric parameters of the meadows and sediment properties measured during the six experiments conducted in the flume. The dates correspond to the year 2010. 144

CHAPITRE -4-

- Table 1. (Ganthy et al., in prep)** A synthesis of seagrass characteristics (from Ganthy et al., submitted to ECSS) used for the simulations: leaf area index, leaf length, leaf width, shoot density and leaf density. 184
- Table 2. (Ganthy et al., in prep)** A synthesis of parameters used for the model calibration and for the reference simulations (upper panel); and a synthesis of parameters and associated normalized increase of RMSE (computed from measured velocity profiles) compared with the RMSE obtained for the reference simulations ($\Delta RMSE_{OBS}$) during the sensitivity analysis (lower panel). 184
- Table 3. (Ganthy et al., in prep)** A synthesis of RMSE (computed from measured velocity profiles, $RMSE_{OBS}$) and normalized increase compared with RMSE obtained for the reference simulation ($\Delta RMSE_{OBS}$) for the different canopy representations and vertical discretization tested (upper panel); and RMSE (computed from reference simulation, $RMSE_{REF}$) obtained for the different horizontal discretization tested at the leading edge and at 6 m downstream the leading edge of the canopy (upper panel). 190

LISTES DES SYMBOLES ET LETTRES GREQUES

SYMBOLES:

a : surface frontale de feuille par unité de volume de canopée ($m^2 \cdot m^{-3}$)

a_h et b_h : coefficient de conversion de la hauteur de canopée vers la hauteur du niveau de turbulence maximum (-)

a_τ , b_τ : constantes de paramétrage de la contrainte de cisaillement critique pour l'érosion (-)

AV_{can} : coefficient d'atténuation de la vitesse à l'intérieur de la canopée (%)

$A_{veg}(z)$: surface horizontale de la végétation par unité de surface (-)

B_{above} : biomasse épigée ($g \cdot m^{-2}$)

B_{root} : Biomasse de la rhizosphère ($g \cdot m^{-2}$)

c : coefficient dépendant des caractéristiques de la végétation (-)

C_D : coefficient de traînée (-)

C_{MES} : concentration en matières en suspension, (SSC ; Ganthly et al., submitted to ECSS), ($mg \cdot l^{-1}$)

C_{mud} : fraction de vase ($< 63 \mu m$) ; F_{mud} (Ganthly et al., 2011), (%)

C_{sand} : fraction de sable ($> 63 \mu m$), (%)

c_w : coefficient de largeur des feuilles (-)

D : flux de dépôt ($g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

d : déplacement vers le haut du profil de vitesse en présence de végétation (m)

D_{leaf} : densité de feuille (-)

D_{P2} : flux de dépôt pour la phase P2 ($g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

D_{shoot} : densité de plant (-)

dx : résolution horizontale du domaine de calcul (m)

dz : résolution verticale du domaine de calcul (m)

D_{50} : diamètre médian (μm)

E : flux d'érosion ($g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

E_{fine} : flux d'érosion pour les fraction fines ($g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

E_{P1} , E_{P3} : flux d'érosion pour les phases P1 et P3 ($g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

E_{sand} : flux d'érosion pour les fractions sableuses ($g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

E_{total} : flux d'érosion total (fractions fines + sableuses) ($g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

E_0 : taux d'érosion ($g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

$E_{0 bulk}$: composante du taux d'érosion associée à l'effet de densité ($g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

- $E_{0\text{ mud}}$: composante du taux d'érosion associée à l'effet granulométrique ($\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
- $F_{\text{veg}}(z)$: force exercée sur l'écoulement par la végétation à l'altitude z (N.m^{-3})
- G : taux de cisaillement (s^{-1})
- H_c : hauteur de la canopée (m)
- H_{c_m} : hauteur de canopée mesurée (m)
- H_{c_p} : hauteur de canopée prédite (m)
- H_s : hauteur significative des vagues (m)
- H_{sed} : distance entre transducteur et substrat sédimentaire mesurée manuellement (mm)
- $H1, H4$: distance mesurée par l'ALTUS pour les seuils 1 et 4, respectivement (mm)
- $H1_{\text{max}}, H4_{\text{max}}$: distance maximum au cours d'une salve de mesure mesurée par l'ALTUS pour les seuils 1 et 4, respectivement (mm)
- H_{TKE} : hauteur du niveau de turbulence maximum (m)
- h_{canopy} : hauteur de la canopée mesurée par l'ALTUS (mm)
- h_{sed} : élévation du substrat sédimentaire mesurée manuellement (mm)
- h_w : hauteur totale de la colonne d'eau (m)
- $h1_{\text{max}}$: élévation du substrat sédimentaire mesurée par l'ALTUS (mm)
- k_b : rugosité du fond (m)
- L : longueur de mélange (m)
- LAI : indice de surface foliaire (-)
- L_c : longueur de mélange dans la canopée (m)
- L_{leaf} : longueur de feuille (m)
- L_{veg} : taille typique des tourbillons entre la végétation (m)
- m_0 : variance de l'élévation de surface libre (m)
- N_{leaf} : nombre de feuille par plant (-)
- n : coefficient d'atténuation de la quantité de mouvement (-)
- $n(z)$: nombre d'élément de végétation par unité de surface à l'altitude z (-)
- Re : nombre de Reynolds (-)
- S_{p1}, S_{p2}, S_{p3} : surface effective de dépôt ou d'érosion (phases P1, P2, P3, respectivement), (m^2)
- $T_{\text{veg}}(z)$: travail exercé par le fluide sur la végétation ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)
- TKE : énergie cinétique turbulente, (k , Ganthy et al., in prep.), ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$)
- TKE_c : énergie cinétique turbulente totale induite par le courant seul ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)
- TKE_{cw} : énergie cinétique turbulente totale induite par les vagues et le courant ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)
- U : vitesse de l'écoulement ($\text{m}.\text{s}^{-1}$)
- $U(z)$: vitesse horizontale de l'écoulement à l'altitude z ($\text{m}.\text{s}^{-1}$)
- $U_a(z)$: vitesse horizontale de l'écoulement à l'altitude z , au-dessus de la canopée ($\text{m}.\text{s}^{-1}$)

U_{Hc} : vitesse horizontale au sommet de la canopée ($z = H_c$), ($m.s^{-1}$)

$U_i(z)$: vitesse horizontale de l'écoulement à l'altitude z , à l'intérieur de la canopée ($m.s^{-1}$)

U_n : vitesse moyenne horizontale de l'écoulement ($m.s^{-1}$)

\bar{U} : vitesse de l'écoulement intégrée sur la hauteur de la colonne d'eau ($m.s^{-1}$)

U^* : vitesse de frottement ($m.s^{-1}$)

U_c^* : vitesse de frottement associée à la canopée ($m.s^{-1}$)

U_{*d}^* : vitesse de frottement critique pour le dépôt ($m.s^{-1}$)

U_∞ : vitesse libre dans le canal ($m.s^{-1}$)

u, v, w : composantes horizontales et verticale de la vitesse instantanée de l'écoulement ($m.s^{-1}$)

u', v', w' : composantes horizontales et verticale de la vitesse fluctuante de l'écoulement ($m.s^{-1}$)

u'_v, v'_v, w'_t : composantes horizontales et verticale de la vitesse fluctuante de l'écoulement induite par la turbulence de l'écoulement ($m.s^{-1}$)

u'_w, v'_w, w'_w : composantes horizontales et verticale de la vitesse fluctuante de l'écoulement induite par les vagues ($m.s^{-1}$)

V_t : volume des piluliers (m^{-3})

W_{dry} : masse sèche du sédiment (g)

$W_{e/d}$: masse de sédiment érodée ou déposée (kg)

W_{fresh} : masse fraîche du sédiment (kg)

W_p : tare des piluliers (g)

W_s : vitesse de chute des sédiments dans la colonne d'eau ($m.s^{-1}$)

$W_{seed_{dry}}$: masse sèche de sédiments d'ensemencement (kg)

$W_{seed_{fresh}}$: masse fraîche de sédiments d'ensemencement (kg)

$W_\%$: teneur en eau (%)

w : largeur moyenne des feuilles de la végétation (m)

w_{leaf} : largeur des feuille pour la modélisation (m)

Z_0 : longueur de rugosité associée à la canopée ($m.s^{-1}$)

z : position verticale dans la colonne d'eau (m)

z_0 : longueur de rugosité du sédiment de surface (m)

LETTRES GREQUES:

α : puissance à l'excès de contrainte (-)

ε : taux de dissipation

$\phi(z)$: diamètre des structure cylindriques correspondent aux feuilles (m)

$\phi_a(z)$: diamètre des structure cylindriques correspondent aux feuilles normale à l'écoulement (m)

$\phi_b(z)$: diamètre des structure cylindriques correspondent aux feuilles perpendiculaire à l'écoulement (m)

κ : constante de von Karman (-)

μ : viscosité cinématique du fluide ($m^2.s^{-1}$)

ν : viscosité moléculaire du fluide (-)

ρ : masse volumique du fluide ($kg.m^{-3}$)

ρ_b : concentration volumique du sédiment ($kg.m^{-3}$)

ρ_{dry} : densité sèche du sediment ($kg.m^{-3}$)

τ_b : contrainte de cisaillement sur le fond ($N.m^{-2}$)

τ_{bottom} : contrainte de cisaillement sur le fond dans l'érodimètre ($N.m^{-2}$)

τ_{ce} : contrainte de cisaillement critique pour l'érosion ($N.m^{-2}$)

$\tau_{ce\ bulk}$: composante de la contrainte critique pour l'érosion associée à l'effet de densité ($N.m^{-2}$)

$\tau_{ce\ mud}$: composante de la contrainte critique pour l'érosion associée à l'effet granulométrique ($N.m^{-2}$)

τ_{free} : échelle de temps de la dissipation des tourbillons sans végétation ($N.m^{-2}$)

τ_{TKE} : contrainte de cisaillement sur le fond dérivée de l'énergie cinétique turbulente ($N.m^{-2}$)

$\tau_{TKE\ c}$: contrainte de cisaillement sur le fond dérivée d'un courant seul ($N.m^{-2}$)

$\tau_{TKE\ cw}$: contrainte de cisaillement sur le fond totale (vagues + courant), ($N.m^{-2}$)

τ_{Re} : contrainte de Reynolds($N.m^{-2}$)

τ_{veg} : échelle de temps de la dissipation des tourbillons entre la végétation ($N.m^{-2}$)

τ_e : échelle de temps minimum pour la dissipation ($N.m^{-2}$)

σ_k : nombre turbulent de Prandtl-Schmidt (-)

Annexe A

Ganthy et al., 2010. Dynamique d'un estran lagunaire colonisé par un herbier de zostère (Bassin d'Arcachon, France). XIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civile, Les Sables d'Olonne, 22-25 juin 2010.

DOI :10.5150/jngcgc.2010.031-G

Editions Paralia CFL

Dynamique sédimentaire d'un estran lagunaire colonisé par un herbier de zostères (Bassin d'Arcachon, France)

Florian GANTHY^{1,2}, Aldo SOTTOLICHIO¹, Romaric VERNEY²

1. Université Bordeaux 1, Laboratoire EPOC UMR 5805 CNRS, Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex, France.

f.ganthy@epoc.u-bordeaux1.fr ; a.sottolichio@epoc.u-bordeaux1.fr

2. IFREMER, Département Dynamiques de l'Environnement Côtier, équipe PHYSED, BP70, 29280 Plouzané, France.

Romaric.Verney@ifremer.fr

Résumé :

Le bassin d'Arcachon, lagune côtière semi-fermée, possède de vastes herbiers de phanérogames (*Zostera noltii* et *Z. marina*). Ces dernières années, la surface occupée par les herbiers s'est sensiblement réduite. L'un des enjeux majeurs actuels du bassin d'Arcachon réside dans l'évaluation des conséquences de cette régression sur la dynamique sédimentaire de la lagune. Cependant, la connaissance des interactions entre les processus hydro-sédimentaires et les évolutions saisonnières des herbiers de zostères reste faible. Dans ce contexte, l'étude conjointe et à différentes échelles de temps des caractéristiques hydrodynamiques et sédimentaires des estrans et de la biométrie des zostères, permet de mieux comprendre les processus sédimentaires en présence d'herbiers.

Dans cet objectif, un estran atelier présentant des densités d'herbiers variables a été instrumenté et étudié sur un cycle annuel. La stratégie de mesure a consisté à mesurer à haute fréquence, sur plusieurs stations (allant d'un herbier dense à un estran nu), les principaux paramètres hydro-sédimentaires (altimétrie du sédiment, hauteurs de marée, vagues) conjointement à la dynamique de l'herbier (suivi biométrique mensuel). Les premiers résultats, portant sur la période de croissance des zostères et le début de la période de dégénérescence automnale, mettent en évidence une accretion sédimentaire significative de l'estran, positivement corrélée au développement de l'herbier, ainsi qu'une protection de l'estran contre l'érosion lorsque l'herbier est développé. La poursuite du suivi en période hivernale devrait permettre d'observer les tendances lors de l'absence hivernale de l'herbier et de déterminer le bilan sédimentaire annuel de l'estran.

Mots-clés :

Dynamique sédimentaire – Herbiers de zostères – Evolutions saisonnières – Altimétrie des sédiments – Mesures biométriques

1. Introduction

Les herbiers situés en zones côtières peu profondes sont connus pour (i) atténuer l'énergie hydrodynamique issue des courants et des vagues (FONSECA, 1986 ; ABDELRHMAN, 2003 ; MOLLER *et al.*, 2006), (ii) favoriser le dépôt sédimentaire (GACIA *et al.*, 2003) et (iii) protéger le substrat contre l'érosion (AMOS *et al.*, 2004 ; THOMPSON *et al.*, 2004 ; BOS *et al.*, 2007). Cependant, la majorité des études dédiées au rôle de la végétation sur les processus sédimentaires ont été menées sur des espèces subtidales pérennes (*Posidonia oceanica*, GACIA *et al.*, 2003), ou sur des espèces colonisant les schorres (*Spartina anglica*, MOLLER *et al.*, 2006). Aussi, la connaissance des interactions entre les processus hydro-sédimentaires et les évolutions saisonnières d'herbiers intertidaux constitués d'espèces annuelles, telles que *Zostera noltii*, reste faible (BOS *et al.*, 2007). Par ailleurs, dans de nombreuses lagunes européennes, une diminution de la surface occupée par des herbiers marins intertidaux a été mise en évidence au cours du siècle dernier (BOS *et al.*, 2007 ; DE BOER, 2007). S'il semble établi que les causes de ces régressions des surfaces sont des perturbations anthropiques, les conséquences de celles-ci restent encore mal appréhendées.

La lagune côtière d'Arcachon (voir figure 1), située sur le littoral aquitain, possède de vastes herbiers de phanérogames (*Zostera noltii*) dont la surface occupée s'est réduite d'environ 33% entre 1989 et 2007 (DALLOYAU *et al.*, 2009). L'un des enjeux majeurs actuels du bassin d'Arcachon réside dans l'évaluation des conséquences de cette régression sur les bilans sédimentaires de la lagune. En effet, en parallèle de cette régression, une tendance au comblement des chenaux d'accès aux ports de fond de bassin a été observée sur la même période, laissant supposer une relation entre ces deux phénomènes. Pour cette raison, un travail expérimental a été entrepris dans le but de comprendre comment les évolutions saisonnières des herbiers interviennent dans la modification des processus d'érosion/dépôt des sédiments.

Dans le présent article, les premiers résultats de ce suivi expérimental sont présentés et discutés, en visant deux objectifs : (i) une évaluation préalable de la méthodologie de suivi adoptée, basée sur l'altimétrie acoustique, et (ii) une première analyse des conséquences de la dynamique saisonnière des herbiers intertidaux de *Zostera noltii* sur la dynamique sédimentaire.

2. Matériel et méthodes

Un estran atelier présentant un herbier stable dans le temps a été choisi pour faire l'objet d'un suivi simultané des caractéristiques biométriques et des évolutions hydro-sédimentaires. Quatre stations y ont été mises en place : herbier dense, herbier moyennement dense, herbier peu dense et une station témoin d'estran nu. Leur proximité (moins de 100 m entre 2 stations consécutives) permet de faire l'hypothèse que les conditions hydrodynamiques y sont similaires. La méthodologie du suivi consiste en un enregistrement haute fréquence des paramètres hydro-sédimentaires et en une mesure mensuelle des caractéristiques de l'herbier. Le suivi a démarré le 11 février 2009 (il se poursuivra jusqu'en février 2010) et les résultats présentés ici couvrent la période allant jusqu'au 5 décembre 2009.

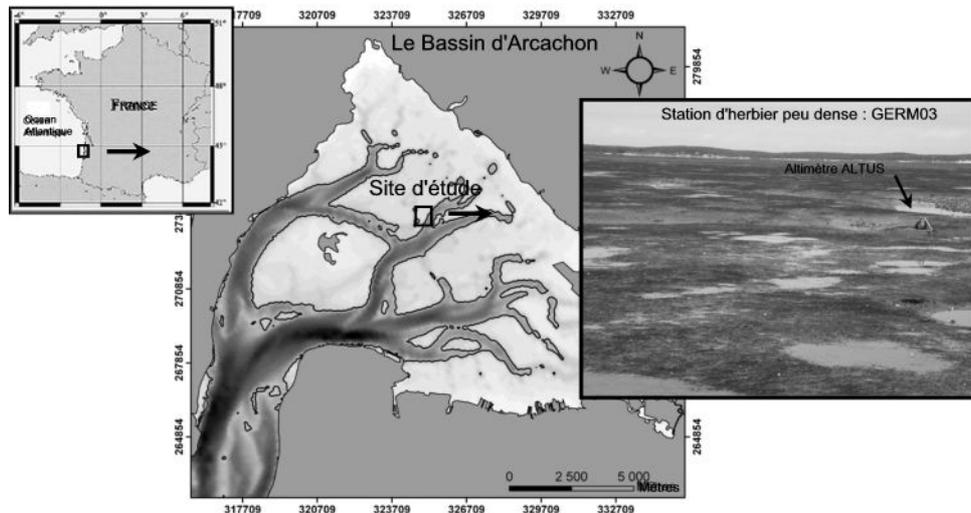


Figure 1. Localisation de la zone d'étude.

2.1 Biométrie des zostères

Le suivi biométrique réalisé mensuellement dans cette étude se base sur le protocole de la Directive Cadre sur l'Eau (D.C.E). Neuf échantillons sont prélevés par station au moyen de micro-carottes de 98 mm de diamètre et de 70 mm de profondeur. Les échantillons sont lavés à l'eau douce sur un tamis afin de les séparer du sédiment. L'analyse biométrique consiste à séparer les pousses du système racinaire, et à mesurer par analyse d'image la longueur et la largeur de toutes les feuilles de 10 pousses représentatives de l'échantillon. Le nombre total de pousses est ensuite compté. Pour chaque échantillon sont calculés la longueur moyenne des feuilles et l'indice de surface foliaire (I.S.F., surface de feuille par unité de surface de substrat). Pour chaque station (9 échantillons), la moyenne et l'écart-type de chaque paramètre sont calculés.

2.2 Altimétrie du sédiment

Des mesures d'altimétrie du sédiment ont été réalisées en continu au moyen d'ALTUS (JESTIN *et al.*, 1998 ; BASSOULLET *et al.*, 2000). Ces appareils autonomes fonctionnent sur le principe d'un échosondeur. Le transducteur émet une onde acoustique de fréquence 2 MHz et joue le rôle d'émetteur et de récepteur. Les Altus sont déployés sur un trépied, afin de limiter au maximum l'affouillement sous le transducteur. La précision de la mesure altimétrique est de ± 2 mm pour une distance entre le transducteur et le substrat comprise entre 0.2 et 0.7 m, tandis que la résolution est de 0.6 mm. Ces appareils permettent d'enregistrer jusqu'à quatre mesures d'altimétrie simultanées, dont chacune est basée sur une valeur seuil de l'intensité du signal de retour. Dans cette étude, les valeurs ont été fixées, respectivement à 75, 35, 17 et 10% du signal maximum. La fréquence d'échantillonnage est définie à 2Hz par salves de 2 minutes 30 secondes, espacées de 10 minutes. Le traitement des données a été réalisé sous MATLAB®. Une chaîne de post-traitement spécifique a été développée et appliquée pour analyser la capacité de l'ALTUS à mesurer l'évolution du fond sédimentaire en présence d'herbiers. Pour chaque salve de mesure, et pour chaque seuil, les distances maximales, moyennes et minimales ont été calculées. Lors de certaines visites mensuelles, les zostères ont été coupées sous les capteurs, de manière à maintenir dégagé le volume insonifié et à empêcher le recouvrement du transducteur par les feuilles. Enfin, lors de chaque visite du site, la distance entre le sédiment et le transducteur est mesurée manuellement afin de vérifier la fiabilité des données acquises.

3. Résultats

3.1 Capacité de mesure du niveau sédimentaire en présence de végétation

Avant cette étude, l'ALTUS a été principalement utilisé sur estrans sablo-vaseux, exempts de végétation (BASSOULLET *et al.*, 2000 ; DELOFFRE *et al.*, 2007). La présence d'herbier peut potentiellement influencer la réponse acoustique. Il est donc nécessaire d'examiner la capacité de l'ALTUS à mesurer la distance transducteur/fond dans cet environnement spécifique.

Sur un estran nu, le sédiment constitue un réflecteur fort et la signature du signal acoustique se caractérise par une forte pente : le franchissement des seuils se produit à des intervalles de temps rapprochés, correspondant à des altimétries similaires (voir figure 2, cas A).

En présence d'herbiers, les feuilles de zostères se comportent également comme des réflecteurs : le signal acoustique réfléchi se traduit alors schématiquement par une double signature, la première due aux feuilles, la seconde due au sédiment (voir figure 2, cas B). Dans certains cas, le signal réfléchi attribué aux feuilles peut être fort, jusqu'à empêcher la détection du pic généré par le sédiment (voir figure 2, cas C). On fait ici l'hypothèse suivante : les distances maximales entre le point de mesure et le transducteur, calculées par salve pour le seuil 1 (75%) correspondent au substrat sédimentaire, tandis que les distances minimales calculées pour le seuil 4 (10%) sont associées au sommet de la canopée de zostères. Une première investigation a été menée afin de vérifier cette hypothèse, ainsi que la validité des données altimétriques en présence de zostères.

Dans le tableau 1 sont présentées, lors des coupes et sous différentes formes, les distances sédiment-transducteur des deux sites GERM01 et GERM04 : HM est la mesure manuelle effectuée à marée basse. Les mesures ALTUS du seuil 1 (H1moy, H1std, H1max), sont respectivement la moyenne, l'écart-type et le maximum de la dernière salve avant, et de la première salve après la mesure manuelle HM.

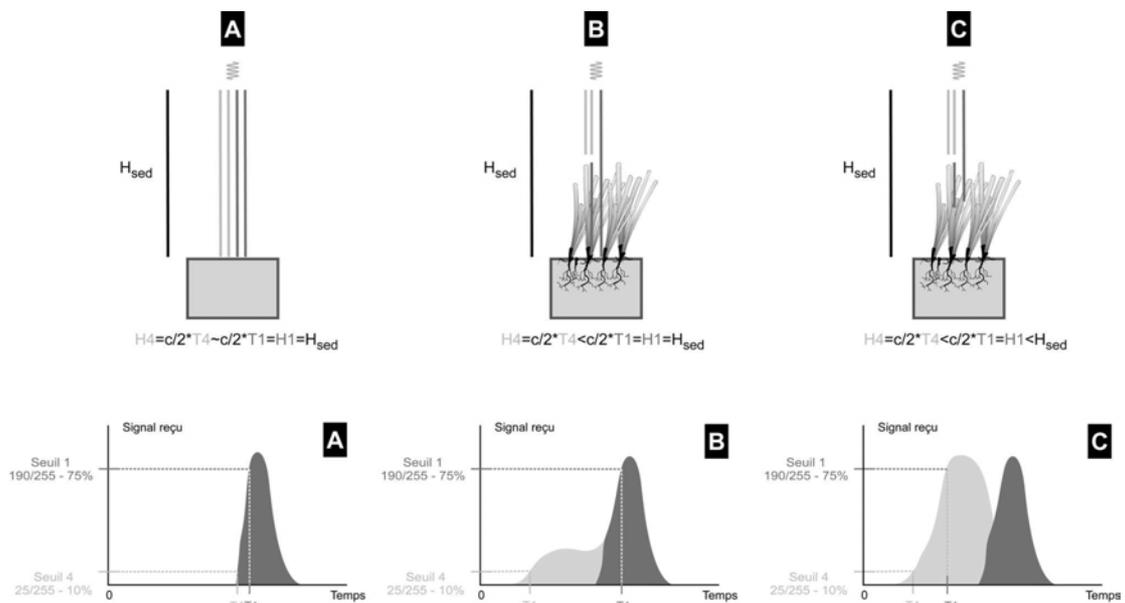


Figure 2. Schéma explicatif des différents seuils de mesure des ALTUS, en l'absence (cas A) et en présence (cas B et C) de zostères sous le capteur.

Dates	GERM01					GERM04				
	Avant HM		HM	Après HM		Avant HM		HM	Après HM	
	H1moy ± H1std [mm]	H1max [mm]	HM [mm]	H1moy ± H1std [mm]	H1max [mm]	H1moy ± H1std [mm]	H1max [mm]	HM [mm]	H1moy ± H1std [mm]	H1max [mm]
11/02	N.D.*	N.D.*	327*	325.8 ± 0.0*	325.8*	N.D.	N.D.	282	281.9 ± 0.2	282.1
08/04	300.1 ± 4.8*	314.3*	315*	310.9 ± 1.7*	310.9*	272.6 ± 0.8	273.8	274	270.7 ± 1.3	270.7
28/05	279.4 ± 16.3*	294.3*	295*	290.9 ± 2.5*	294.8*	279.5 ± 0.2	279.7	280	280.6 ± 0.2	280.9

Tableau 1. Synthèse des relevés d'altimétrie du sédiment (distance verticale sonde-substrat) pour les stations d'herbier dense (GERM01) et d'estran nu (GERM04), lors des coupes de zostères. Mesure manuelle (HM) effectuée à marée basse et enregistrements ALTUS du seuil 1 avant et après la mesure HM (H1moy : moyenne de la salve ; H1std : écart-type ; H1max : maximum de la salve).

On y remarque que H1moy diffère sensiblement de HM, alors que les H1max avant et après HM y sont sensiblement égales. Les écart-types sont bien plus importants avant HM qu'après HM. Ensuite, sur la figure 3, qui représente pour les différentes stations, les distances maximales entre le point de mesure et le transducteur, calculées par salve pour le seuil 1 (75%, voir figure 3, points noirs), on peut remarquer une répartition étroite du nuage de points. Cette distribution définit une interface distincte, corrélée aux mesures manuelles réalisées mensuellement entre le substrat sédimentaire et le transducteur (voir tableau 1 et figure 3, triangles noirs). La mesure donnée par le maximum du seuil 1 correspond donc bien au substrat sédimentaire, confirmant la validité des données ALTUS en présence d'herbiers.

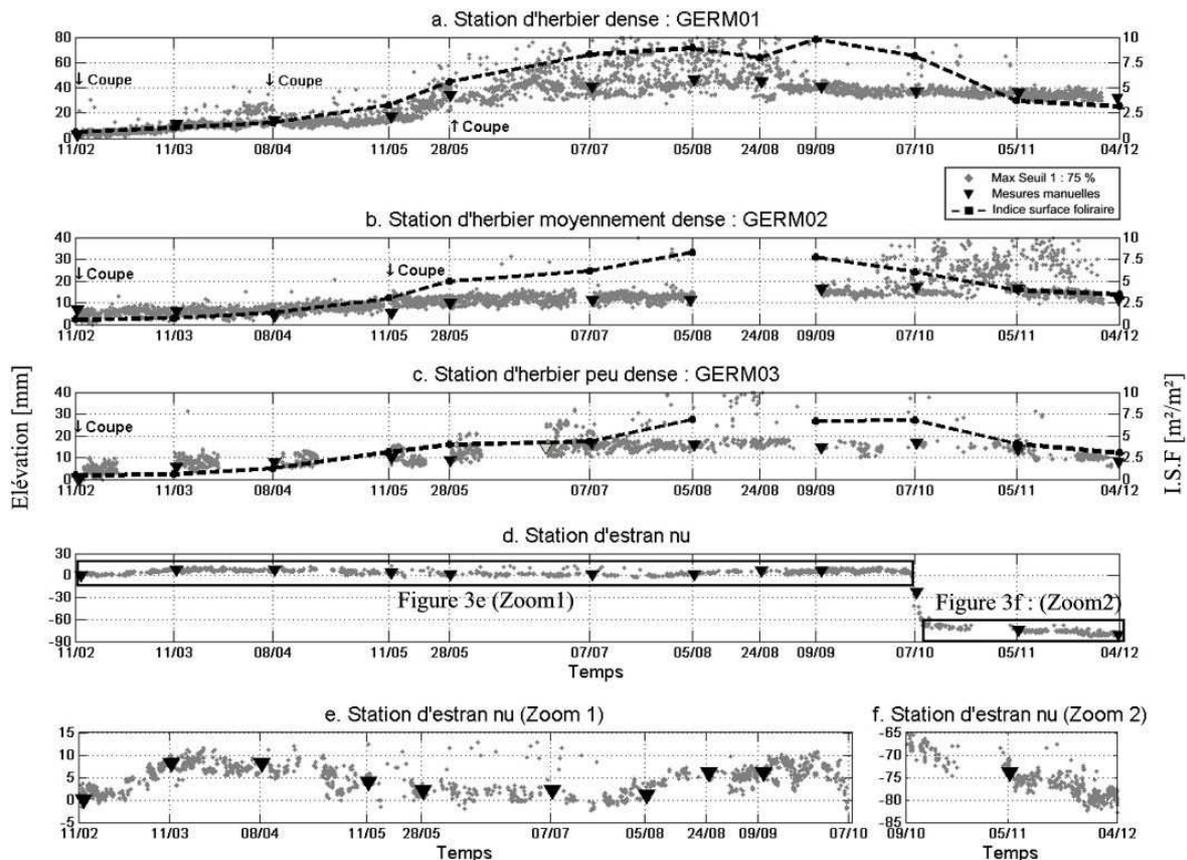


Figure 3. Mesures ALTUS (seuil 1 – points gris) et données d'Indice de Surface Foliaire (I.S.F. – trait pointillé noir) calculées à partir des prélèvements biométriques. Les quatre stations ont été représentées : (a) l'herbier dense, (b) l'herbier moyennement dense, (c) l'herbier peu dense et (d, e et f) l'estran nu.

3.2 Evolution saisonnière du substrat sédimentaire en présence d'herbier

Afin d'étudier l'évolution saisonnière du niveau sédimentaire, les données altimétriques du seuil 1, correspondant au niveau sédimentaire, sont représentées dans la figure 3 (points gris) et comparées aux mesures manuelles (triangles noirs) et à l'indice de surface foliaire calculé à partir des prélèvements biométriques mensuels (pointillés et carrés noirs). Une élévation continue du substrat est observée sur la période de février à octobre, pour les trois stations colonisées par les zostères (voir figures 3a à 3c). L'accrétion sédimentaire s'avère être maximum pour la station située dans l'herbier dense (40 mm, voir figure 3a). L'accrétion est plus faible pour les stations d'herbier moyennement dense et peu dense (respectivement 13 mm et 15 mm, voir figure 3b et 3c). L'indice de surface foliaire augmente sur la même période, traduisant quantitativement la pousse saisonnière de l'herbier. On observe ensuite, à partir du mois d'octobre, une diminution lente et de faible amplitude du niveau sédimentaire pour les trois stations d'herbier (-15 mm, -7 mm et -8 mm, respectivement pour les stations d'herbier dense, moyennement dense et peu dense).

En revanche, pour la station située sur l'estran nu (voir figure 3d à 3f) on observe, sur la période du 11 février au 7 octobre, une alternance de phases d'augmentation et de diminution du niveau sédimentaire d'amplitude inférieure à 10 mm. Entre le 7 octobre et le 9 octobre, une diminution importante (-60 mm) intervient, puis la diminution se poursuit ensuite plus lentement (-15 mm entre le 9 octobre et le 4 décembre). On observe donc des dynamiques différentes entre les stations colonisées et la station d'estran nu.

4. Discussion

4.1 Estimation de la longueur des feuilles de zostères par les ALTUS

La comparaison des données altimétriques issues du maximum du seuil 1 (75%) et des mesures manuelles a donc démontré la capacité des ALTUS à réaliser une mesure fiable du niveau sédimentaire malgré la présence de feuilles de zostères (voir tableau 1 et figure 3). Cependant, malgré la coupe des zostères sous les capteurs, il apparaît que pour certaines périodes (du 30/05 au 24/08, et du 20/10 au 25/11, respectivement pour la station d'herbier dense et pour la station d'herbier moyennement dense), les mesures correspondant au niveau sédimentaire sont bruitées par les feuilles de zostères (voir figure 3a et 3b). Aussi, bien que les coupes ne s'avèrent pas nécessaires pour obtenir une mesure précise du niveau du substrat lorsque les zostères sont de petite taille et ont un faible I.S.F., lorsque les herbiers atteignent un certain niveau de développement (I.S.F. > 5 m²/m²), les coupes semblent nécessaires pour garantir la qualité du signal sédimentaire.

La figure 4 représente, pour les différentes stations, les distances maximales entre le point de mesure et le transducteur, calculées par salve pour le seuil 1 (75%, points noirs) et les distances minimales calculées pour le seuil 4 (10%, croix grises). Sur le même graphique, ont été ajoutées les données mensuelles de longueur moyenne de feuilles (voir figure 4, pointillés noirs). Celles-ci ont été corrigées avec la donnée ALTUS du maximum du seuil 1 afin de tenir compte des évolutions altimétriques du substrat sédimentaire au cours du temps. Les données du seuil 4 (voir figure 4, croix grises) présentent une distribution plus dispersée que celles du seuil 1 (points noirs). La base du nuage de points du seuil 4 coïncide avec le nuage de points du seuil 1, pour toutes les stations d'herbier (voir figure 4a à 4c), tandis que pour la station d'estran nu, les nuages de points des seuils 1 et 4 sont confondus (voir figure 4d). De plus, on peut remarquer que les mesures de l'élévation pour le seuil 4, correspondent plutôt bien aux longueurs moyennes de feuilles mesurées par prélèvements (voir figures 4a à 4c), principalement pour la station d'herbier peu dense, pour laquelle une seule coupe a été effectuée au début de la période de mesure (voir figure 4c). Il apparaît également qu'à la suite d'une coupe, l'élévation pour le seuil 4 est plus faible, puis augmente progressivement. Ce qui est interprété comme la repousse des zostères consécutive à la coupe. Ensuite, à la fin de la période de mesure, pour les stations d'herbier dense (voir figure 4a) et d'herbier moyennement dense (voir figure 4b), le nuage de points est tronqué à une valeur constante. Ceci s'explique par le fait que les

ALTUS ne fournissent pas de données pour une distance entre le transducteur et le point de mesure inférieure à 100 mm, et par le remplacement des deux ALTUS par de nouveaux, positionnés plus près du sédiment.

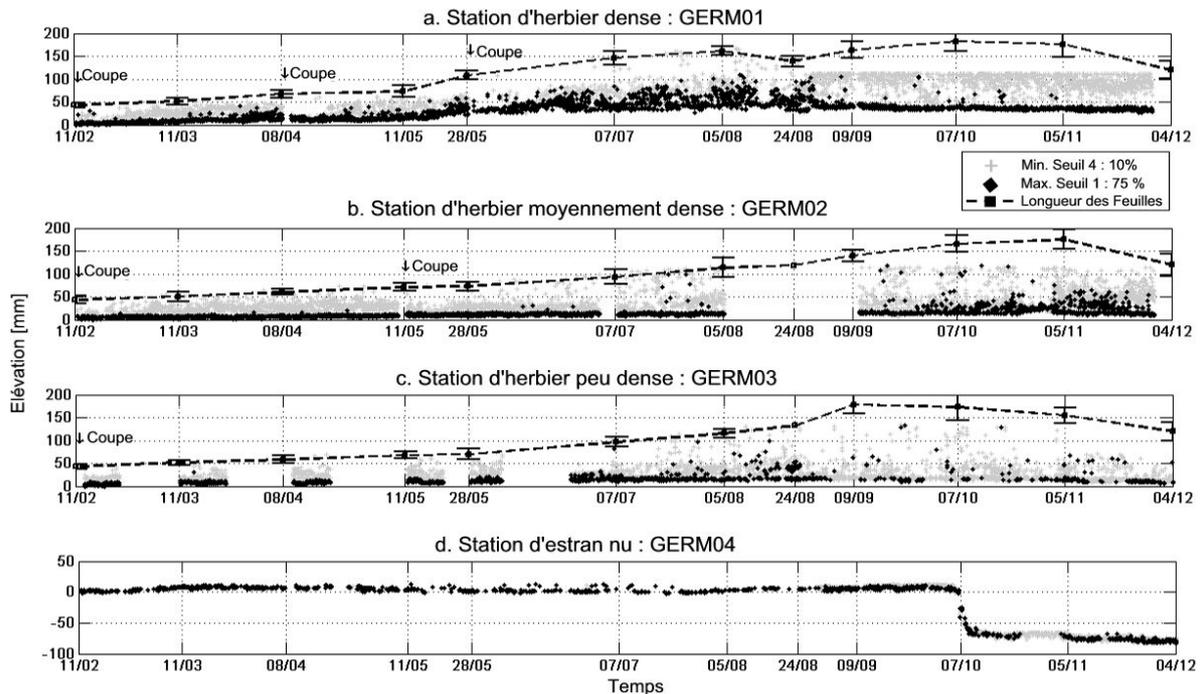


Figure 4. Mesures ALTUS (seuil 1- points noirs, et seuil 4 – croix grises) et données de longueurs de feuille moyennes (pointillés noirs). Les quatre stations sont représentées : (a.) l'herbier dense, (b.) l'herbier moyennement dense, (c.) l'herbier peu dense et (d.) l'estran nu.

La confrontation entre les données altimétriques du seuil 4 minimisé et les données de longueur de feuilles issues des prélèvements biométriques a mis en évidence des tendances similaires, principalement durant les premiers mois de mesures. Ceci permettant de s'interroger sur la capacité des ALTUS à constituer un moyen d'estimer de la taille des feuilles. Cependant, la mesure ALTUS qui nécessite une densité de réflecteurs (feuilles) suffisante pour atteindre le niveau d'énergie du seuil 4, sous-estime la longueur des feuilles durant la période estivale. Cette sous-estimation pourrait être induite par les coupes sous les capteurs qui engendreraient un retard dans la croissance des feuilles, par rapport aux prélèvements, pour lesquels, les zostères n'ont jamais subi de coupe. Une seconde explication, complémentaire, serait l'effet du courant sur la courbure des feuilles. En effet, la mesure de la longueur des feuilles par la biométrie, donne la longueur absolue des feuilles, alors que la mesure ALTUS donne une mesure relative, les herbiers étant immergés et soumis aux courants de marée, donc courbés.

Les longueurs de feuilles (par soustraction entre le seuil 4 le seuil 1) mesurées par les ALTUS ont été représentées dans la figure 5 pour quelques cycles de marée sans vent, et comparées à la hauteur d'eau enregistrée. On observe, au début du flot, que les longueurs mesurées augmentent progressivement jusqu'à l'étape de pleine mer, puis diminuent durant le jusant. Ainsi, les hauteurs de l'herbier mesurées par les ALTUS peuvent être mises en relation avec les courants de marée. Cette relation permet de valider le rôle du courant sur la répartition verticale et la hauteur effective de la canopée (ABDELRHMAN, 2007). La capacité de mesure des longueurs de feuille par les ALTUS en conditions réelles pourrait avoir un intérêt certain pour la modélisation. En effet, de nombreuses formulations mathématiques utilisées dans les modèles numériques pour simuler l'écoulement en présence de végétation ont recours à ce paramètre, qui devait jusqu'alors être calculé empiriquement à partir d'expérimentations in-situ ou en canal à courant (ABDELRHMAN, 2003, 2007).

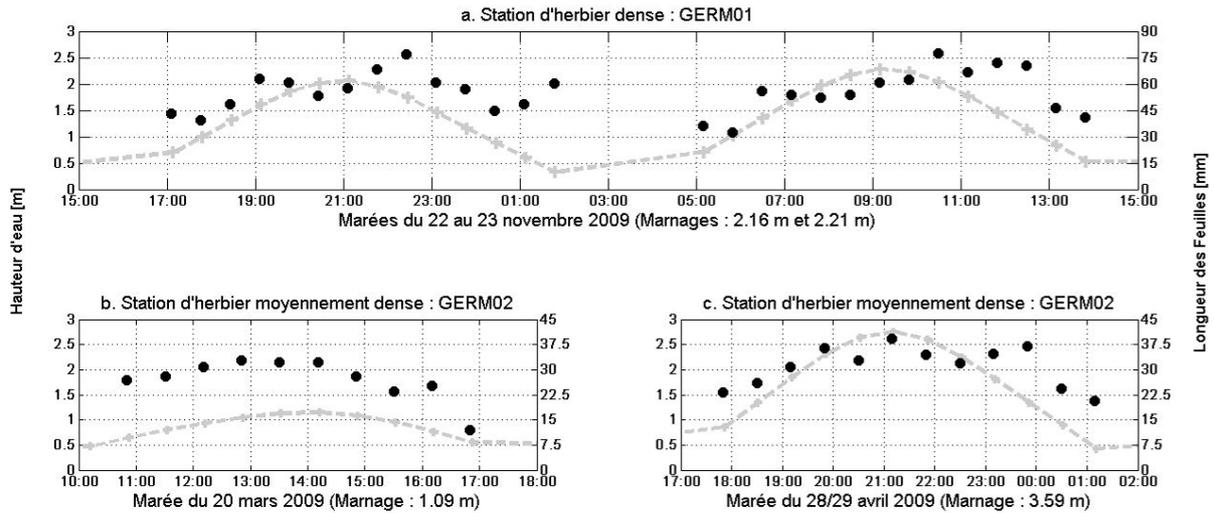


Figure 5. Comparaison des hauteurs d'eau (pointillés gris) et des longueurs de feuille mesurées par les ALTUS (Seuil4-Seuil1, cercles noirs) pour des cycles de marée en conditions de clapot nul. (a) marées moyennes en novembre pour la station d'herbier dense, (b et c) marées de morte-eau et de vive-eau en mars et octobre respectivement, pour la station d'herbier moyennement dense.

4.2 Les herbiers de zostères : rôle de pièges à sédiments et protecteur contre l'érosion

L'exploitation des données altimétriques a également montré une tendance marquée à l'accrétion sédimentaire durant la période de croissance de l'herbier (voir figure 3), traduisant la mise en place continue d'un dépôt de sédiments frais durant le printemps et le début de l'été. L'épaisseur du dépôt mis en place durant la période de croissance des zostères (respectivement 40, 13 et 15 mm pour les stations d'herbier dense, moyennement dense et peu dense), s'avère très supérieure aux résultats obtenus pour l'espèce *Zostera marina* en Mer de Wadden (BOS *et al.*, 2007) pour laquelle l'accrétion n'excédait pas 5 à 7 mm. Ainsi, le rôle joué par les herbiers de zostères naines pour le piégeage des sédiments semble important, comparé à l'évolution observée pour la station témoin d'estran nu, pour laquelle le bilan sédimentaire entre février et la mi-juillet est nul.

Ensuite, de la mi-juillet au 4 décembre, les niveaux sédimentaires se stabilisent puis diminuent faiblement (diminution < 10 mm) pour les stations colonisées, pouvant traduire un arrêt du piégeage des sédiments associé au tassement du dépôt frais, ou à une phase d'érosion. Ce comportement diffère de celui observé sur la station d'estran nu, où une phase d'érosion continue est mesurée (-25 mm entre le 10/10 et le 4/12), corrélée avec l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes automnales. Il est à noter cependant, que la phase majeure d'érosion (-60 mm en 48 h) du 7/10 a été causée par la déstabilisation du sédiment autour de l'ALTUS lors des visites mensuelles et, n'est donc pas intégrée dans le calcul du bilan sédimentaire pour cette station. Ainsi, le bilan sédimentaire des stations situées dans l'herbier reste toutefois positif sur la totalité de la période d'enregistrement (respectivement +24 mm, +10 mm et +8 mm pour les stations d'herbier dense, moyennement dense et peu dense), alors que pour la station de vase nue, le bilan sédimentaire serait de -25 mm.

Le rôle joué par les zostères naines dans la dynamique sédimentaire semble important et se traduit par un fort pouvoir de piégeage durant la période de croissance des zostères. L'absence d'érosion pour les stations colonisées sur les 10 premiers mois du suivi pourrait se traduire à long terme par un exhaussement continu des estrans colonisés. Il est toutefois nécessaire de connaître la dynamique sédimentaire en période hivernale (décembre-janvier) pour pouvoir conclure sur cette question.

Dans ce contexte, la régression de la surface des herbiers de zostères du bassin d'Arcachon pourrait avoir un effet significatif sur la redistribution des stocks sédimentaires. En effet, on peut

imaginer qu'en l'absence d'herbiers, le piégeage des matières en suspension serait faible durant les périodes calmes, et les sédiments pourraient être remis en suspension durant les tempêtes, sans avoir eu le temps de se consolider. Les sédiments ainsi remobilisés pourraient alors se déposer dans les chenaux possédant une faible énergie, principalement dans les parties internes du bassin, où le transport résiduel est également contrôlé par le flot (PLUS *et al.*, 2006). De plus, le suivi cartographique des herbiers de zostères naines du Bassin d'Arcachon (DALLOYAU *et al.*, 2009) montre que la régression de surface intervient principalement dans les parties les plus internes du bassin. Le SIBA, organisme chargé de l'entretien des voies navigables dans le Bassin d'Arcachon a observé depuis quelques années, conjointement à la régression des herbiers dans les parties orientales du bassin, la nécessité croissante de draguer les chenaux peu profonds de l'Est du bassin (SIBA, comm. pers.).

5. Conclusion

Cette étude a permis de mettre en évidence la capacité des altimètres ALTUS à fournir une mesure fiable du niveau sédimentaire en présence d'herbiers. La possibilité d'utiliser des ALTUS afin d'obtenir une estimation de la hauteur effective de l'herbier soumis aux forçages hydrodynamiques, paramètre important pour la modélisation numérique de l'hydrodynamique en présence d'herbier a également été avancée. Cependant, des mesures complémentaires sont nécessaires afin de vérifier l'hypothèse selon laquelle, la sous-estimation des longueurs de feuilles serait en partie induite par la coupe de l'herbier sous les capteurs. Pour cela, une comparaison sur une même station des données d'un ALTUS sous lequel les feuilles sont coupées à intervalles réguliers avec les données d'un ALTUS sous lequel les feuilles ne seront jamais coupées devrait être réalisée.

Ensuite, le rôle important de piégeage des sédiments par les herbiers, durant la période de croissance printanière et estivale a été démontré, ainsi que le rôle protecteur des herbiers contre l'érosion malgré la dégénérescence automnale du feuillage et l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des coups de vent générant du clapot. Néanmoins, l'influence des paramètres biométriques, tels que la densité de pousses, sur la capacité de piégeage et de protection contre l'érosion doit être étudiée plus en détail, de même que la représentativité des tendances saisonnières obtenues pour le site atelier avec d'autres sites répartis dans le bassin d'Arcachon. Enfin, la modélisation numérique devrait permettre d'appréhender les conséquences sur les bilans sédimentaires de la lagune, de la régression des herbiers intertidaux de *Zostera noltii* sur le long terme.

Remerciements

Les auteurs remercient le SIBA (Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon) et l'Ifremer pour le financement de la thèse dans laquelle cette étude s'inscrit, ainsi que pour les moyens instrumentaux mis à disposition. Sont également remerciés : les marins du bateau PLANULA IV, de l'Institut National des Sciences de l'Univers, Isabelle Auby de l'Ifremer d'Arcachon pour son aide à la mise en place du protocole de prélèvement et de traitement biométrique, ainsi que toutes les personnes de l'UMR EPOC, techniciens, ingénieurs et chercheurs ayant apportés leur aide lors des missions de terrain.

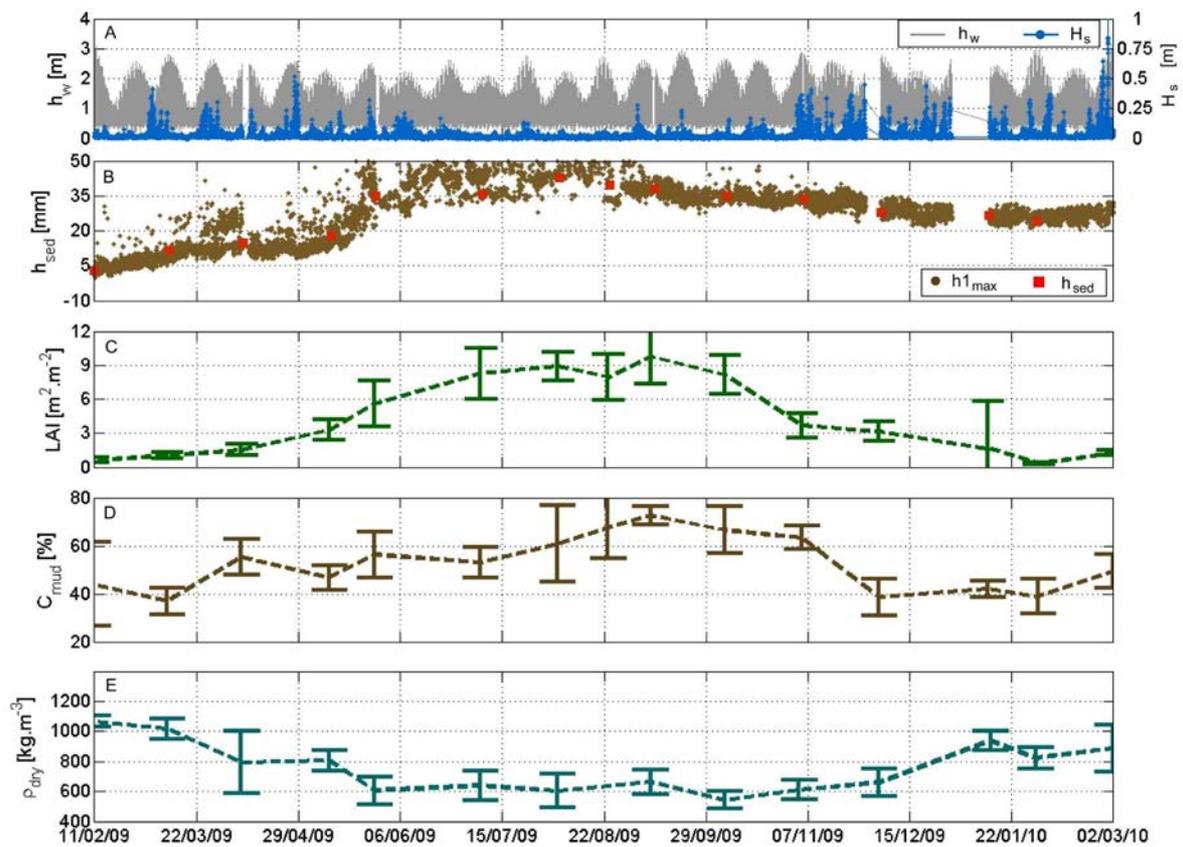
6. Références bibliographique

- ABDELRHMAN M.A. (2003). *Effect of eelgrass Zostera marina canopies on flow and transport*. Marine Ecology Process Series, n° 248, pp 67-83.
- ABDELRHMAN M.A. (2007). *Modeling coupling between eelgrass Zostera marina and water flow*. Marine Ecology Progress Series, n° 338, pp 81-96.
- AMOS C.L., BERGAMASCO A., UMGIESSER G., CAPPUCCI S., CLOUTIER D., DENAT L., FLINDT M., BONARDI M., CRISTANTE S. (2004). *The stability of tidal flats in Venice Lagoon - the results of*

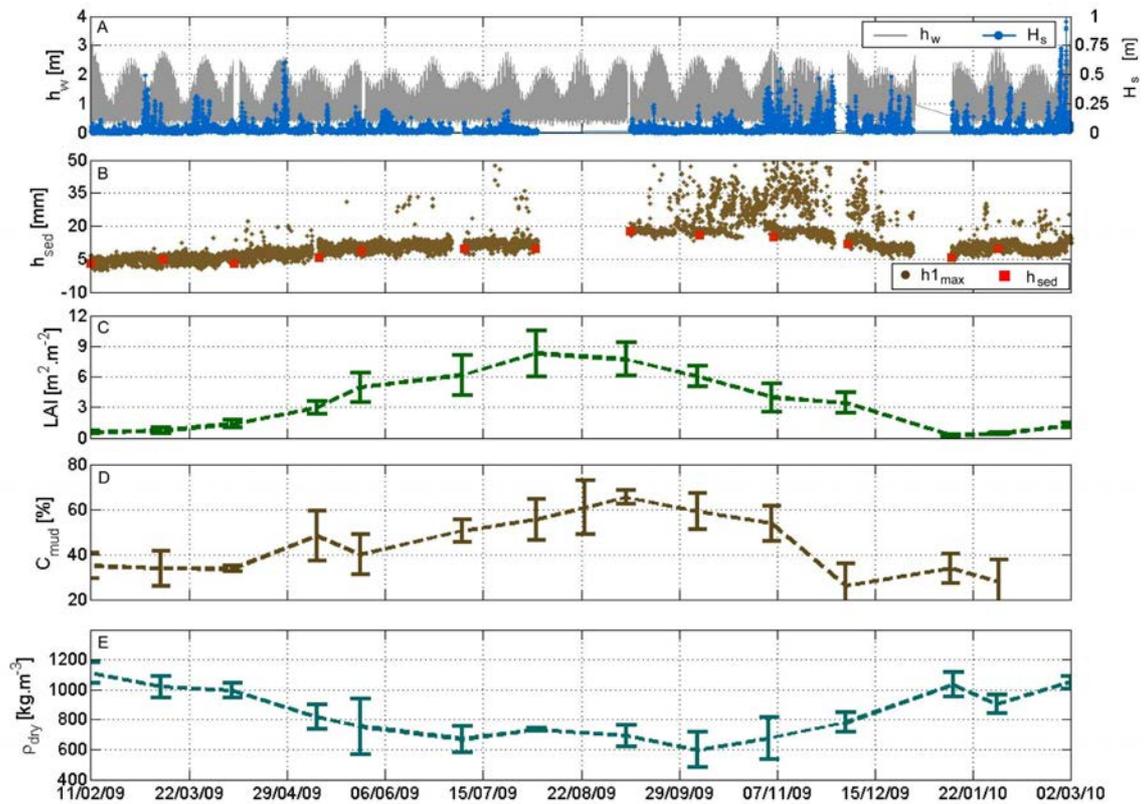
- in-situ measurements using two benthic, annular flumes*. Journal of Marine Systems, n° 51, pp 211-241.
- BASSOULET Ph., LE HIR P., GOULEAU D., ROBERT S. (2000). *Sediment transport over an intertidal mudflat: field investigation and estimation of fluxes within the "Baie de Marennes-Oléron" (France)*. Continental Shelf Research, n° 20, pp 1635-1653.
- BOS A.R., BOUMA T.J., DE KORT G.L.J., VAN KATWIJK M.M. (2007). *Ecosystem engineering by annual intertidal seagrass beds: Sediment accretion and modification*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, n° 74, pp 344-348.
- DALLOYAU S., TRUT G., PLUS M., AUBY I. (2009). *Caractérisation de la qualité biologique des Masses d'Eau Côtières : Cartographie des herbiers de Zostera noltii et Zostera marina du Bassin d'Arcachon*. Rapport Ifremer RST /LER/AR/09-003: 51.
- DE BOER W.F. (2007). *Seagrass-sediment interactions, positive feedbacks and critical thresholds for occurrence : a review*. Hydrobiologia, n° 591, pp 5-24.
- DELOFFRE J., VERNEY R., LAFITE R., LESUEUR P., LESOURD S., CUNDY A.B. (2007). *Sedimentation on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal estuaries : Sedimentation rhythms and their preservation*. Marine Geology, n° 241, pp 19-32.
- FONSECA M.S., FISHER J.S. (1986). *A comparison of canopy friction and sediment movement between four species of seagrass with reference to their ecology and restoration*. Marine Ecology Process Series, n° 29, pp 15-22.
- GACIA E., DUARTE C.M., MARBA N., TERRADOS J., KENNEDY H., FORTES M.D., TRI N.H. (2003). *Sediment deposition and production in SE-Asia seagrass meadows*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, n° 56, pp 909-919.
- JESTIN H., BASSOULET P., LE HIR P., L'YAVANC J., DEGRES Y. (1998). *Development of ALTUS, a high frequency acoustic submersible recording altimeter to accurately monitor bed elevation and quantify deposition or erosion of sediments*. Ocean Conference Record (IEEE), n° 1, pp 189-194.
- MOLLER I. (2006). *Quantifying saltmarsh vegetation and its effects on wave height dissipation : Results from a UK East coast saltmarsh*. Estuarine, Coastal and Shelf Science n° 69, pp 337-351.
- PLUS M., MAURER D., STANISIERE J.-Y., DUMAS F. (2006). *Caractérisation des composantes hydrodynamiques d'une lagune mésotidale : le Bassin d'Arcachon*. Rapport IFREMER, RST/LER/AR/06-007 : 52 p + Annexes.
- THOMPSON C.E.L., AMOS C.L., UMGIESSER G. (2004). *A comparison between fluid shear stress reduction by halophytic plants in Venice Lagoon, Italy and Rustico Bay, Canada--analyses of in situ measurements*. Journal of Marine Systems 51, pp 293-308.

Annexe B

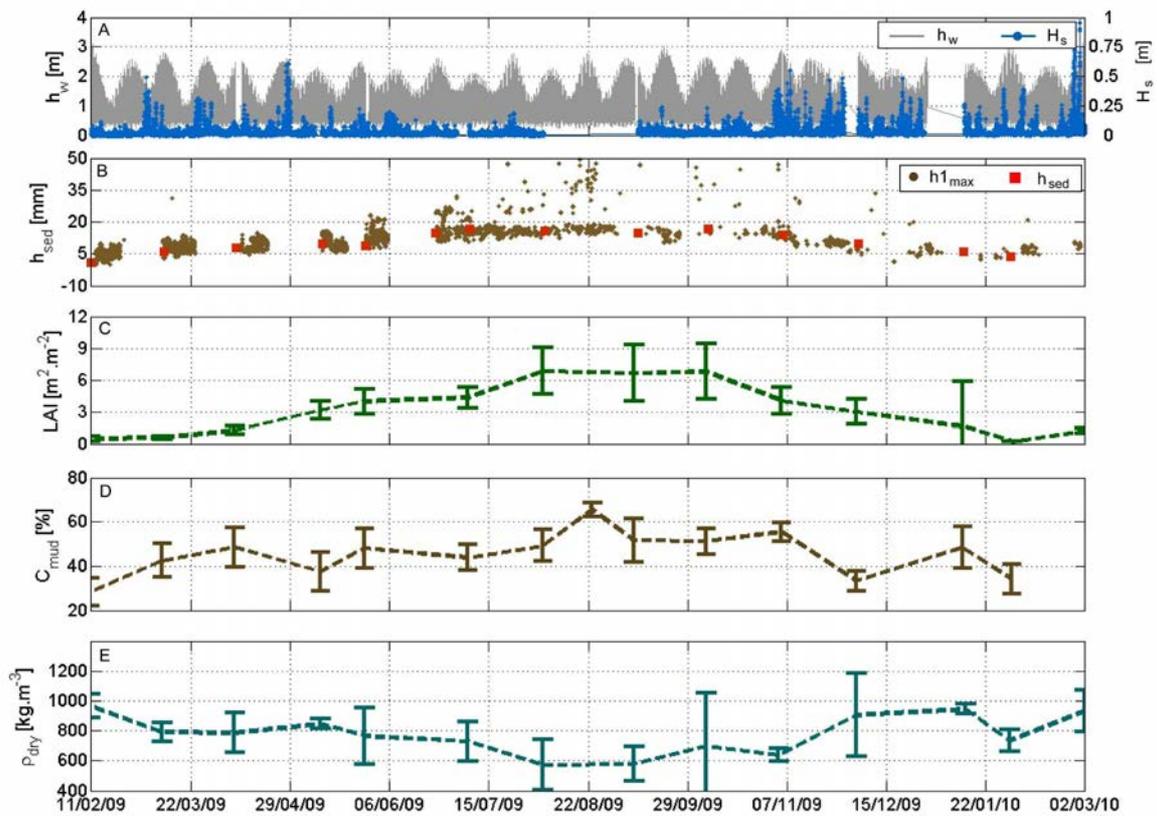
Séries temporelles d'altimétrie, biométrie et caractéristiques des sédiments superficiels



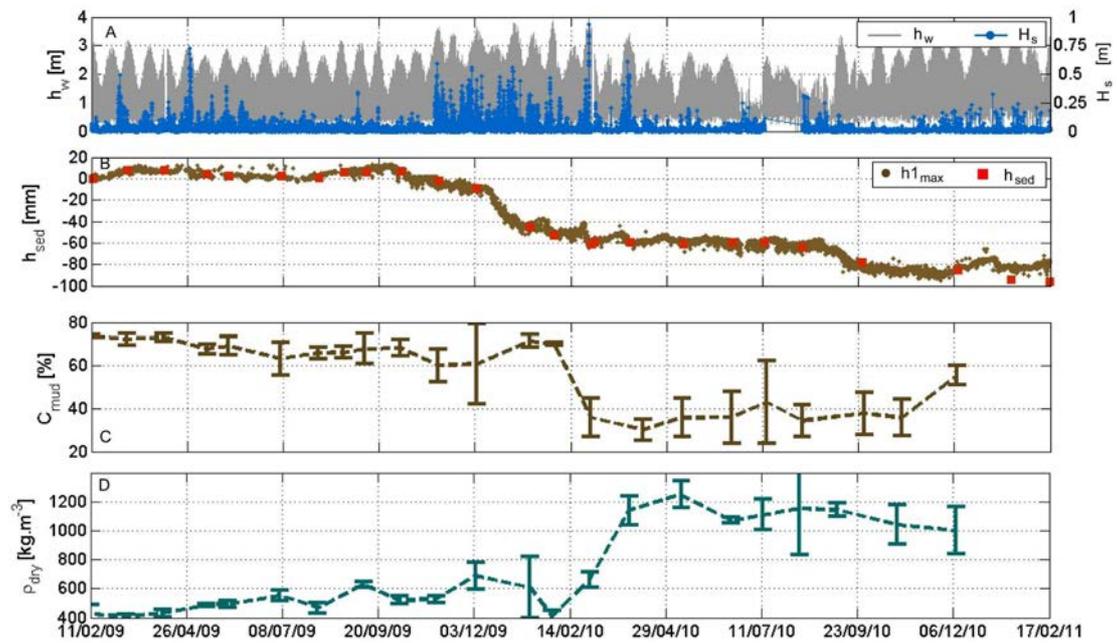
Annexe B-1. Résultats de la première année de suivi sur la station HD ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche.



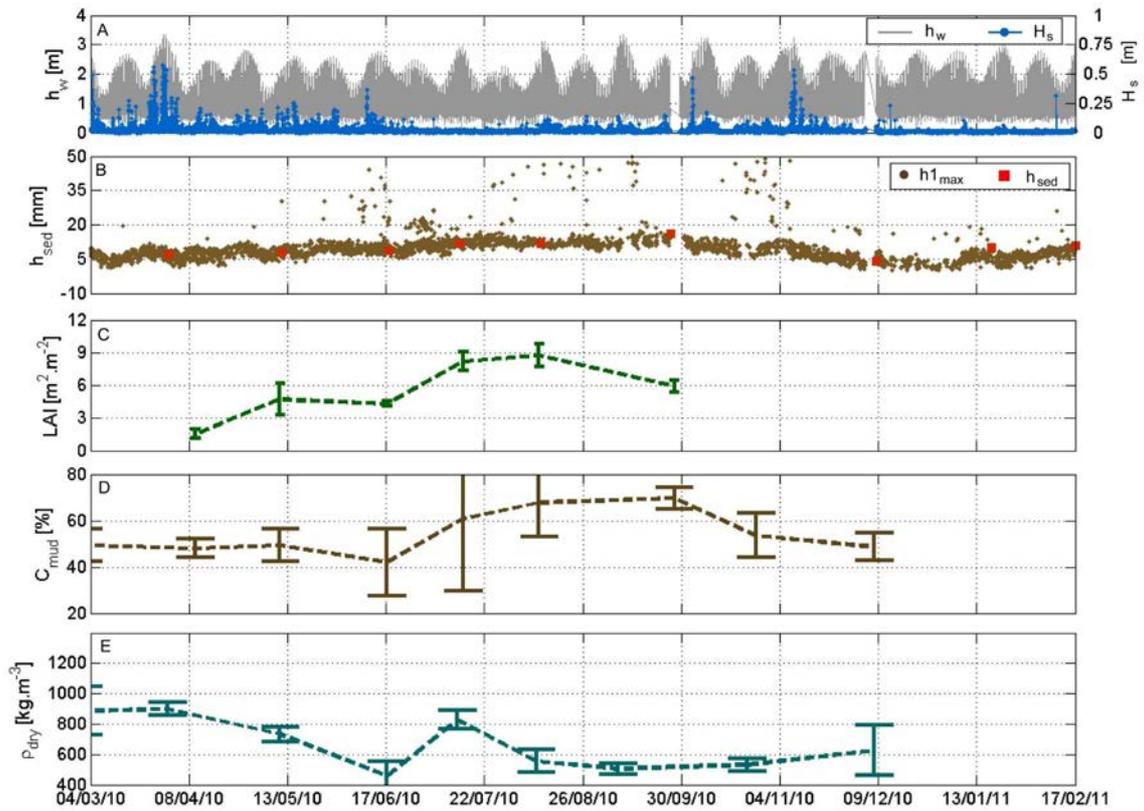
Annexe B-2. Résultats de la première année de suivi sur la station MD ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche.



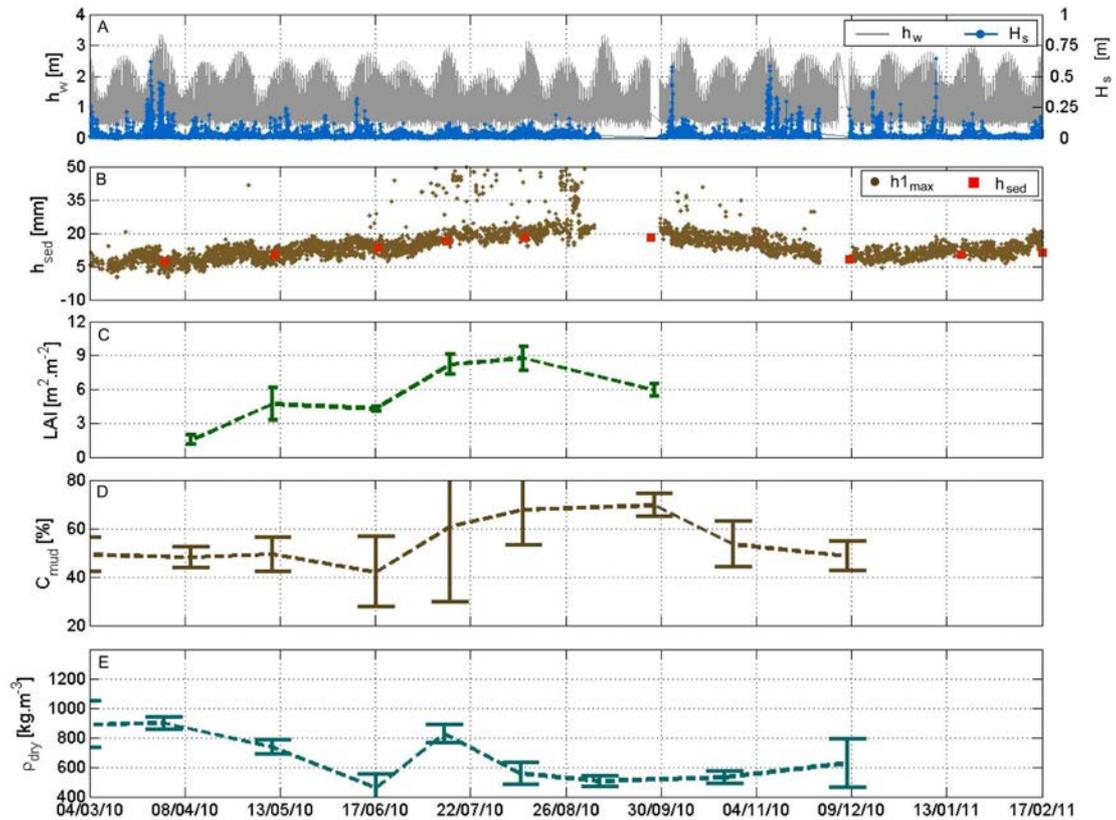
Annexe B-3. Résultats de la première année de suivi sur la station LD ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{sed} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche.



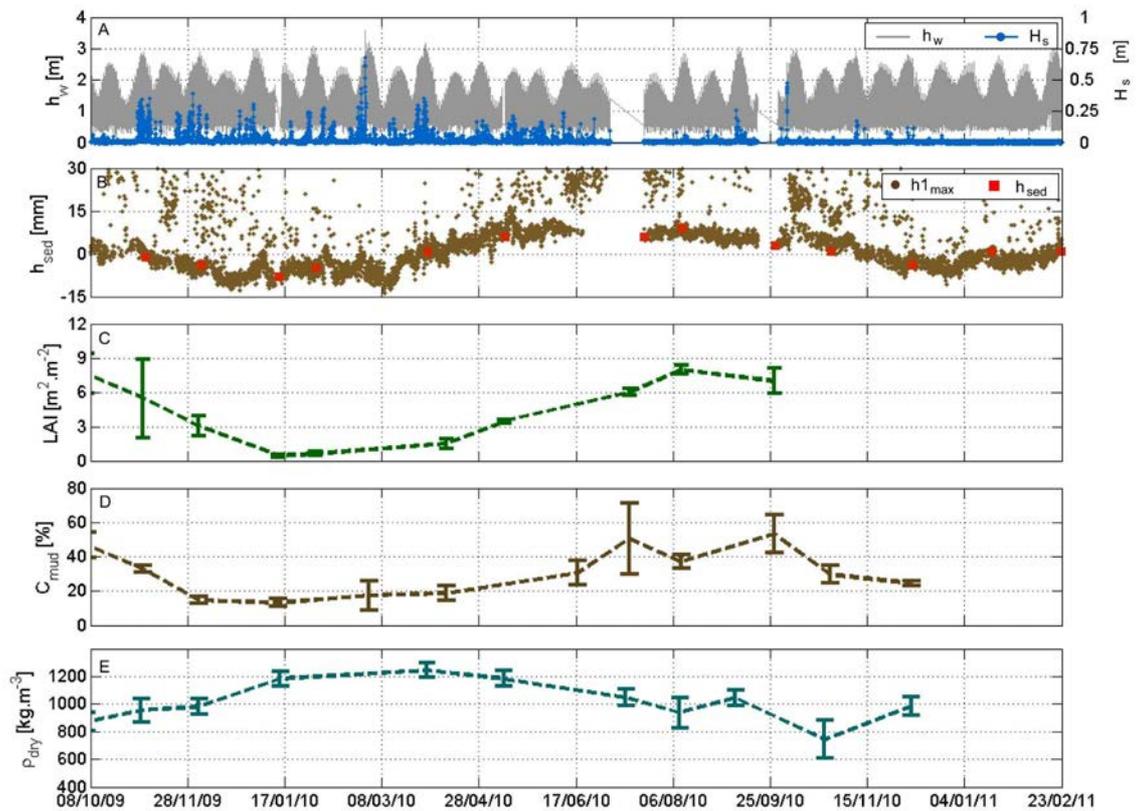
Annexe B-4. Résultats des deux années de suivi sur la station UM ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) fraction de vase, et (D) densité sèche.



Annexe B-5. Résultats de la seconde année de suivi sur la station HD ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h1_{max}$ et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche.



Annexe B-6. Résultats de la seconde année de suivi sur la station HD_{DEP} ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel (h_{1max} et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche.



Annexe B-7. Résultats du suivi sur la station COMP ; (A) hauteurs d'eau et hauteurs significatives de vagues (h_w et H_s , respectivement), (B) niveaux sédimentaires ALTUS et manuel ($h_{1_{max}}$ et h_{ses} , respectivement), (C) indice de surface foliaire, (D) fraction de vase, et (E) densité sèche.

