



CEREGE- AIX-MARSEILLE UNIVERSITÉ

ÉCOLE DOCTORALE ESPACES, CULTURES ET SOCIÉTÉS (ED 355)

THÈSE

présentée en vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR D' AIX-MARSEILLE UNIVERSITÉ

Discipline : Géographie

**Interactions de la dynamique hydro-sédimentaire
avec les herbiers de phanérogames,
Étang de Berre**

soutenue publiquement le 27 Novembre 2014

par Anne-Éléonore PAQUIER

devant le jury composé de :

M. Samuel MEULÉ, Maître de conférences, Aix-Marseille Université (Directeur de thèse)

M. Edward J. ANTHONY, Professeur, Aix-Marseille Université (Directeur de thèse)

M. Aldo SOTTOLICHIO, Maître de conférences HDR, Université de Bordeaux (Rapporteur)

M. Vincent REY, Professeur, Université de Toulon (Rapporteur)

M^{me} Gloria PERALTA, Professeur, Université de Cádiz

M. Guillaume BERNARD, Docteur en écologie marine, Chargé de mission au GIPREB

Cette thèse a été réalisée entre novembre 2011 et octobre 2014 au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (CEREGE) et a été financée par la région Provence Alpes Côte d'Azur, l'Union Européenne et le GIPREB (Gestion Intégrée, Prospective, Restauration Étang de Berre).

Remerciements

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans le soutien financier du GIPREB, de la région PACA et de l'union européenne. Je remercie respectivement Météo-France et le GIPREB pour la mise à disposition de données météorologiques et de cartographies de l'herbier.

Un grand merci à Edward Anthony et Samuel Meulé pour avoir encadré cette thèse et avoir fait en sorte que tout se déroule dans les meilleures conditions. Edward, merci pour ces moments partagés en conférences et pour nos sessions d'écritures. Samuel, merci pour votre soutien depuis le master 2, pour m'avoir offert autant d'opportunités depuis, pour m'avoir formé et tant aidé, particulièrement depuis trois ans. En espérant vous croiser souvent à l'avenir, mais en se tutoyant.

Tous les membres du GIPREB, anciens, de passage ou actuels, m'ont également beaucoup apporté en m'aidant sur le terrain ou dans l'écriture, en mettant des données à ma disposition, en me conseillant ou en partageant des moments sympathiques. Je tiens tout particulièrement à remercier Philippe Picon et Raphaël Grisel, ancien et actuel directeur, qui ont soutenu ce projet ; Nicolas Mayot pour ces mises à l'eau répétées ; et Guillaume Bernard pour son aide précieuse et sa présence à toutes les étapes de cette thèse, du premier jour de terrain à la fin de la rédaction. Je remercie tous les membres du jury pour avoir accepté d'évaluer mon travail. Les échanges avec les membres de mon comité de pilotage m'ont également beaucoup aidé. Merci à Romaric Verney, Philippe Larroudé, François Sabatier et Olivier Radakovitch.

Sur le terrain, de nombreuses personnes sont venues m'aider. Il y a bien sûr Sam, Guillaume et Nico mais aussi Nath, Pablo, Florian, Sylvain R., Clément, Margot, Guéna, Romain et Sabine,

merci pour le coup de main sur le terrain et pour les moments passés ensemble ailleurs.

Durant cette thèse, j'ai eu la chance de rencontrer de nombreuses personnes qui ont été présentes et disponibles scientifiquement mais aussi humainement. Je remercie donc les membres du CEREGE, de l'équipe GEOTEC, et du groupe GLADYS Littoral pour leur soutien technique, nos échanges scientifiques et les moments conviviaux partagés.

Et puis, il y a bien sûr les copains, du CEREGE ou d'ailleurs, avec qui j'ai pu discuter, rire, partager. Jim, Marie-Laure, Benoît, Julien, Julie, Adrien, Nathan, Nico, Lulu, Guillaume, Guéna, Clément, Sylvain, Pierre, Romain, Cyrille, J.R., Guillermo, Paula, Irène, Matteo, Caro, Vincent, Fred, Guillaume, Claire, Cécile, Mourad et tous les autres, surtout ceux que j'ai oubliés, merci ! Mention spéciale pour Jade, Margot, et aussi pour mes co-bureaux, Jeremy Billant, Hélène Delattre et Astrid Avellan, parce qu'on s'est bien marré ! Hein Jeremy, c'était drôle quand je te demandais des lignes de commande toutes les dix minutes, non ? ! Astrid, Hélène, promis, un jour, je passerai une journée entière dans le bureau sans vous parler toutes les cinq minutes... ou j'essaierai au moins.

Enfin, mille mercis à ma famille, à Sylvain et à sa famille. Vous avez tous grandement contribué à ce travail par votre soutien. Merci Maman pour ta patience, merci Papa pour ton oreille attentive. Merci Marie, Louis et Hortense pour les moments d'échanges que je ne trouve qu'avec vous. Merci Sylvain pour tellement de choses que je ne pourrais les citer ici.

Résumé

Les herbiers de phanérogames sont connus pour jouer un rôle important dans la protection côtière et dans les écosystèmes côtiers. L'étang de Berre (surface de 155 km²) est une lagune saumâtre située en méditerranée française et balayée par des vents forts et récurrents (Mistral, vent de sud-est, vents d'ouest et d'est). Au début du 20^{ème} siècle, cette lagune était occupée par de larges prairies sous-marines de *Zostera marina* et de *Zostera noltei*. Les nombreuses pollutions urbaines et industrielles ainsi que les quantités massives d'eau douce provenant du canal EDF ont fortement impacté l'équilibre de la lagune : les herbiers à *Zostera marina* ont complètement disparus tandis que la surface des herbiers de *Zostera noltei* a fortement réduit. Aujourd'hui, malgré la réduction des arrivées d'eaux et des pollutions entre les années 80 et 90, les herbiers de *Zostera noltei* ne s'étendent pas vers le large. L'hypothèse initiale de ce travail repose sur l'idée que la dynamique hydro-sédimentaire peut jouer un rôle dans le maintien des herbiers à l'état relique. Cette thèse a donc pour but d'analyser les interactions entre les herbiers sous-marins de l'étang de Berre et la dynamique hydro-sédimentaire. Nous avons donc réalisé sur le site atelier de la Pointe de Berre des mesures morphologiques (topo-bathymétries), granulométriques, biométriques (densité de faisceaux, longueur de feuilles) et hydrodynamiques sous différentes conditions météorologiques dans et hors de l'herbier. Dans une zone de fetch limité comme l'étang de Berre, le vent conditionne l'hydrodynamisme dans l'étang en générant des vagues de vent et des courants. L'asymétrie des vagues participe aussi à la génération des courants. Nos données montrent que l'herbier résiduel de la Pointe de Berre modifie vagues de vent et courants. La présence de l'herbier a pour effet de diminuer la période des vagues et de déplacer la zone d'atténuation vers le large. L'atténuation des vagues par l'herbier est en lien avec la hauteur des vagues, elle-même fonction de la vitesse du vent et de la longueur de fetch et modifiée à la côte par l'effet de réfraction lié à la morphologie de la anse. Elle est aussi modulée par la biométrie de l'herbier, le niveau d'eau ou encore la présence de courants. L'herbier a également une forte influence sur la distribution verticale des courants. Alors qu'au dessus de

l'herbier, les courants sont rapides et fortement influencés par le vent et les vagues de vent, une couche de transition eau-canopée permet la dissipation de l'énergie des vagues et des courants. Dans la canopée, les courants sont très atténués grâce à la présence de l'herbier. L'herbier apparaît comme un élément important de la dynamique sédimentaire puisqu'il peut, par sa simple présence, réduire l'hydrodynamisme et donc, modifier l'évolution du fond dans et en arrière de l'herbier et protéger la plage. Toutefois, même si les caractéristiques de l'herbier ont un rôle important, le niveau de récurrence de vents forts semble contrôler les évolutions sédimentaires. La plage émergée est affectée par une rotation généralement observée dans des milieux à énergie plus élevée. Ce phénomène semble être la réponse d'un stock sédimentaire stable aux impacts successifs des deux vents dominants (Mistral et vent de sud-est). Les fortes interactions de l'herbier avec la dynamique hydro-sédimentaire laissent penser qu'elle pourrait limiter leur extension dans des zones plus exposées. Afin de faciliter l'extension des herbiers vers le large, la réduction de l'hydrodynamisme en avant de l'herbier peut éventuellement être envisagée comme solution d'ingénierie.

Mots clés : Fetch limité, herbier de *Zostera noltei*, hydrodynamique côtière, vagues de vent, atténuation des vagues, courant, TKE (énergie cinétique turbulente), sédimentation, érosion, rotation de plage.

Abstract

Seagrass meadows are known to protect coastal areas and coastal ecosystems. Berre lagoon (area : 155 km²) is a brackish water body in southeastern France characterised by strong winds all year long (Mistral, southeast winds, west and east winds). Berre lagoon was occupied by more than 60 km² of *Zostera marina* and *Zostera noltei* meadows at the turn of the 20th century. Urban and industrial pollution and inflow of the Durance River, diverted into the lagoon (EDF canal) for hydropower have perturbed the ecology of the lagoon : *Zostera marina* meadows disappeared completely, while *Zostera noltei* meadows regressed down to only 0.015 km². Even though freshwater inputs and pollutions were drastically reduced respectively in the 1980s and 1990s, *Zostera noltei* has not significantly gained ground. This thesis aims at analysing the interactions between seagrass meadows of Berre lagoon, hydrodynamics and sedimentary processes, based on the postulate that these mechanisms are important in the maintenance of the meadows in their present dispersed form. I conducted measurements on morphology (topography, bathymetry), distribution of grain size, biometry (shoot density, leaf length) and hydrodynamics (waves, water levels and currents) under different wind conditions within and outside a meadow. In such a fetch-limited setting devoid of tides, winds constitute the dominant influence on hydrodynamics in the lagoon by generating wind waves and currents. Wave asymmetry may participate in the generation of currents. The main impacts of a low shoot-density meadow on wind-wave transformations are a modification of wave periods and a shifting of wave attenuation farther offshore to deeper waters. Wave attenuation is linked to wave height, which is, in turn, dependent on wind intensity and fetch length and modified by the bay morphology. Wave attenuation is also modulated by meadow biometry, and by water levels and currents. Seagrass meadows strongly influence the vertical distribution of currents. Whereas currents are strong and strongly influenced by wind and wind waves above the meadow, a transition canopy-water layer dissipates waves and currents. In the canopy, currents are thus attenuated. The meadow is not just a passive element in the overall sediment dynamics since it reduces energy and thus

modifies substrate changes within and in the back of the meadow, thus protecting the shoreline. However, it is the recurrence of strong wind that seems to drive sedimentary changes. Beach rotation, a process commonly described on ocean-facing beaches exposed to larger waves, is observed at the back of the meadow. These observations suggest that the sediment exchanges are the response of a mobile sediment stock to forcing induced by the two dominant winds (Mistral and southeast winds). The strong interactions between the meadow and the hydrodynamic and sedimentary processes could limit the extension of the meadow in areas more exposed to waves. To allow meadow extension seaward, wave energy attenuation through engineering solutions in front of the meadow needs to be considered.

Keywords : Fetch-limited setting, *Zostera noltei* meadow, coastal hydrodynamics, wind waves, wave attenuation, current, TKE (turbulent kinetic energy), sedimentation, erosion.

Sommaire

Sommaire	10
1 Introduction générale	14
1.1 L'étang de Berre	15
1.1.1 Contexte météorologique	16
1.1.2 Contexte hydrologique	17
1.1.3 Contexte sédimentologique	19
1.1.4 Les herbiers de phanérogames marines	19
1.2 Site expérimental	24
1.2.1 Choix du site expérimental	24
1.2.2 Présentation du site expérimental : la Pointe de Berre	25
1.3 Problématique scientifique	30
1.3.1 Impacts de la dynamique hydro-sédimentaire sur l'herbier	30
1.3.2 Impacts de l'herbier sur la dynamique hydro-sédimentaire	30
1.4 Objectifs et apports de cette thèse	33
2 Interactions between wind waves and a low shoot-density <i>Zostera noltei</i> meadow in a fetch-limited micro-tidal lagoon	41
2.1 Introduction	45
2.1.1 Study site	46

2.2	Methods	48
2.2.1	Data collection	48
2.2.2	Data analysis	49
2.3	Results	50
2.3.1	Meadow biometry	50
2.3.2	Hydrodynamic conditions	53
2.4	Discussion	66
2.4.1	Meadow impact on wind waves	66
2.4.2	Patterns of wave attenuation above the meadow as a function of wind characteristics	67
2.4.3	The role of other parameters	69
2.4.4	Expected impacts of wind-wave attenuation on the meadow	71
2.5	Acknowledgements	72
3	Wind-driven and wave-induced currents in interaction with a patchy meadow in a fetch-limited lagoon	81
3.1	Introduction	85
3.1.1	Study site	86
3.2	Methodology	87
3.3	Results	92
3.3.1	Hydrodynamics conditions	92
3.4	Discussion and conclusion	98
3.4.1	Wind-Driven Current Layer (WiDCL)	100
3.4.2	Wind-Driven and Wave-Induced Current interaction Layer (WiDWICL)	100
3.4.3	Meadow layers	101
3.4.4	Expected impacts on the meadow	102
3.5	acknowledgments	103

4	Sedimentation and erosion patterns in a low shoot-density <i>Zostera noltei</i> meadow in the fetch-limited Berre lagoon, Mediterranean France	110
4.1	Introduction	113
4.1.1	Study site	113
4.2	Methods	116
4.3	Results	116
4.4	Discussion	120
4.5	Conclusion	123
4.6	Acknowledgements	123
5	Interactions between hydrodynamics, meadow characteristics, grain size and substrate changes in <i>Zostera noltei</i> meadows in a fetch limited setting	128
5.1	Introduction	131
5.1.1	Study site	132
5.2	Methodology	133
5.3	Results	136
5.3.1	<i>Zostera noltei</i> meadow of Berre Point	136
5.3.2	Substrate changes and winds	139
5.3.3	Grain-size distribution	142
5.4	Discussion	144
5.4.1	Control factors on meadow substrate changes	144
5.4.2	Expected impacts on the meadow	148
5.5	Conclusion	148
5.6	acknowledgments	149
6	Discussion générale	154
6.1	Interactions entre les vagues de vent et un herbier de <i>Zostera noltei</i>	156
6.1.1	Impacts de l'herbier sur les vagues de vent	156

6.1.2	Atténuation des vagues au-dessus de l'herbier	156
6.2	Le courant généré par le vent et le courant induit par les vagues en interaction avec l'herbier	161
6.2.1	La couche de courant générée par le vent	161
6.2.2	La couche d'interaction entre le courant généré par le vent et le courant induit par les vagues	163
6.2.3	Les couches en interaction avec l'herbier	163
6.3	Les schémas de sédimentation et d'érosion dans l'herbier	166
6.4	Les facteurs qui influencent les évolutions du substrat sédimentaire des herbiers	167
6.4.1	Facteurs qui influencent l'évolution du substrat de l'herbier	167
6.5	Les impacts attendus de l'hydrodynamisme, de l'érosion et de la sédimentation sur l'herbier	172
6.5.1	Les impacts des vagues sur l'herbier	172
6.5.2	Les impacts des courants sur l'herbier	172
6.5.3	Les impacts combinés des courants et des vagues de vent sur l'herbier	173
6.5.4	Impacts attendus de l'hydrodynamisme et des mouvements sédimentaires sur l'herbier des deux anses de la Pointe de Berre	174
7	Conclusion	180
7.1	Interactions entre les dynamiques hydro-sédimentaires et les herbiers dans l'Étang de Berre	181
7.2	Gestion possible de l'herbier de la Pointe de Berre	185
7.3	Perspectives	187
A	Protocole d'analyse des prélèvements sédimentaires	189
	Table des figures	194
	Bibliographie	199

Chapitre 1

Introduction générale

1.1 L'étang de Berre

L'Étang de Berre est situé dans le sud-est de la France, dans les Bouches-du-Rhône, entre Marseille au sud-est, Salon-de-Provence au nord et l'agglomération de Fos-Martigues au sud-ouest. C'est une étendue d'eau saumâtre de 155 km² d'une profondeur maximale de 9 m. Ce système lagunaire est connecté à la mer par le canal de Caronte. Contrairement à beaucoup de lagunes méditerranéennes isolées de la mer par un lido, l'Étang de Berre est une lagune structurale séparée de la mer par la chaîne de collines de la Nerthe. L'étang est composé de deux bassins principaux : le Grand Étang et l'étang de Vaine. Au sud, le cordon dunaire du Jaï le sépare de l'étang de Bolmon (fig. 1.1).

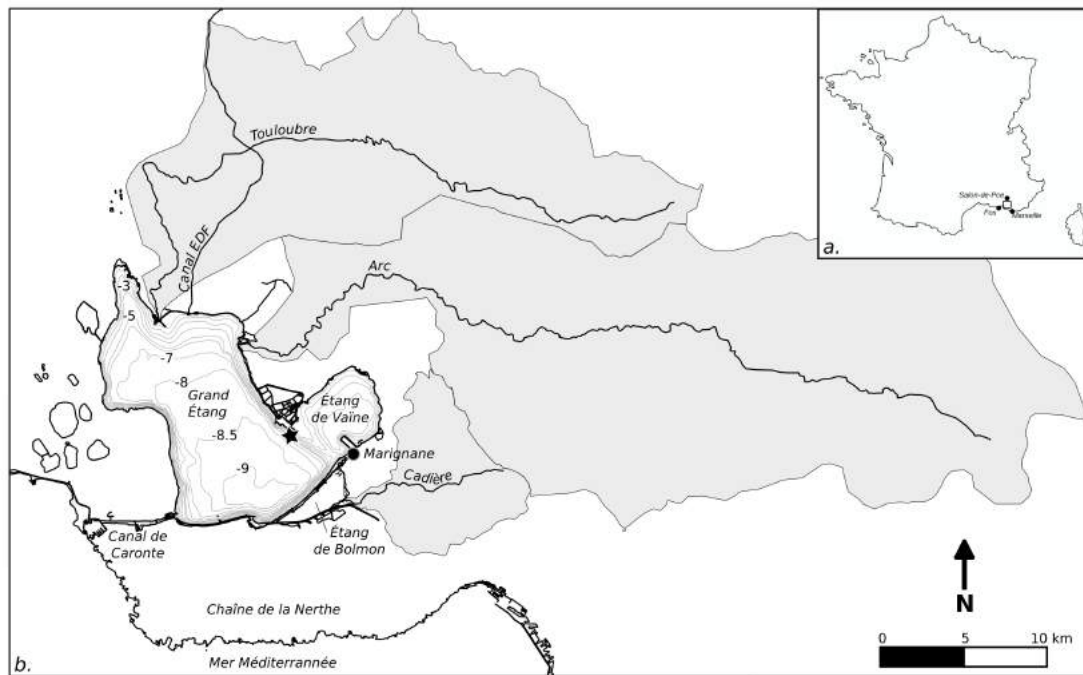


FIGURE 1.1 – a. Situation de l'Étang de Berre en France. b. L'Étang de Berre. Les bassins versants des affluents naturels sont représentés en gris clair.

1.1.1 Contexte météorologique

L'Étang de Berre est fréquemment balayé par des vents puissants. Les données Météo-France de la station de Marignane (fig. 1.1b) ont été utilisées pour les caractériser. D'après les données enregistrées sur la période 1949-2008, le vent dominant, le Mistral (vent de nord-nord-ouest), peut atteindre une vitesse maximale de 30 m.s^{-1} (fig. 1.2) ; le second vent dominant est le vent de sud-est (vitesse maximum de 23 m.s^{-1}) suivi par les vents d'ouest et d'est. La rose des vents (fig. 1.2) montre que ces quatre vents atteignent très régulièrement des intensités supérieures à 10 m.s^{-1} (Plus de 23% pour le Mistral, plus de 13% et environ 10% pour les vents d'est et d'ouest). Ils sont bien répartis tout au long de l'année puisque 27.6% sont enregistrés de janvier à mars, 26.6% d'avril à juin, 22.7% de juillet à septembre et 23.1% d'octobre à décembre.

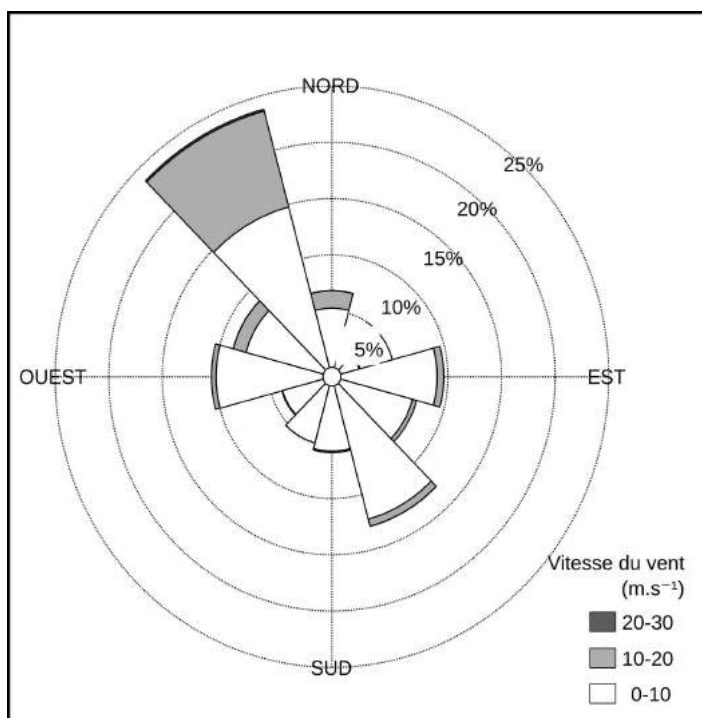


FIGURE 1.2 – Données tri-horaires de vents enregistrées à Marignane entre 1949 et 2008.

1.1.2 Contexte hydrologique

Histoire des échanges mer-étang

Au cours du temps, l'hydrologie de l'Étang de Berre a été fortement influencée par ses échanges avec la mer ouverte. À l'Holocène, le niveau de la mer remonte, ennoie une paléo-vallée de l'Arc et forme l'Étang de Berre. Les échanges avec la mer diminuent au cours du temps car des bouchons sédimentaires se créent dans les étangs de Caronte et y forment des marais. À l'époque romaine, la connexion avec la mer est rétablie par le creusement d'un canal de 3 m de profondeur. Les échanges mer-étang sont vite restreints puisque, dès le Moyen-Âge, ce premier canal est colmaté. Entre 1855 et 1925, la connexion avec la mer est rétablie définitivement : le canal de Caronte est de nouveau creusé à une profondeur de 3, 6 puis 9 m et ne cessera d'être entretenu (Roux et al., 1985). Les eaux de l'étang ont alors un caractère saumâtre à marin relativement stable avec des salinités allant de 33 à 36 (Rigaud, 2011). Dès 1926, un second canal passant sous la chaîne de la Nerthe (le tunnel du Rove) est ouvert afin de relier l'Estaque (Marseille) au golfe de Fos via l'étang. Les échanges mer-étang sont alors maximum jusqu'à l'écroulement du tunnel du Rove en 1964. Les apports d'eaux salées ont actuellement lieu par le seul canal de Caronte et dépendent de différents paramètres comme les vents, la pression atmosphérique ou les marées (Martin et al., 2013).

Contexte hydrologique actuel

L'Étang de Berre est un bassin fermé relié à la mer par le seul canal de Caronte : les houles et courants développés en mer ne pourront pas se propager dans l'ensemble de la lagune. Dans cette zone à fetch limité¹, seuls les vents vont conditionner le développement de l'hydrodynamisme. Il s'agira principalement de courants et de vagues de vent. Dans l'étang, la marée est négligeable (moins de 4 cm) mais un balancement du plan d'eau peut avoir lieu sous l'influence

1. Le fetch est la distance sur laquelle le vent souffle à la surface de l'eau sans rencontrer d'obstacle. Une zone à fetch limité sous-entend donc que la longueur de fetch sera faible du fait, par exemple, de la taille du bassin. La longueur du fetch va conditionner la génération de houles et la taille des vagues.

des vents forts et peut influencer le niveau d'eau dans l'étang.

L'étang a trois principaux affluents naturels : L'Arc, la Touloubre et la Cadière. Ils ont respectivement des bassins versants de 730, 400 et 73 km² et des débits moyens de 1.44, 2.39 et 0.52 m³.s⁻¹ (Gouze et al., 2008, fig. 1.1b). Un quatrième cours d'eau, la Durançole, a des débits négligeables. Depuis 1966, un canal d'eau douce (canal EDF, fig. 1.1b), destiné à la production hydro-électrique et issu d'une dérivation de la Durance, trouve son débouché au nord de l'étang, au niveau de la centrale hydro-électrique de Saint Chamas. Les débits du canal EDF ont été très importants. Ils atteignaient en moyenne $3.26 \pm 1.25 \text{ Gm}^3.\text{a}^{-1}$ entre 1966 et 1993 et jusqu'à $6.6 \text{ Gm}^3.\text{a}^{-1}$ en 1977 soit environ 3 et 7 fois le volume de l'étang (Rigaud, 2011). L'arrivée de sédiments fins dans l'étang a aussi augmenté durant l'utilisation intensive du canal ($525 \pm 310 \text{ kt.a}^{-1}$ Rigaud, 2011). Ces sédiments se sont en grande partie accumulés dans la partie nord du Grand Étang (Giorgetti, 1981 et Roux, 1983) et sont remis en suspension régulièrement sous l'impact des vents forts. Ces apports d'eaux douces et de particules fines ont profondément perturbé l'équilibre écologique de la lagune (Stora and Arnoux, 1988). Suite aux arrivées massives et ponctuelles d'eau douce, une stratification haline s'est mise en place et a induit des épisodes réguliers d'anoxie des eaux les plus profondes. Ces épisodes ont tout de même été limités dans le temps puisque les vents forts qui balayent régulièrement l'étang permettent le mélange de la colonne d'eau (Nérini et al., 2013). Depuis les années 1980, les arrivées d'eaux douces ont été lissées et réduites. Dans les années 1990, ce sont les arrivées de particules fines qui ont été contrôlées. Depuis 1995, les limitations d'eaux douces et de limons ont été imposées légalement. Les limitations mises en place ont permis la ré-augmentation de la salinité moyenne, la diminution de la charge en chlorophylle a et donc, l'augmentation de la transparence de l'eau. L'Étang de Berre est un pôle pétro-chimique entouré de nombreuses communes. Les développements urbains et industriels peu contrôlés ont entraîné de nombreux apports de contaminants par rejets d'eaux usés, d'effluents industriels ou par dépôts atmosphériques qui ont durablement marqué les sédiments de l'Étang de Berre (Rigaud, 2011). Entre les années 1970 et 1990, les pollutions urbaines et domestiques ont été largement réduites.

1.1.3 Contexte sédimentologique

Avant 1966, trois types de matériaux formaient les sédiments de l'étang : les alluvions des bassins versants, la production biogénique et l'érosion des rives (Roux et al., 1985). Les fonds du Grand Étang étaient principalement vaseux (> 90% de limons et d'argiles). L'Étang de Vaïne, lui, présentait des fonds caractérisés par une part plus importante de carbonates (35 à 45%). Les rives étaient plutôt sableuses avec la présence de graviers associés au cordon dunaire de la plage du Jaï, sur le haut fond séparant le Grand Étang de l'étang de Vaïne et à l'embouchure de l'Arc. Localement, les coquilles représentaient une part importante de la masse de sédiments des zones côtières. Alors que les particules fines sont apportées par les cours d'eau et les canaux d'irrigation, les sables sont fournis par l'érosion littorale et la production biogénique. (Chevallier, 1916, Roux, 1983, Roux et al., 1985, Rigaud, 2011). Dès 1966, à la mise en place du canal EDF, de grandes quantités de particules fines se sont accumulées, notamment au nord de l'étang.

1.1.4 Les herbiers de phanérogames marines

Les phanérogames marines

Les phanérogames marines sont des plantes sous-marines réparties en quatre principales familles : *Zosteraceae*, *Posidoniaceae*, *Cymodoceaceae* et *Hydrocharitaceae*. Ces plantes à fleurs s'étendent dans les zones côtières du monde entier sous forme de prairies appelées herbiers. Ces herbiers sont en forte régression tout autour du monde, phénomène dû aux impacts directs (développement côtier, activités de dragages) ou indirects (qualité des eaux en déclin, réchauffement climatique) des activités humaines (Waycott et al., 2009). Pourtant, ces prairies sous-marines jouent plusieurs rôles essentiels pour les écosystèmes côtiers comme la stabilisation des fonds et du trait de côte (Short et al., 2007) ou l'oxygénation des eaux (Borum et al., 2006). Ils servent aussi d'abri, de zone de frayage et sont sources de nourriture pour de nombreuses espèces de poissons et invertébrés (Gillanders, 2006). Ces herbiers font l'objet de suivis réguliers dans le monde entier. Les études réalisées ces dernières années ont permis la publication d'ouvrages sur

l'état des connaissances sur les herbiers sous-marins et sur leur gestion à l'échelle de la Méditerranée (Boudouresque et al., 2006) ou même mondiale (Borum et al., 2004, Larkum et al., 2006). Des méthodes de surveillance standards sont utilisées pour suivre leur morphologie (utilisation de photographies aériennes pour cartographier l'herbier ou réaliser des mesures de recouvrement, suivi in-situ de carrés et de transects permanents ou de limites d'herbier) ou leur biométrie (mesures de densité de faisceaux², croissance des rhizomes plagiotropes³, déchaussement des rhizomes, mesures des dimensions des feuilles, mesures de biomasse...). D'autres méthodes moins généralisées peuvent être utilisées comme le comptage de faisceaux florifères ou le comptage de feuilles ayant perdu leur apex. La caractérisation de la morphologie (herbier formant une ceinture continue ou herbier morcelé⁴, herbier continu ou fragmenté⁵, surface couverte en augmentation, stable ou en régression) et de la biométrie de l'herbier (densité de faisceaux faible ou importante, extension, stabilité ou régression des longueur de rhizomes, présence ou absence de signes de reproduction) permettent de définir l'état de vitalité de l'herbier.

Dans l'Étang de Berre, on rencontre des herbiers à *Zostera noltei*. Il s'agit d'une espèce de phanérogame répandue tout autour du globe, particulièrement en Atlantique. Elle est aussi présente en Méditerranée ou en mer Noire mais plutôt dans des zones protégées (lagunes, baies ou golfes abrités...). En méditerranée française, on en trouve en fond de baie (partie nord du Golfe de Fos, Port-cros) et dans quelques lagunes (Étang de Thau, Étang de Berre, lagunes du Languedoc-Roussillon). Elle se présente sous forme de rhizomes rampants portant des faisceaux de 3 à 5 feuilles étroites (environ 2 mm) et mesurant 10 à 30 cm de longueur. Cette espèce peut s'étendre grâce à ses rhizomes mais aussi par dissémination de graines (IFREMER, 2010). Les espèces de *Zostera* sont classées comme un indicateur du bon état écologique des masses d'eau (directive européenne cadre sur l'eau 2000/60), comme un habitat d'intérêt majeur (directive eu-

2. Un faisceaux est un groupe de plusieurs feuilles regroupées en leur bases dans une même gaine.

3. Rhizome croissant horizontalement.

4. Les écosystèmes en bon état se présentent sous forme de ceintures continues le long du littoral alors que les écosystèmes fragilisés peuvent se présenter sous formes de «morceaux» d'herbier répartis en différents endroits du littoral.

5. Un herbier continu s'oppose à un herbier fragmenté qui se présente sous forme de tâches dispersées.

ropéenne habitat 92/43) et sont répertoriées dans la convention OSPAR ⁶ dans la liste des espèces et habitats menacés et/ou en déclin. Localement, les herbiers de *Zostera* sont protégés par l'arrêté du 9 mai 1994 relatif à la liste des espèces végétales protégées en région Provence-Alpes-Côte d'Azur.

Les herbiers de l'Étang de Berre

Lorsqu'il réalise des mesures océanologiques dans l'Étang de Berre, Chevallier (1916) décrit des "*Zostères, qui, sur un espace considérable, forment une prairie ou plutôt une forêt inextricable sur le fond de l'étang et s'opposent à la récolte des échantillons de fonds [...]*." Au début du 20ème siècle, l'Étang de Berre était occupé sur plus de 60 km² par des herbiers de *Zostera marina* et de *Zostera noltei* (fig. 1.3a). Les herbiers ont fortement régressé sous l'impact des pollutions et des arrivées d'eaux douces. L'espèce *Zostera marina* a complètement disparu tandis que l'espèce *Zostera noltei* a régressé jusqu'en 2004 et occupe une surface de 0.015 km² seulement en 2007. On en trouve aujourd'hui (i) à l'embouchure de la Touloubre au nord de l'étang, sur le site de la petite Camargue, (ii) à l'embouchure de l'Arc, au nord-ouest de l'étang, (iii) à la pointe de Berre, à l'intersection du Grand étang et de l'étang de Vaïne et (iv) à la plage des Marettes sur l'étang de Vaïne (fig. 1.3b).

6. La convention OSPAR porte sur la protection du milieu marin de l'atlantique du nord-est. Elle se nomme ainsi car elle a été signée et ratifiée par toutes les parties à l'origine contractantes (l'Union européenne et quinze pays européens dont la France) à Oslo et Paris.

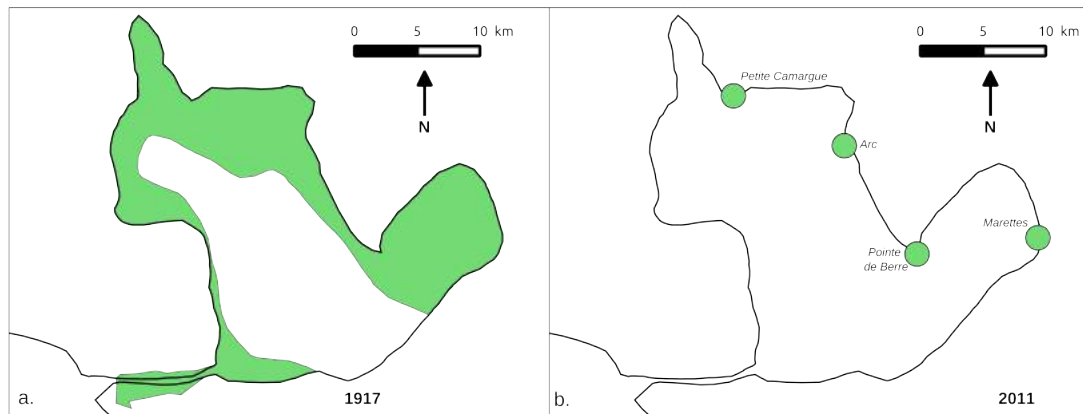


FIGURE 1.3 – a. Croquis de l'étendue des herbiers en 1917 (estimée à partir des travaux de Germain, 1917). b. Croquis des positions des herbiers résiduels présents dans l'étang en 2014.

Aujourd'hui, la salinité et la transparence de l'eau dans l'Étang de Berre sont compatibles avec le maintien des herbiers ; ceux-ci ne régressent d'ailleurs plus depuis 2004. Mais, jusqu'en 2011, aucun regain des herbiers de *Zostera noltei* n'a été observé (GIPREB⁷, données non publiées). En juillet 2004 et juillet 2005, les herbiers de Berre présentaient des densités de faisceaux faibles en comparaison d'autres herbiers de lagunes méditerranéennes et équivalentes aux herbiers de l'Étang de Thau qui sont des herbiers mixtes avec *Zostera marina* (Bernard, 2007). De plus, les herbiers de Berre ne forment pas une ceinture continue. Pourtant, l'étude de Bernard (2007) a montré que la luminosité, la température et la salinité sont comparables à celles d'autres lagunes méditerranéennes et que les herbiers de Berre présentent bien des processus de floraison et de fructification. Une étude génétique menée par Procaccini et al. (2014) a, quant à elle, montré que le génotype des herbiers prélevés à 4 ans d'intervalle sur les mêmes sites était proche mais non-identique ce qui témoigne de l'existence d'une reproduction sexuée et de la dissémination de graines. Des mesures de polluants ont également été réalisées dans les herbiers de l'Étang de Berre et n'ont révélé aucun impact des polluants sur la croissance des herbiers (GIPREB, communication personnelle). Les conditions du milieu et les paramètres de vitalité des herbiers semblent compatibles avec le maintien de *Zostera noltei* dans l'Étang de Berre.

7. Gestion Intégrée, Prospective, Restauration Étang de Berre

Cependant, les herbiers de l'Étang de Berre sont morcelés, fragmentés et situés dans des zones côtières de très faible profondeur (0 à 1.5 m de profondeur). D'après Bernard (2007), l'extension des surfaces couvertes, notamment vers le large, reste contrainte à la synergie de facteurs environnementaux et, en particulier, l'hyper-sédimentation liée à l'hydrodynamisme pourrait limiter l'extension des zones d'herbier dans l'étang.

1.2 Site expérimental

Même si les herbiers de *Zostera noltei* de l'Étang de Berre sont peu étendus, il était difficile de tous les suivre en parallèle pour des raisons logistiques. Nous avons donc choisi un site expérimental.

1.2.1 Choix du site expérimental (cf. figure 1.3)

Le choix du site expérimental s'est fait en fonction de différents critères à savoir l'état de l'herbier, le niveau d'aménagement du site, l'influence potentielle d'un cours d'eau ou du canal EDF, l'exposition aux vents dominants et les apports sédimentaires.

- Le site de la petite Camargue, au nord de l'étang, a reçu beaucoup de matière en suspension durant l'utilisation intensive du canal EDF situé à proximité. La grande quantité de matière en suspension ne permet pas de voir le fond depuis son bord dès que le vent se lève. De plus, c'est un site très aménagé, peu exposé aux vents dominants et situé à proximité d'un cours d'eau et d'une arrivée massive d'eaux douces pouvant influencer les herbiers en place. Ce site a donc été écarté.
- Le site des Marettes, à l'est de l'étang de Vaïne, est une plage située sur la commune de Vitrolles. Les herbiers à *Zostera noltei* sont situés en avant d'embrochements. Lors de notre visite en Novembre 2011, des sédiments grossiers présents sur la plage ne nous ont pas paru appartenir naturellement au système. Ce rechargement supposé nous a été confirmé par un riverain. La position des herbiers par rapport aux embrochements et l'éventualité de nouveaux rechargements ne nous auraient pas permis de comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire du système plage-herbier.
- Le site de l'embouchure de l'Arc est suivi de façon régulière par le GIPREB. Cet organisme y réalise régulièrement des suivis biométriques ainsi que des cartographies de l'étendue des herbiers par analyse de photographies aériennes validées par des vérifications terrain (détails du suivi et des données disponibles auprès du GIPREB). L'influence

- du cours d'eau sur la turbidité, la salinité et les apports sédimentaires qui pourraient perturber l'herbier reste un frein pour l'étude de ce site.
- Le site de la Pointe de Berre est orienté est-ouest. Sur ce site les herbiers à *Zostera noltei* sont les plus suivis. Le GIPREB y réalise les mêmes mesures que sur le site de l'embouchure de l'Arc. De plus, nous y avons déjà réalisé différentes mesures dans le cadre d'une étude préliminaire (impact des vagues de vent sur fond sableux, tentative de cartographie des herbiers par ADCP, suivis topo-bathymétriques du site). Ce site a donc été choisi comme site atelier.

1.2.2 Présentation du site expérimental : la Pointe de Berre

La Pointe de Berre est exposée à trois des vents dominants. Le Mistral y a un fetch de 12 km, le vent d'ouest un fetch de 8 km et le vent de sud-est un fetch de 4 km (fig. 1.4a).



FIGURE 1.4 – a. Position de site d'étude dans l'Étang de Berre et longueur des fetchs du Mistral et des vents de sud-est ou d'ouest. b. Photographie aérienne de la Pointe de Berre et ses herbiers de *Zostera noltei*.

Géomorphologie de la Pointe de Berre

La Pointe de Berre est une flèche sableuse. Nous avons étudié deux anses situées sur la partie sud de cette flèche. Elles sont orientées est-ouest (fig. 1.4b) et seront dénommées ci-après l'anse Ouest et anse Est. L'anse Ouest est délimitée par deux petits caps sur lesquels sont construites

des cabanes de chasseurs protégées par des enrochements non autorisés. Au centre de l'anse, une troisième cabane et son enrochement forment une petite avancée qui sépare l'anse en deux sous-anses. L'anse Est, elle, est délimitée à l'est par une sorte d'épi affleurant à la surface de l'eau et séparant l'anse de la Pointe de Berre. Ces deux baies sont très peu profondes (moins de 2 mètres). L'anse Ouest présente une pente plus marquée que l'anse Est, notamment dans la partie sans herbier.

Les herbiers de la Pointe de Berre

Dans l'anse Ouest, l'herbier occupe principalement la partie ouest de tandis que dans l'anse Est, il occupe toute la baie (fig. 1.4b). L'herbier de l'anse Ouest est plus fragmenté que l'herbier de l'anse Est. En plongée, on note aussi que l'herbier de l'anse Ouest est surélevé et forme une matte laissant penser que le fond a été érodé et que les herbiers se maintiennent malgré tout (fig. 1.5). L'herbier de l'anse Est, lui, est au même niveau que le fond. Cette comparaison des deux herbiers laisse penser que l'herbier de l'anse Ouest est soumis à des impacts plus importants que l'herbier de l'anse Est. C'est pourquoi les mesures hydrodynamiques ont été réalisées dans l'anse Ouest.



FIGURE 1.5 — Photographie d'un bord de 'tâche' escarpé dans l'anse Ouest. De nombreuses coquilles sont présentes dans le sédiment.

Sédimentologie de la Pointe de Berre

Dans les deux anses de la Pointe de Berre, les sédiments sont principalement constitués de sables fins à grossiers ou de coquilles entières ou brisées. D'après nos mesures, les bioclastes représentent 30 à 40 % des sédiments en zone immergée (fig. 1.5) et peuvent représenter jusqu'à 66% des sédiments de la plage dans l'anse Ouest et 78% dans l'anse Est. Ces quantités importantes de coquilles amassées sur la plage pourraient traduire un fort hydrodynamisme.

Les apports sédimentaires à la Pointe de Berre semblent particulièrement restreints. Lors de forts coups de Mistral, le vent le plus fort et le plus récurrent, les courants à proximité de la côte entre l'embouchure de l'Arc et la Pointe de Berre sont orientés nord-sud (Alekseenko et al., 2013). Il est probable que les sédiments sableux du paléo-delta de l'Arc aient été redistribués tout le long de la côte créant la flèche sableuse de la Pointe de Berre. Mais aujourd'hui, l'Arc ne peut plus être considéré comme une source sédimentaire pour la Pointe de Berre ne serait-ce parce que la côte entre l'embouchure de l'Arc et la Pointe de Berre est fortement aménagée : digues à l'embouchure de l'Arc, port de la Pointe de Berre et enrochements non autorisés réalisés en avant des nombreuses cabanes de chasseurs sur le littoral (fig. 1.6).



FIGURE 1.6 – Photographies des différents éléments bloquant le transport sédimentaire entre l'embouchure de l'Arc et la Pointe de Berre.

Une autre source possible d'apports sédimentaires pourrait être les panaches que peut former le canal EDF lorsque ses débits sont importants ou encore le transport de sédiments remis en suspension en zone vaseuse lors d'épisodes venteux. À la Pointe de Berre, les sédiments fins ($< 63 \mu\text{m}$) peuvent représenter jusqu'à 20% des échantillons prélevés en arrière de l'herbier mais cette part est très vite réduite à moins de 10% dans les zones sans herbiers et à moins de 3% sur la plage. La part des particules fines dans le sédiment est donc assez faible. Il est possible que ces sédiments fins proviennent du nord de l'étang. Toutefois, comparé au reste de l'étang, ils représentent une part négligeable des sédiments en place et ne peuvent être considérés comme représentatifs d'un apport exogène significatif et pouvant influencer le développement de l'herbier.

1.3 Problématique scientifique

Il existe de fortes inter-relations entre la présence de l'herbier, sa vitalité et les conditions hydrodynamiques. Ces interactions impliquent des influences mutuelles entre la dynamique hydro-sédimentaire et l'herbier.

1.3.1 Impacts de la dynamique hydro-sédimentaire sur l'herbier

Sous l'impact des vagues et des courants, les feuilles d'herbier peuvent être arrachées (Fonseca and Kenworthy, 1987). Cet arrachement peut être plus marqué si les feuilles sont colonisées par des épiphytes. À l'approche de la côte, lorsque la profondeur diminue, la combinaison de vagues et de courants induit une contrainte de cisaillement sur le fond. En fonction de la rugosité du fond, les sédiments peuvent être remis en suspension. La remise en suspension induit une augmentation de la turbidité et donc, une réduction de la transparence de l'eau, condition environnementale nécessaire à la vitalité d'un herbier sous-marin. Lorsque les sédiments remis en suspension se redéposent, surtout s'il s'agit d'un dépôt massif, l'herbier peut être enfouie sous une couche de sédiments. Cet enfouissement peut se traduire par une forte mortalité de faisceaux, surtout dans les herbiers de *Zostera noltei* (Cabaço and Santos, 2007). La remise en suspension de sédiments, si elle est accompagnée d'un transport sédimentaire, engendrera une érosion du substrat. Cette érosion peut avoir lieu sur les marges de l'herbier ou au cœur même de celui-ci. Les faisceaux d'herbier peuvent alors être déchaussés (Fonseca and Kenworthy, 1987) et, éventuellement, arrachés. L'érosion en marge de l'herbier peut aussi fortement empêcher la croissance des rhizomes ou l'enracinement des plantules ce qui limitera l'extension des herbiers à certaines zones protégées.

1.3.2 Impacts de l'herbier sur la dynamique hydro-sédimentaire

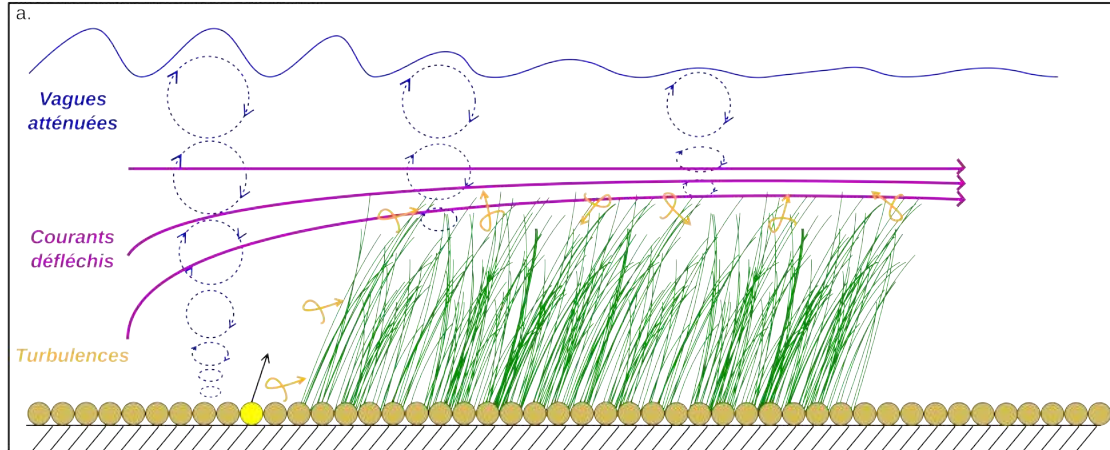
L'herbier influence, à son tour, la dynamique hydro-sédimentaire, entraînant donc des actions et rétro-actions dynamiques. Un herbier dense et continu, parce qu'il réduit la pro-

fondeur de la colonne d'eau, atténue les vagues (e.g. Lowe et al., 2007, Paul et al., 2012). Les courants, à la rencontre de l'obstacle compact que représente une canopée dense, seront ralentis dans celle-ci et défléchis au dessus et autour de l'herbier comme l'a observé Neumeier (2007) sur de la végétation de marais salants ou Bouma et al. (2007) sur des structures artificielles. Ainsi, l'interface eau-canopée est marquée par de fortes turbulences dont l'intensité sera réduite dans la canopée (e.g. Gambi et al., 1990, Granata et al., 2001, Neumeier, 2007). Le cœur de l'herbier est donc protégé des effets de l'hydrodynamisme, de la remise en suspension et de l'érosion. Le front d'herbier restera tout de même exposé à la dynamique hydro-sédimentaire (fig. 1.7a). Dans un herbier peu dense et fragmenté, il est généralement attendu que les courants et les vagues ne soient peu ou pas modifiés car l'herbier ne représente guère ou pas d'obstacle à l'écoulement et les turbulences seront accrues entre les tâches, voire dans la canopée (fig. 1.7b). Les sédiments seront donc plus facilement remis en suspension dans un herbier de faible densité (e.g. Ganthy et al., 2011a).

La densité de faisceaux d'un herbier est le critère le plus couramment avancé comme influant sur la dynamique hydro-sédimentaire (e.g. Paul and Amos, 2011, Widdows et al., 2008), et donc, sur le transport sédimentaire. En réalité, de nombreux autres critères peuvent influencer l'hydrodynamisme, comme, par exemple, l'indice de surface foliaire (LAI, Paul et al., 2012), la rigidité des plantes (Peralta et al., 2008), la distribution de la biomasse le long des tiges (Bouma et al., 2005) l'étendue de l'herbier (Chen et al., 2007) ou encore le ratio de submersion⁸ (Koftis et al., 2013). Le niveau d'eau lié aux phénomènes de surcote peut aussi avoir un impact sur ces interactions.

8. rapport de la hauteur d'herbier sur la profondeur d'herbier

Cas d'un herbier dense et continu



Cas d'un herbier de faible densité fragmenté

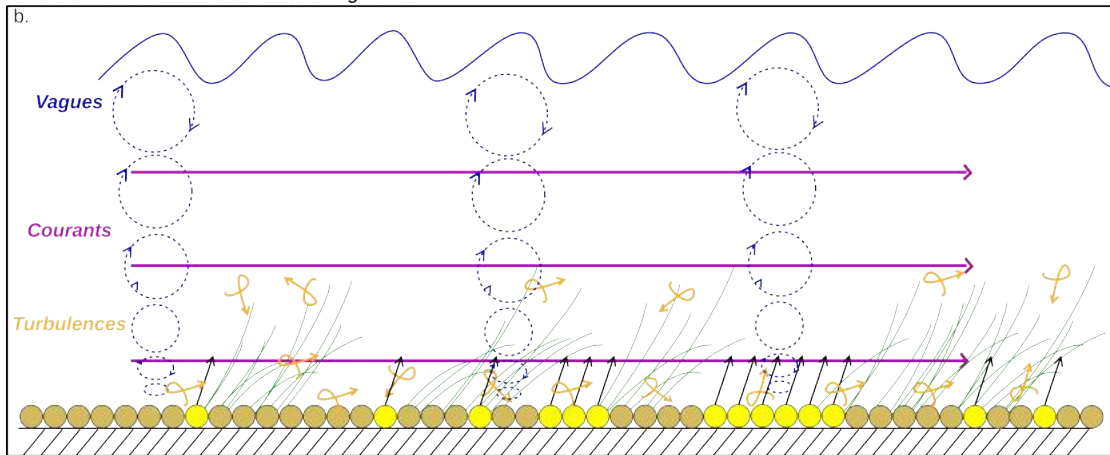


FIGURE 1.7 – Problématique scientifique. Interactions entre vagues de vent, courants et herbier sous-marins dans le cas d'un herbier dense et continu (a.) et dans le cas d'un herbier de faible densité fragmenté (b.)

1.4 Objectifs et apports de cette thèse

Les processus hydro-sédimentaires pourraient être l'un des facteurs majeurs du maintien des herbiers de l'Etang de Berre à l'état de reliques. L'objectif principal de cette thèse est de comprendre les relations entre les herbiers de l'Etang de Berre, les vents, les vagues de vent et les courants, et la dynamique sédimentaire, afin d'évaluer les impacts subis par l'herbier. Pour ce faire, des mesures in-situ ont été réalisées sur une période de 18 mois : pression dans et en dehors de l'herbier, vitesse et orientation des courants, paramètres biométriques de l'herbier, topo-bathymétrie et granulométrie. Les protocoles de mesure et d'analyse des données hydro-dynamiques, biométriques et topo-bathymétriques sont détaillés dans les chapitres (articles) tandis que le protocole d'analyse des prélèvements granulométriques est détaillé en annexe A. Tout d'abord, nous nous sommes intéressé aux interactions entre les vagues de vents et l'herbier de l'anse Ouest de la Pointe de Berre (chapitre 2, Paquier et al., 2014a). Les objectifs de l'étude des interactions vagues-herbier ont été :

- de définir si l'herbier relique de la Pointe de Berre a un impact sur la propagation des vagues de vent ;
- de caractériser ces éventuels impacts et donc les interactions vagues-herbier ;
- de définir les critères pouvant faire diminuer ou accentuer les interactions vagues-herbier ;
- d'évaluer les impacts attendus de la propagation des vagues de vents sur l'herbier.

Nous avons ensuite étudié les interactions entre le vent, les courants induits par le vent et les courants induits par les vagues et l'herbier (chapitre 3, Paquier et al., 2014b). Pour ce faire, nous avons analysé les variations de la composante turbulente du courant et l'influence des vagues de vents sur celle-ci dans et au dessus de l'herbier de l'anse Ouest de la Pointe de Berre. Nous avons ici tenté :

- de dissocier l'influence du vent et des vagues de vent sur la génération des courants au dessus de l'herbier ;
- de caractériser les vitesses de courants et les niveaux de turbulence dans et au dessus de

- l’herbier ;
- de définir si l’herbier relique de la Pointe de Berre a un impact sur les courants ;
- d’évaluer les impacts attendus des courants combinés aux vagues de vent sur l’herbier de l’anse Ouest de la Pointe de Berre.

Puis, nous avons abordé la dynamique sédimentaire dans l’anse Ouest de la Pointe de Berre à travers l’étude des schémas de sédimentation et d’érosion (chapitre 4, Paquier et al., 2014c). Il s’agissait ici :

- de mettre en évidence les mouvements sédimentaires au sein de l’anse Ouest de la Pointe de Berre ;
- de mettre en évidence le rôle de l’herbier relique de la Pointe de Berre sur la dynamique sédimentaire ;
- de tenter d’analyser la dynamique sédimentaire en fonction de l’évolution de la densité d’herbier et des vents.

A la suite de ces étapes, nous avons étudié les différents facteurs influençant l’évolution du fond dans l’herbier des deux anses de la Pointe de Berre à différentes échelles temporelles (chapitre 5, Paquier et al., 2014d). Nous avons ici défini les influences respectives de l’hydrodynamisme, des caractéristiques de l’herbier, de la granulométrie des sédiments sur la sédimentation ou l’érosion dans l’herbier. Nous avons évalué également les impacts attendus de l’érosion ou de la sédimentation dans chaque anse en fonction de la morphologie de son herbier.

Les résultats de cette étude apporteront au GIPREB des éléments de compréhension sur le rôle potentiel de l’hydrodynamisme en matière d’absence ou de progression des surfaces d’herbier de *Zostera noltei*. De cette compréhension pourrait découler une solution de gestion, notamment par une approche d’ingénierie écologique.

Bibliographie

- Alekseenko, E., Roux, B., Sukhinov, A., Kotarba, R., Fougere, D., 2013. Coastal hydrodynamics in a windy lagoon. *Computers & Fluids* 77, 24 – 35. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0045793013000571>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.compfluid.2013.02.003>.
- Bernard, G., 2007. Changements à long terme des peuplements de magnoliophytes d'un étang sous forte influence anthropique : l'étang de Berre (Méditerranée, France). Ph.D. thesis. Université de la Méditerranée (Aix-Marseille II) Centre d'Océanologie de Marseille.
- Borum, J., Duarte, C., Krause-Jensen, D., Greve, T. (Eds.), 2004. European seagrasses : an introduction to monitoring and management. The M&MS project.
- Borum, J., Sand-Jensen, K., Binzer, T., Pedersen, O., Greve, T., 2006. Oxygen movement in seagrasses, in : *Seagrasses : Biology, Ecology and Conservation*. Springer Netherlands, pp. 255–270. URL : http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-2983-7_10, doi:10.1007/978-1-4020-2983-7_10.
- Boudouresque, C., Bernard, G., Bonhomme, P., Charbonnel, E., Diviaccio, G., 2006. Préservation et conservation des herbiers à *Posidonia oceanica*.
- Bouma, T., van Duren, L., Temmerman, S., Claverie, T., Blanco-Garcia, A., Ysebaert, T., Herman, P., 2007. Spatial flow and sedimentation patterns within patches of epibenthic structures : Combining field, flume and modelling experiments. *Continental Shelf Research*

- 27, 1020–1045. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434306004055>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.019>.
- Bouma, T., Vries, M.D., Low, E., Peralta, G., Tanczos, I., de Koppel, J.V., Herman, P., 2005. Trade-offs related to ecosystem engineering : a case study on stiffness of emerging macrophytes. *Ecology* 86, 2187–2199. URL : <http://depot.knaw.nl/11662/>, doi :URN:NBN:NL:UI:17-11662.
- 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022098106004965>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2006.09.003>.
- Chen, S.N., Sanford, L., Koch, E., Shi, F., North, E., 2007. A nearshore model to investigate the effects of seagrass bed geometry on wave attenuation and suspended sediment transport. *Estuaries and Coasts* 30, 296–310. URL : <http://dx.doi.org/10.1007/BF02700172>. 10.1007/BF02700172.
- Chevallier, A., 1916. L'étang de Berre, in : et Cie, M. (Ed.), *Annales de l'institut océanographique*. L. Joubin. volume VII, p. 90.
- Fonseca, M., Kenworthy, W.J., 1987. Effects of current on photosynthesis and distribution of seagrasses. *Aquat. Bot.* 27, 59–78.
- Gambi, M., Nowell, A., Jumars, P., 1990. Flume observations on flow dynamics in *Zostera marina* (eelgrass) beds. *Marine Ecology Progress Series* 61, 159–169.
- Gantry, F., Sottolichio, A., Verney, R., 2011a. 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.

- Germain, L., 1917. L'étang de Berre. *Annales de Géographie* 26-143. URL : http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/geo_0003-4010_1917_num_26_143_8557, doi:10.3406/geo.1917.8557.
- Gillanders, B.M., 2006. Seagrasses, fish, and fisheries, in : *Seagrasses : Biology, Ecology and Conservation*. Springer Netherlands, pp. 503–536. URL : http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-2983-7_21, doi:10.1007/1-4020-2983-7_21.
- Giorgetti, C., 1981. Les sources de pollution de l'étang de Berre, 2ème partie : la pollution inorganique. Technical Report. Université de Marseille.
- Gouze, E., Raimbault, P., Garcia, N., Bernard, G., Picon, P., 2008. Nutrient and suspended matter discharge by tributaries into the Berre Lagoon (France) : The contribution of flood events to the matter budget. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 233 – 244. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071307003987>, doi:10.1016/j.crte.2007.12.007.
- Granata, T.C., Serra, T., Colomer, J., Casamitjana, X., Duarte, C.M., Gacia, E., 2001. Flow and particle distributions in a nearshore seagrass meadow before and after a storm. *Marine Ecology Progress Series* 218, 95–106. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v218/p95-106/>, doi:10.3354/meps218095.
- IFREMER, 2010. Fiche de Synthèse Habitat "Herbiers " – Fiche 5 : Les herbiers de zostères. Technical Report.
- Koftis, T., Prinos, P., Stratigaki, V., 2013. Wave damping over artificial *posidonia oceanica* meadow : A large-scale experimental study. *Coastal Engineering* 73, 71–83. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383912001640>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.10.007>.

- Larkum, A.W., Orth, R.J., Duarte, C.M. (Eds.), 2006. Seagrasses : biology, ecology and conservation. Springer.
- Lowe, R.J., Falter, J.L., Koseff, J.R., Monismith, S.G., Atkinson, M.J., 2007. Spectral wave flow attenuation within submerged canopies : Implications for wave energy dissipation. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 112. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003605>, doi :10.1029/2006JC003605.
- Martin, L., Gouze, E., Durand, N., Razafindrakoto, E., Hervouet, J., Pham, C., Sferratore, A., 2013. Modélisation tri-dimensionnelle de l'hydrodynamisme et de la biogéochimie de l'étang de Berre. construction d'un outil de connaissances et d'aide à la décision, in : GIPREB (Ed.), *Lagun'r - Rencontres scientifiques autour de l'étang de Berre*.
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research* 27, 1046–1059. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434307000027>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.07.009>.
- Nérini, D., Manté, C., Michez, N., Malkassian, A., Bayle, S., 2013. Analyse des données historiques issues du suivi d'indicateurs physiques et biologiques dans l'étang de Berre, in : GIPREB (Ed.), *Lagun'r - Rencontres scientifiques autour de l'Étang de Berre*.
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., Larroudé, P., 2014a. Interactions between wind-waves and a low shoot density *Zostera noltii* meadow in a fetch limited micro-tidal lagoon. In prep .
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., 2014b. Wind-driven and wave-induced currents in interaction with a patchy meadow in a fetch-limited lagoon. In prep .
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., Bernard, G., 2014c. Sedimentation and erosion patterns in a low shoot-density *Zostera noltii* meadow in the fetch-limited Berre Lagoon, Mediterranean France. *Journal of coastal research, Special Issue* 70, 563–567.

- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., Bernard, G., Delanghe, D., 2014d. Interactions between hydrodynamics, meadow characteristics, grain size and substrate changes in *Zostera noltii* meadows in a fetch limited setting. In prep .
- Paul, M., Amos, C., 2011. Spatial and seasonal variation in wave attenuation over *Zostera noltii*. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 116. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006797>, doi :10.1029/2010JC006797.
- Paul, M., Bouma, T., Amos, C., 2012. Wave attenuation by submerged vegetation : combining the effect of organism traits and tidal current. *Mar Ecol Prog Ser* 444, 31–41. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v444/p31-41/>.
- Peralta, G., van Duren, L., Morris, E., Bouma, T., 2008. Consequences of shoot density and stiffness for ecosystem engineering by benthic macrophytes in flow dominated areas : a hydrodynamic flume study. *Mar Ecol Prog Ser* 368, 103–115. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v368/p103-115/>.
- Procaccini, G., Jahnke, M., Bernard, G., 2014. Evaluation de la diversité et de la connectivité génétique de *Zostera noltii* dans l'étang de Berre. Volet 2 - Application aux zones de réimplantation d'herbier. Technical Report. Stazione Zoologica Anton Dohrn - GIPREB.
- Rigaud, S., 2011. Dynamique et Biodisponibilité des éléments traces métalliques dans les sédiments de l'étang de Berre. Ph.D. thesis. Université Paul Cézanne.
- Roux, M., Nodot, C., Rodier, M., Stora, M., Bella, D., Liorzou, B., 1985. Étude régionale intégrée : bilan des connaissances écologiques. Technical Report. IFREMER.
- Roux, M.R., 1983. L'étang de Berre : sédiments et dynamiques sédimentaires. Technical Report. Centre national de l'exploitation des océans - Centre océanologique de Bretagne.
- Short, F., Carruthers, T., Dennison, W., Waycott, M., 2007. Global seagrass distribution and diversity : A bioregional model. *Journal of Experimental Marine Biology*

and Ecology 350, 3–20. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002209810700305X>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2007.06.012>.

Stora, G., Arnoux, A., 1988. Effects on mediterranean lagoon macrobenthos of a river diversion : Assessment and analytical review, in : El-Sabh, M., Murty, T. (Eds.), Natural and Man-Made Hazards. Springer Netherlands, pp. 525–546. URL : http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-1433-9_35, doi :[10.1007/978-94-009-1433-9_35](http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-1433-9_35).

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., Hughes, A.R., Kendrick, G.A., Kenworthy, W.J., Short, F.T., Williams, S.L., 2009. Accelerating loss of seagrasses across the globe threatens coastal ecosystems. Proceedings of the National Academy of Sciences 106, 12377–12381. URL : <http://www.pnas.org/content/106/30/12377.abstract>, doi :[10.1073/pnas.0905620106](http://dx.doi.org/10.1073/pnas.0905620106).

Widdows, J., Pope, N., Brinsley, M., Asmus, H., Asmus, R., 2008. Effects of seagrass beds (*Zostera noltii* and *Z. marina*) on near-bed hydrodynamics and sediment resuspension. Marine Ecology Progress Series 358, 125–136. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v358/p125-136/>, doi :[10.3354/meps07338](http://dx.doi.org/10.3354/meps07338).

Chapitre 2

Interactions between wind waves and a low shoot-density *Zostera noltei* meadow in a fetch-limited micro-tidal lagoon

**Interactions between wind waves and a low shoot-density *Zostera noltei* meadow
in a fetch limited micro-tidal lagoon.**

Anne-Éléonore Paquier (1), Samuel Meulé (1), Edward J. Anthony (1), Philippe Larroudé (2,3)

*(1) Aix-Marseille Université, CNRS-IRD-Collège de France, UM 7330 CEREGE, Technopôle de
l'Environnement Arbois-Méditerranée, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France*

(2) Univ. Grenoble Alpes, LEGI, F-38000 Grenoble, France

(3) CNRS, LEGI, F-38000 Grenoble, France

En préparation

Abstract

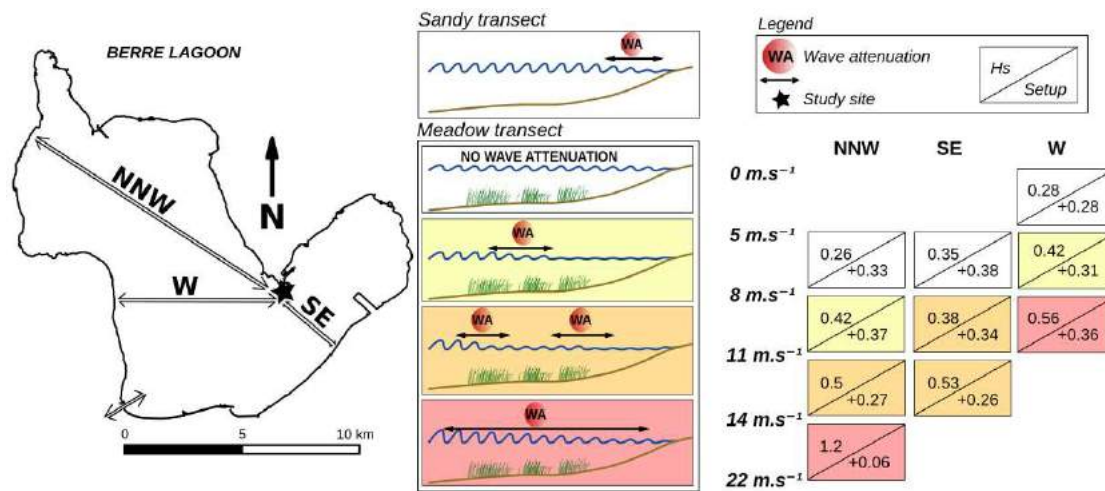


FIGURE 2.1 – Graphical abstract.

Seagrass meadows are known to attenuate waves and to slow down currents. Thanks to these capacities, they fulfill coastal ecosystem services that include water oxygenation, provision of shelter for fishes and fish nesting sites, and shoreline stabilization. Berre lagoon (area : 155 km²) is a fetch-limited, micro-tidal brackish lagoon on the French Mediterranean coast. At the turn of the 20th century, the lagoon was occupied by extensive meadows of *Zostera marina* and *Zostera noltei*. Urban and industrial pollution and freshwater diversion into the lagoon contributed to the complete disappearance of *Zostera marina* while *Zostera noltei* declined dramatically. Since the 1970s, these sources of perturbation have been drastically reduced but with no appreciable effect on *Zostera noltei*. A study was carried out on a receding *Zostera noltei* meadow occupying a small shallow bay (< 2 m deep) fronting a beach over two periods of respectively 24 hours and 21 days. The aim of the first survey was to compare the behaviour of wind waves over a sandy bottom and over a meadow in order to evaluate the impacts of the latter on wave attenuation in the bay. During the second survey, the monitoring of wind waves from offshore to the back of the meadow enabled an evaluation of wave attenuation during different storm conditions that included a strong northwest wind event. The main impacts of a low shoot density meadow on

wind-wave transformations are a modification of wave periods and a shifting of wave attenuation farther offshore to deeper waters. For a given shoot density, different spatial patterns of wave attenuation are highlighted as a function of wind directions and wind intensity thresholds, thus translating differences in interactions between the meadow and wind waves. Wave attenuation is shown to be linked to wave height, which is, in turn, dependent on wind intensity in the fetch-limited study area. However, other processes also influence the wave attenuation caused by the meadow. These include set-up, fetch length and refraction effects due to coastal morphology. Wind-wave interactions with a meadow will also depend on meadow biometry (shoot density) or meadow morphology (patchiness) and currents. It is expected that before and during wave attenuation, a meadow could suffer damage.

keywords : wind waves, fetch-limited setting, shallow water, seagrass meadow, *Zostera noltei*, wave attenuation.

Highlights :

- We studied wind-wave transformation over a meadow in a fetch-limited setting.
- Even a low shoot density meadow modifies wave periods and depth of wave attenuation.
- Wave attenuation is linked to wave height which is itself linked to wind intensity.
- Wave attenuation over the meadow depends on wind intensity and wind direction.
- Wind-waves interactions with the meadow depends on setup, itself also linked to wind.

2.1 Introduction

Seagrass meadows are known to attenuate waves (Fonseca and Calahan, 1992) and to slow down currents (Neumeier, 2007, Wilkie et al., 2012). Thanks to these capacities, they fulfill coastal ecosystem services that include water oxygenation (Borum et al., 2006), provision of shelter for fishes and fish nesting sites (Gillanders, 2006), and shoreline stabilization (Short et al., 2007). Meadows are rapidly declining in a lot of disturbed coastal areas around the world (Waycott et al., 2009). Hence, the need to protect these meadows, which are increasingly subject to human pressures, especially when they are located in disturbed coastal ecosystems such as lagoons or estuaries. Numerous studies have highlighted the relationship between seagrass meadows and waves (e.g., Cavallaro et al., 2011, Coulombier et al., 2012, Vacchi et al., 2012, Pujol and Nepf, 2012). Wave transformations above a meadow depend closely on wave parameters and plant properties (Mendez and Losada, 2004), both of which may interact in complex ways. Under spectral wave conditions, wave energy is reported to be better attenuated for shorter periods (Lowe et al., 2007, Manca et al., 2012). To initiate wave attenuation in a given meadow, a minimum shoot density is required. Seasonal variations in shoot density can also generate seasonal variations in wave attenuation as recently shown by a field study of Paul and Amos (2011). Wave attenuation even seems to be positively correlated with the combination of shoot density and leaf length (leaf index area) for a given wave in shallow water (experimental study of Paul et al., 2012). Meadow extension is also an important parameter. Wave attenuation can decrease with canopy height and increase with a more important meadow width in the direction of wave propagation (numerical study of Chen et al., 2007). Water depth is also to be taken into account with regards to wave attenuation. Koftis et al. (2013) showed from a flume study that wave damping increased with shoot density and with a higher submergence ratio (height of seagrass/water depth). Conversely, Mendez et al. (1999) in a numerical study validated by experimental laboratory data demonstrated that dissipation increased with vegetation height in a given water column. These results imply that for a given canopy height, a higher water level (i.e. wind set-up

or tide) can lead to a decrease in wave attenuation. Wind waves and water level variations are a distinctive feature of closed or semi-enclosed environments such as fetch-limited lagoons and estuaries. However, although wave transformation processes above seagrass meadows are well known, wind-wave interactions with seagrass meadows in a fetch-limited settings have, with the exception of the recent works of Bradley and Houser (2009) or Paul and Amos (2011), not been monitored before. In the present study, we monitored wave transformation above a meadow in a highly fetch-limited lagoonal setting where the hydrodynamic conditions are strongly modulated by wind, and highlight rapid cross-shore changes in wave parameters embedded in marked differences between a meadow and an adjacent meadowless zone.

2.1.1 Study site

Berre lagoon, one of the largest Mediterranean coastal lagoons (155 km²), is a brackish body of water located in southeastern France (fig. 2.2a). This semi-enclosed ecosystem is connected to the Mediterranean Sea through the Caronte canal (fig. 2.2b). At the turn of the 20th century, the lagoon was occupied by extensive meadows of *Zostera marina* and *Zostera noltei*, probably exceeding 60 km² (Bernard et al., 2007). Urban and industrial pollution and diversion of the flow of the Durance River into a EDF canal for a hydroelectric power plant in 1966 resulted in an increase in freshwater and silt inputs, perturbing the lagoon (Stora and Arnoux, 1988). *Zostera* meadows declined dramatically over the century. *Zostera marina* disappeared completely, while *Zostera noltei* was reduced to only 0.015 km² in four sites. Since the 1980s and 1990s, freshwater from the hydroelectric power plant and silts inputs have been drastically reduced. Limitations on freshwater and silt inputs have been legally imposed since 1995. Between the 1970s and the 1990s, urban and domestic pollution was also drastically reduced. Notwithstanding, the area of *Zostera noltei* meadows did not increase significantly (Bernard et al., 2007).

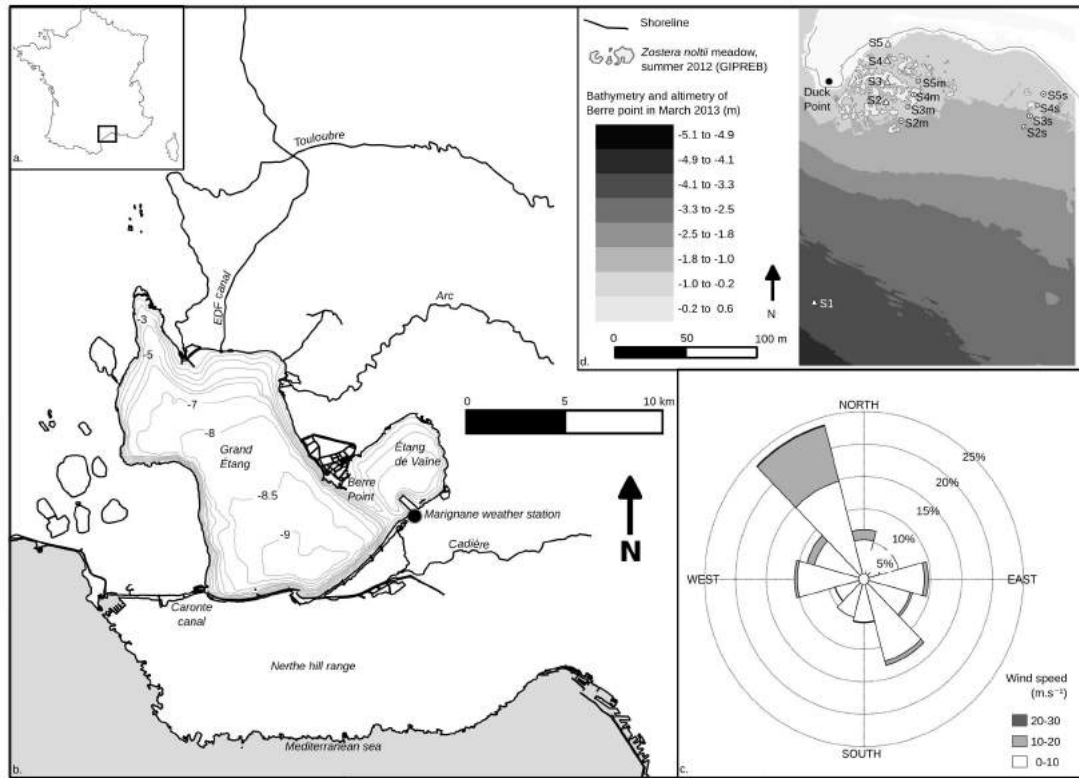


FIGURE 2.2 – Study area. a. Location in France. b. Berre lagoon. The star indicates the study site of Berre Point. c. Bathymetry and altimetry of Berre Point and location of stations of pressure measurements. d. Mean wind rose for Berre lagoon from data from the Météo France weather station in Marignane (1949-2009).

Wind data from the nearby Marignane Météo-France weather station (fig. 2.2c) between 1949 and 2008 show that the lagoon is dominantly affected by a strong northwest wind (hereafter called Mistral) and southeast winds. west and east winds are also well represented. Strong winds (speeds higher than 10 m.s^{-1}) are nearly equally distributed throughout the year but are slightly more common in winter and spring (27.6% from January to March, 26.6% from April to June, 22.7% from July to September and 23.1% from October to December). Our study was carried out at Berre Point (fig. 2.2d) which is exposed to three dominant wind directions with a fetch of 12 km for Mistral winds, 4 km for southeast winds and 8 km for west winds. In order to understand the interactions between wind waves and seagrass meadows, we conducted a study

of wave attenuation above a receding *Zostera noltei* meadow occupying a shallow bay (less than 2 m deep) near Duck Point (fig. 2.2d).

2.2 Methods

2.2.1 Data collection

From March 01, 2012 to March 12, 2013, measurements of meadow biometry were conducted once a month at Berre Point. Shoot density was measured at twenty stations randomly chosen using a 0.2 x 0.2 quadrat. The lengths of five leaves were measured at each station. Due to low water temperatures ($<5^{\circ}\text{C}$), the number of measured stations was reduced during two winter visits (eighteen stations during the February 2012 visit, eleven stations during the January 2013 visit). Meadow mapping was conducted each summer by aerial photograph analysis and validated by field surveys using a Magellan GPS, MobileMapper 6. A bathymetric survey was conducted on March 21, 2013 using a DGPS RTK Trimble® coupled with a Tritex® echosounder. A 1 m-cell digital elevation model (DEM) was computed from the topographic data using the Delaunay triangulation method.

Hourly wind directions and intensities were collected from the Marignane Météo-France weather station. These measurements are obtained at an elevation of 10 m. During field experiments on October 18 and 19, 2012, eight NKE®-SP2T10m pressure sensors were deployed along two cross-shore transects, one across the meadow and the other on the sandy bottom. The eight sensors were deployed directly on the seabed and sampled continuously at 4 Hz. They are hereafter referred as S2m to S5m in the meadow transect (hereafter named MT) and S2s to S5s in the sandy transect (hereafter named ST) (fig. 2.2c). Sensors S2m, S3m, S4m and S5m were respectively at depths of 0.97, 0.8, 0.68 and 0.63 m, and sensors S2s, S3s, S4s and S5s at depths of 0.88, 0.86, 0.81 and 0.86 m. During a second field experiment on March 09 to 28, 2013, an pressure sensor was deployed offshore in station 1 (S1), at a water depth of 2.96 m (fig. 2.2c). Four pressure sensors were deployed on a cross-shore transect in the meadow. The pressure sensors

sampled continuously at 4 Hz. The four sensors, hereafter referred to S2 to S5 (fig. 2.2c) were respectively deployed at depths of 0.63, 0.48, 0.38 and 0.26 m. The pressure sensors accuracy is 0.02 m. Wave height and water level under this value were neglected.

2.2.2 Data analysis

We applied linear wave theory although we are conscious that shallow water and the meadow can induce nonlinearities. However, many authors consider this approach a good first approximation for wind waves (e.g., Lowe et al., 2007 ; Bradley and Houser, 2009 ; Paul and Amos, 2011). Wave spectra were calculated over 20 mn burst using fast Fourier transforms, 600s Hanning window with 75% overlapping (Sénéchal et al., 2001). Classically, the limit between the gravity and infra-gravity wave domains may be fixed at 0.05 Hz (Sénéchal et al., 2001 ; Certain et al., 2005). But, all the wave spectra calculated from our dataset show a clear limit of 0.11 Hz. In the zone prior to breaking (S1), a correction factor was applied, as proposed by Horikawa (1988), in order to account for the non-hydrostatic pressure field. This induced a 0.5 Hz cut-off. For each burst, significant wave height (H_s) and peak period (T_p) were calculated in the spectral window [0.11 ; 0.5] Hz.

The wave energy dissipation per unit horizontal area (in $\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$, hereafter named wave attenuation rate) can also be expressed with using the following equation :

$$-S_{ds} = \frac{\Delta (EC_g)}{\Delta x} \quad (2.1)$$

E is the wave energy expressed as $1/8\rho gH^2$ where ρ is the water density in kg.m^{-3} and H the wave height in m ;

C_g is the group velocity given by $1/2[1 + (2kh/\sinh 2kh)]\sqrt{(g/k)\tanh kh}$ where k is the wave number and h is the water depth in m.

A number of studies have examined the wave energy dissipation by vegetation (Bradley and Houser, 2009, Chen and Zhao, 2012, Jadhav et al., 2013, Weitzman et al., 2013 and Zeller et al.,

2014). They calculated the dissipation using a relationship with either Reynolds or Keulegan-Carpenter number. For instance, Bradley and Houser (2009) show that the use of Reynolds number is more accurate in a low-energy environment. Ondiviela et al. (2014) highlight that the random variation of the plant parameters modify the wave attenuation. In this study, wave attenuation is measured through a cross-shore transect where the meadow is highly heterogeneous. This specificity does not allowed an accurate modelling of wave attenuation as developed by Mendez and Losada (2004).

The mean still water level corresponds to mean sea level (MSL) which is given by 0 NGF in French Ordnance Datum. Still water level variations were calculated for each burst relative to MSL. Atmospheric pressure recorded by the weather station in Marignane was converted to water-level variation. It is assumed that during fair weather wave heights are insignificant and no wave setup is recorded by instruments located in the swash zone. Using this hypothesis, the mean water level for each instrument should be considered as constant. Therefore, knowing the exact locations of the pressure sensors using RTK DGPS allowed us to determine the exact depth of the S1 sensor.

We did not calculate water level variations in stations 4 and 5 of both transects because they were in very shallow water. Using the classical breaking criterion calculation of Miche, we estimated the depth of wave breaking for each event. To evaluate the area of breaking relative to the wave monitoring stations, we consider the water column monitored which integrates water level variations.

2.3 Results

2.3.1 Meadow biometry

The mean monthly shoot density and mean leaf length of *Zostera noltei* from March 01, 2012 to March 12, 2013 showed a cyclic pattern of increase from spring to summer, followed by a decrease in autumn and winter, and then an increase in the following spring (fig. 2.3). On

October 3, 2013 mean shoot density was 638 ± 211 shoot.m⁻² and mean leaf length 0.24 ± 0.04 m. On March 12, 2013 mean shoot density had risen to 1098 ± 412 shoot.m⁻² while the mean leaf length of 0.25 ± 0.06 m remained virtually unchanged. Figure 2.2 c shows a patchy meadow in summer 2012.

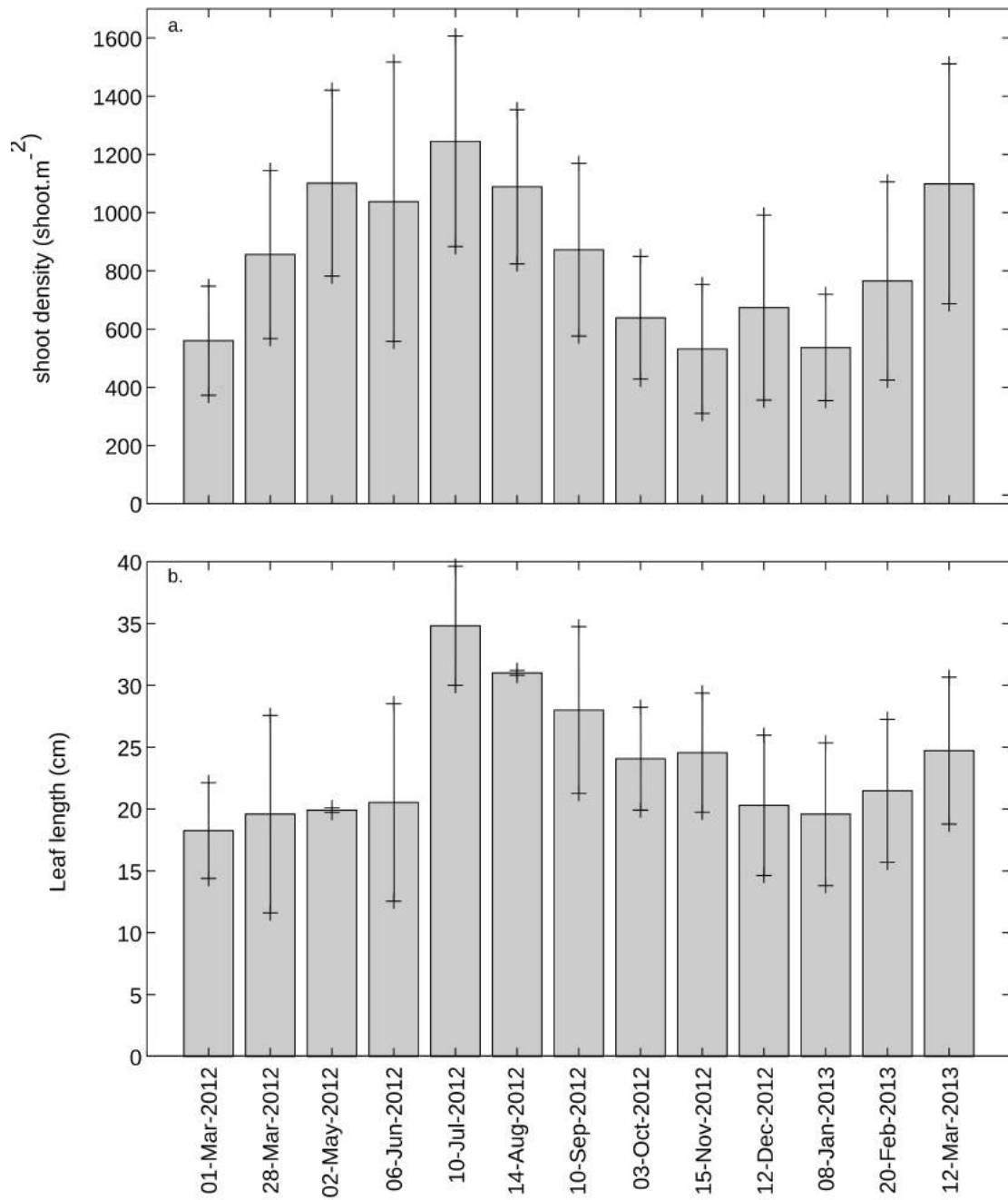


FIGURE 2.3 – Mean shoot density (a) and leaf length (b) measured at Berre Point between March 2012 and March 2013. Standard errors are represented by black crosses.

2.3.2 Hydrodynamic conditions

The two survey results are presented here. The first survey, conducted during a southeast wind event on October 18 and 19, 2012 enables a comparison of wind-wave patterns over the sandy transect and over the meadow. The second survey was conducted from March 09 to 28, 2013 over the meadow during different storm conditions, including a strong Mistral event.

October 18 and 19, 2012

This southeast wind event was monitored over a period of 19 h characterized by two wind peaks of 10.9 and 10.6 m.s⁻¹ 6 and 16 hours after the beginning of the event (fig. 2.4). At the storm peak, small ($H_s = 0.05$ m) and very short (T_p of 2.5 s) wind waves were observed at both S2s and S2m, the most seaward of the sensors on both transects. However, higher H_s were recorded just 3 hours after the start of the storm.

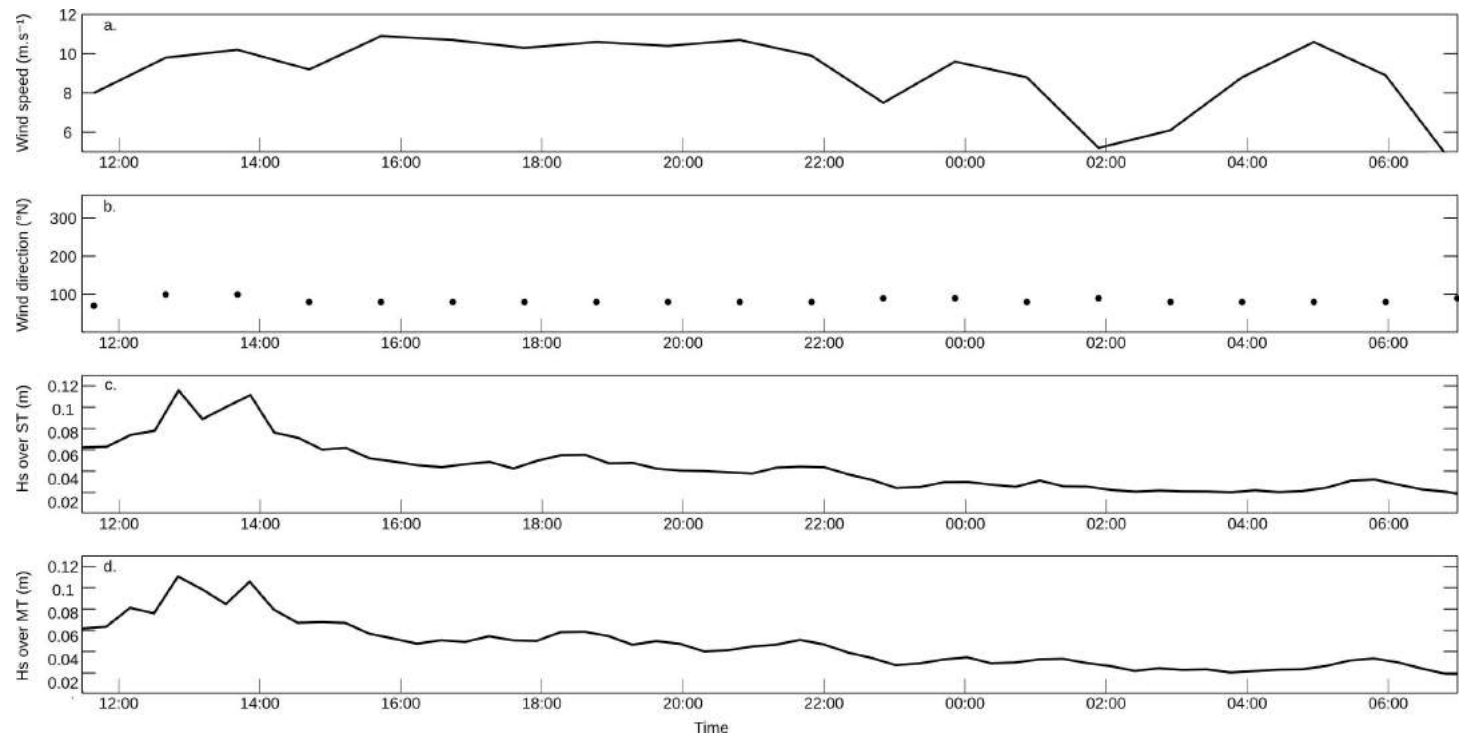


FIGURE 2.4 – Hydrodynamic conditions monitored during the October 2012 survey : a. Wind speed (m.s^{-1}) and b. wind direction (degrees N) at Marignane weather station. c. H_s at S2m and d. H_s at S2s (m).

The energy peak for all ST stations was around 0.39 Hz (fig. 2.5a). T_p was constant along the transect whereas H_s decreased slightly between S2s and S3s and then increased at S4s before decreasing once again at S5s (fig. 2.6a). These changes were mirrored by the wave attenuation pattern (fig. 2.6b). The water level increased throughout the course of this event (fig. 2.6c). We estimate, using Miche's criterion, that the highest wind waves broke in a depth of 0.13 m between S5s and the shoreline.

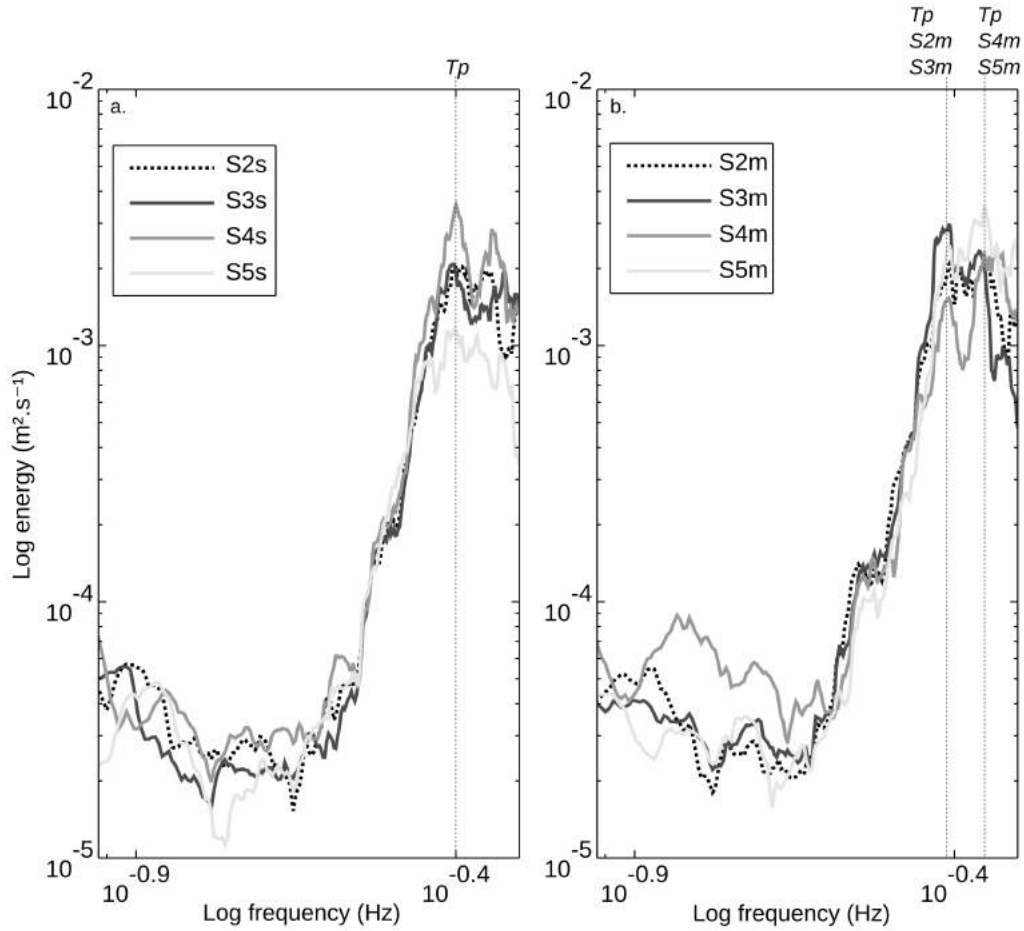


FIGURE 2.5 – Log of Smoothed spectrum (15 values) above ST (a) and MT (b) during the October 2012.

Unlike over ST, energy peaks varied over MT, attaining 0.39 Hz at S2m and S3m, but 0.44 Hz at S4m and S5m (fig. 2.5b) which also showed a decrease in T_p . Both H_s (fig. 2.6d) and wave attenuation (fig. 2.6e) showed marked fluctuations but the pattern differed from that of ST.

Figures 2.6 b and e show, for instance, this difference between S4 and S5 on both transects. The water level trend throughout the event was similar on both transects but the elevation was much larger in ST (fig. 2.6f). We estimated, using Miche's criterion, that the highest wind waves broke in a depth of 0.12 m between S5m and the shoreline.

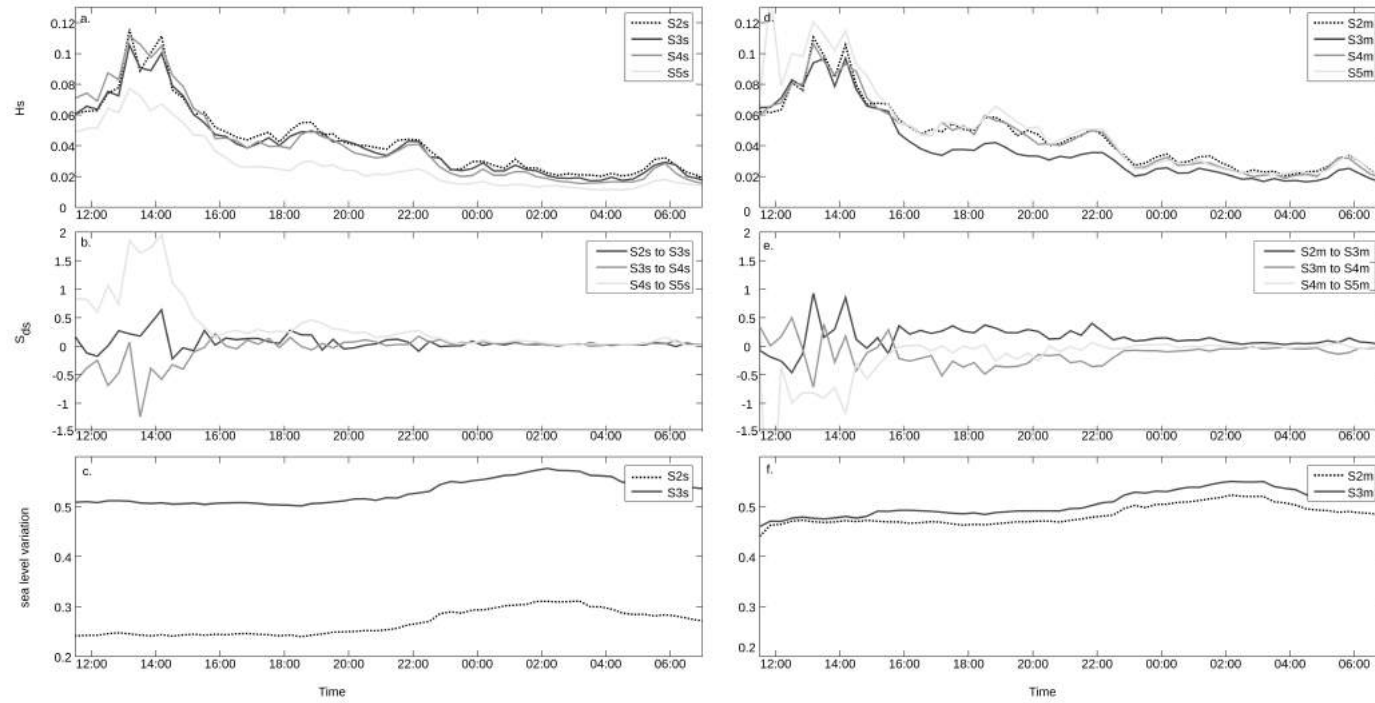


FIGURE 2.6 – H_s (m), wave attenuation (in $J.s^{-1}.m^{-2}$) and water level variation (m) along ST (a, b, c) and MT (d, e, f) during the October 2012 survey.

March 09 to 28, 2013

General observations

The general conditions during the March 2013 survey are shown in figure 2.7. Nine wind events generated H_s values higher than 0.3 m. Events 2, 5, 7 and 8 were associated with Mistral winds (winds from 300 to 360°N), and events 3, 6 and 9 with southeast winds (80 to 130 °N). Events 1 and 4 corresponded to west winds (250 to 270°N). The meadow front edge was situated between S2 and S3 and the back edge between S4 and S5.

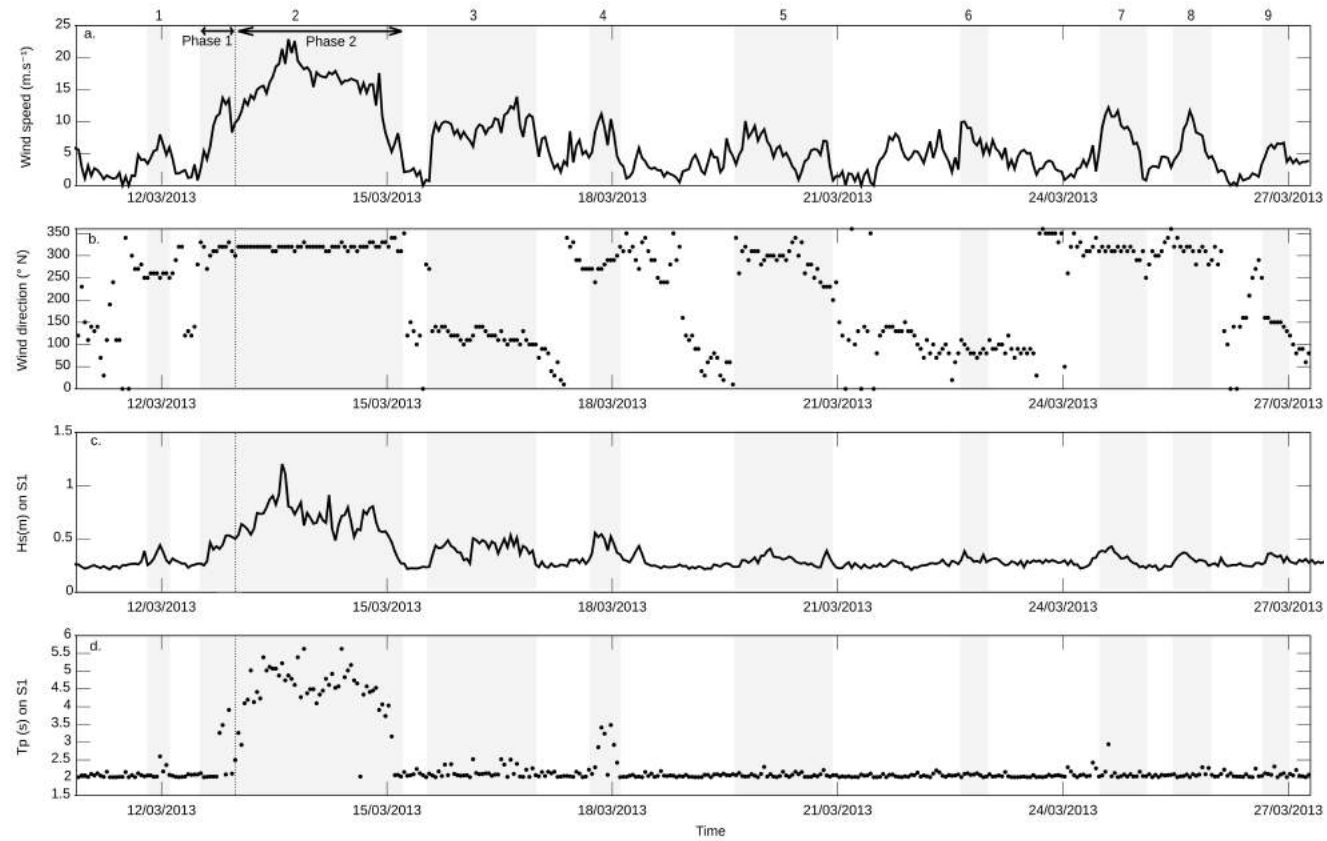


FIGURE 2.7 – Hydrodynamic conditions monitored during the March 2013 survey a. Wind speed (m.s⁻¹) and b. wind direction (degrees N) at Marignane weather station. c. H_s (m) and d. T_p offshore (s).

Mistral events

The first Mistral event lasted 63 h and was characterized by particularly strong winds with a peak speed of 22.9 m.s^{-1} (fig. 2.7). The event may be divided into two phases, separated on the graphs (figs. 2.7 to 2.10) by a dotted line : initial storm growth (phase 1), and storm peak and decline (phase 2). During phase 1, wave height decreased from S1 to S3, increased to S4 and decreased anew up to S5 (fig. 2.8a). These changes were echoed by wave attenuation variation (fig. 2.9a). The water level showed an increasing slope shoreward but underwent a slight decrease throughout phase 1 (fig. 2.10a). During phase 2, wave height decreased from S1 to S5 (fig. 2.8a) denoting strong attenuation of wind waves, particularly from S1 to S3 (fig. 2.9a). The trend in water level was similar to that of phase 1 (fig. 2.10a). Using Miche's criterion, the storm peak wind wave broke at 1.35 m just before S2.

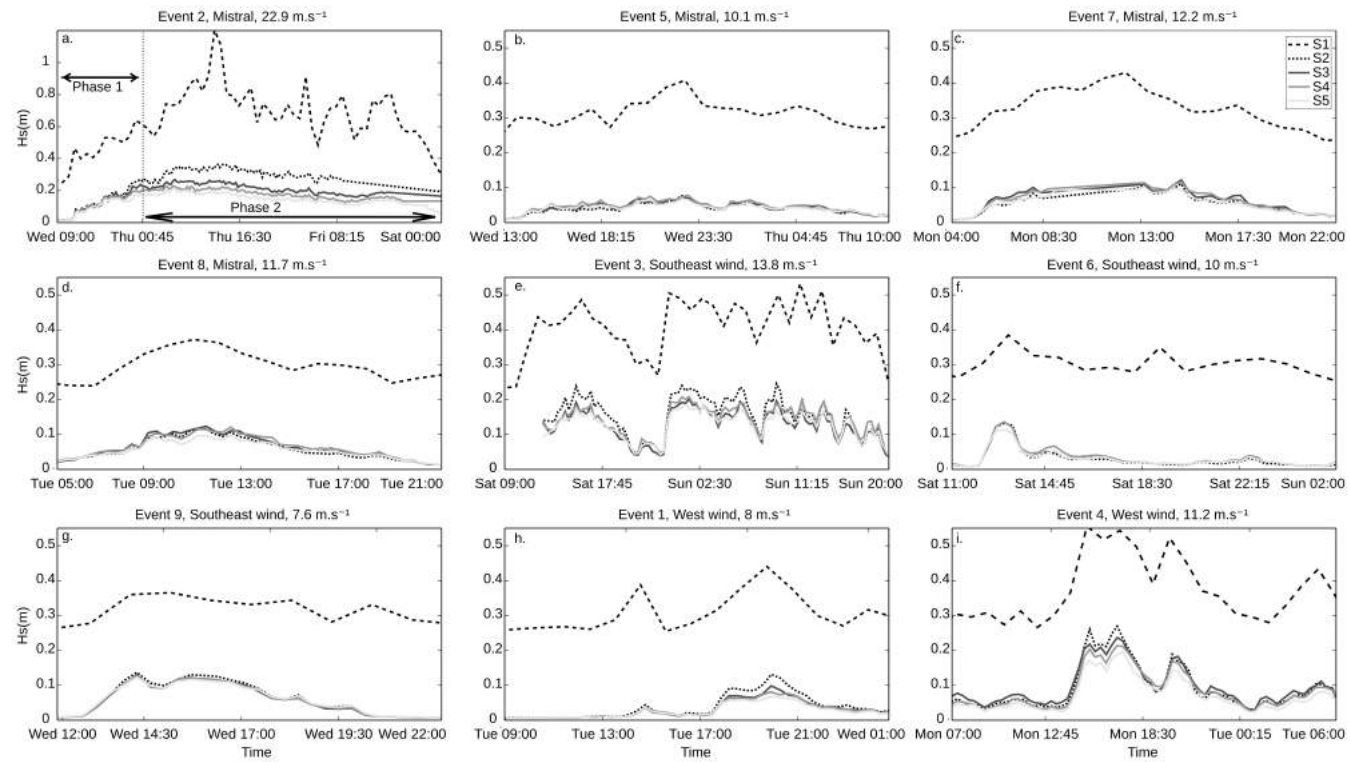


FIGURE 2.8 – Decrease in H_s from the off-shore to the shoreward during the March 2013 survey for the strong Mistral event (a), moderate Mistral events (b, c, d), the strong southeast wind event (e), moderate southeast wind events (f and g) and west wind events (h and i). The first strong mistral event is analysed in 2 phasis separated by the dashed line.

During events 5, 7 and 8, winds lasted respectively for 20, 17 and 15 hours and speeds reached 10.1, 12.2 and 11.7 m.s⁻¹. At the peak of these events, H_s values in S1 were 0.4 m, 0.43 m and 0.37 m and T_p values 2.3, 2.9 and 2.3 s (fig. 2.7). H_s decreased from S1 to S2, increased to S3 or S4 and decreased to S5 (fig. 2.8b, c, d). Wind waves were therefore strongly attenuated before entering the bay and close to the back edge of the meadow (fig. 2.9b, c, d). Water level showed a slope from S3 to S1 throughout the three events (fig. 2.10b, c, d) that was stable during events 5 and 7 but increased slightly during event 8. Considering Miche's criterion, for events 5, 7 and 8, the storm peak wind waves broke at depths respectively of 0.45, 0.48 and 0.42 m after S5 at the time of the measurements.

Southeast wind events

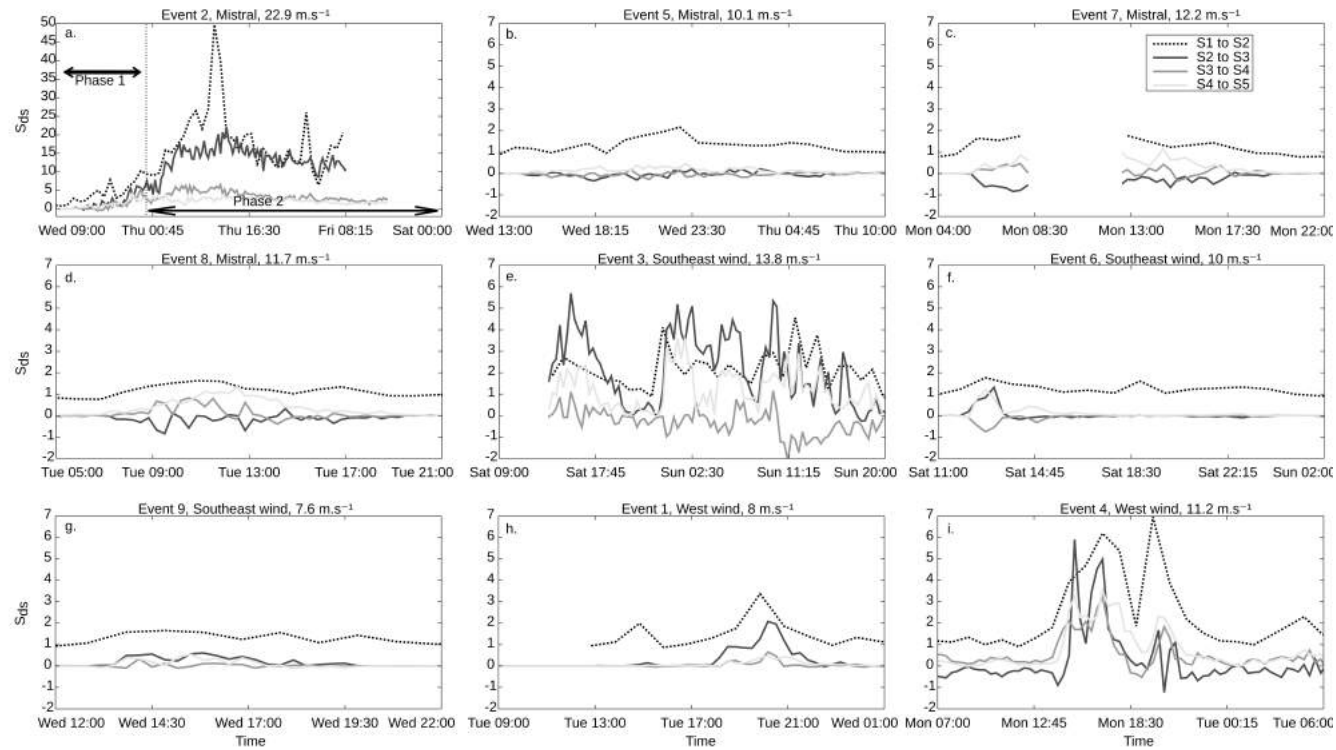


FIGURE 2.9 – Wave attenuation (in $\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$) from the off-shore to the shoreward during the March 2013 survey for the strong Mistral event (a), moderate Mistral events (b, c, d), the strong southeast wind event (e), moderate southeast wind events (f and g) and west wind events (h and i). The first strong mistral event is analysed in 2 phasis separated by the dashed line.

Events 3, 6 and 9 lasted respectively 35, 15 and 9 hours. Event 3 had a large peak wind speed (13.8 m.s^{-1}) but events 6 and 9 were relatively moderate with peak wind speeds of 10 and 7.6 m.s^{-1} . During event 3, 6 and 9, H_s attained 0.53, 0.38 and 0.37 m and T_p 2.6, 2.1 and 2.2 s (fig. 2.7). Both wave height and wave attenuation were more important during event 3. At the peak of these events, wave height decreased from S1 to S3, increased towards S4 and decreased towards S5 (fig. 2.8, e, g and f). Waves were attenuated before the entrance to the bay and over the front and back edges of the meadow (fig. 2.9e, g and f). Water level showed a slope from S1 to S3 that remained stable throughout the event (fig. 2.10, e, g and f). The estimated wave breaking depth for event 3 is 0.49 m, between S4 and S5, and respectively at depths of 0.43 and 0.4 m between S5m and the shoreline for events 6 and 9.

West wind events

Events 1 and 4 lasted respectively 15 and 23 hours, and had peak wind speeds of 8 and 11.2 m.s^{-1} . At S1, peak storm H_s values attained 0.4 and 0.55 m and T_p 2.6 and 3.5 s (fig. 2.7). For both events, wave height decreased during the storm peak from S1 to S5 (fig. 2.8h and i) and waves were strongly attenuated before the entrance to the bay and above the front edge of the meadow (fig. 8h and i). Water level was stable through both events albeit with a slope from S3 to S1 (fig. 2.10h and i). The storm peak wind wave monitored during events 1 and 4 broke at 0.48 and 0.62 m between S4 and S5.

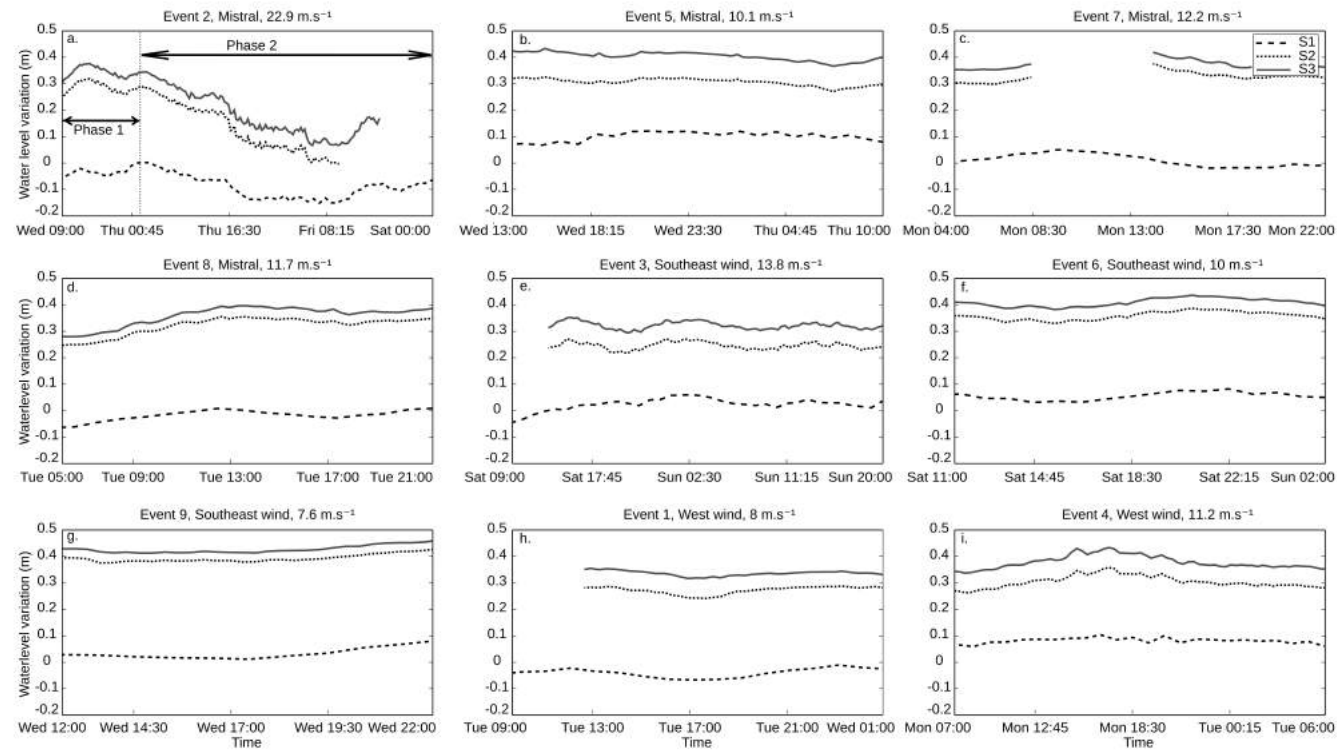


FIGURE 2.10 – Water level relative to MSL from the off-shore to the shoreward during the March 2013 survey for the strong Mistral event (a), moderate Mistral events (b, c, d), the strong southeast wind event (e), moderate southeast wind events (f and g) and west wind events (h and i). The first strong mistral event is analysed in 2 phasis separated by the dashed line.

2.4 Discussion

Our study was about wind wave attenuation above a seagrass meadow in a micro-tidal semi-enclosed lagoon. Most of fetch-limited environment in the world are submitted to tidal currents and not just to wind waves influences (e.g. Umgiesser et al., 2004, Guyondet and Koutitonsky, 2008). In their review about the role of seagrass meadows in coastal protection, Ondiviela et al. (2014) highlights that only a few examples of studies can be found with random wave conditions, even less are field studies. Many authors described through mathematic representations the mechanistic understanding or interpretation of the controls on wave attenuation. For instance, Lowe et al. (2005) describe flow through rigid canopies and then show that the attenuation of the in-canopy oscillatory flow is governed by three dimensionless parameters defined on the basis of canopy geometry and flow parameters. Our study provides an analysis of measurements under realistic conditions.

2.4.1 Meadow impact on wind waves

Comparing wave attenuation (October 18-19, 2012 survey) over a sandy transect and a transect in the meadow highlights the role of a low shoot density *Zostera noltei* meadow on wind-wave modifications based on field experiments. Wind-wave shoaling was observed over both transects, but, over ST, shoaling extended less further shoreward. Shoaling over MT was accompanied by a shift in the frequency of the energy peak (in the higher frequency) that was not observed above ST. Bradley and Houser (2009) have compared seagrass to a low-pass filter implying greater attenuation of high-frequency waves which is not observed in our study site. Over both transects, the calculated breaking criterion yielded an approximate breaking area between the most shoreward station (S5s and S5m) and the shoreline. Thus, the measured energy losses before these stations are linked to wave attenuation. The wave height pattern and the wave attenuation rate decreased very close to the shore, over ST (between S4s and S5s) and not above the meadow front edge over MT (between S2m and S3m). The wave height decrease was obser-

ved in deeper water over MT than over ST. On ST, a setup was recorded between S2s and S3s whereas it was already present above S2m on MT. This setup is explained by Stokes drift and wave induced-mass flow in very shallow water. In both transects, this setup represents an important elevation of the water level, and this should therefore displace the wave breaker area closer towards the shoreline. Considering the small wave heights, the high setup values and wave attenuation rates highlight the important role of the meadow in wave modifications, notwithstanding its low shoot density and patchy nature.

2.4.2 Patterns of wave attenuation above the meadow as a function of wind characteristics

The meadow was less dense during the October 18-19, 2012 survey, than during the longer March 9-28, 2013 experiment. Therefore, we should expect more significant wind-wave modifications above a higher and denser meadow during the latter survey. This survey coincided with nine wave-generating wind events.

Figure 2.11 shows the maximum offshore H_s , the setup measured at the entrance of the bay and four patterns of observed wave attenuation. Three different wind directions are considered together with five thresholds of wind speed : 5, 8, 11, 14 and more than 14 m.s^{-1} . A first situation is observed when Mistral and southeast wind speeds are lower than 8 m.s^{-1} and when west wind speeds are lower than 5 m.s^{-1} . Under these conditions, H_s is lower than 0.35 m and wave attenuation rates close to zero all along the transect, thus signifying that interactions between wind waves and the meadow are negligible. A second situation, observed when Mistral wind speeds range from 8 to 11 m.s^{-1} and west wind speeds from 5 to 8 m.s^{-1} , concerns maximum H_s values of 0.42 m and moderate attenuation rates above the middle of the meadow and its back edge. This situation was not observed under southeast winds. A third situation of important attenuation is observed at the front and back edges of the meadow when Mistral wind speeds are between 11 and 14 m.s^{-1} (maximum H_s values of 0.5 m), southeast wind speeds between 8 and 14 m.s^{-1} (maximum H_s values of 0.53 m). The effect of the front edge of the meadow is stronger

than that of the back edge. This situation was not observed for west winds. A fourth situation is that of strong wave attenuation rates throughout the cross-shore transect, with strong attenuation from the offshore to the entrance of the and above meadow front edge. These conditions prevail when Mistral wind speeds are between 14 and 22 m.s⁻¹ and west wind speeds between 8 and 11 m.s⁻¹. Under these strong wind-forcing conditions, H_s reaches respectively a maximum of 1.2 and 0.56 m and wind-waves are progressively dissipated by the meadow without breaking in a manner similar to that described from extremely dissipative muddy coasts (Anthony et al., 2010, Winterwerp et al., 2007). Wave attenuation rates under west winds of this speed are equivalent to those observed for a Mistral wind speed of 14 m.s⁻¹ (H_s of 0.6 m). This situation was not observed for southeast winds.

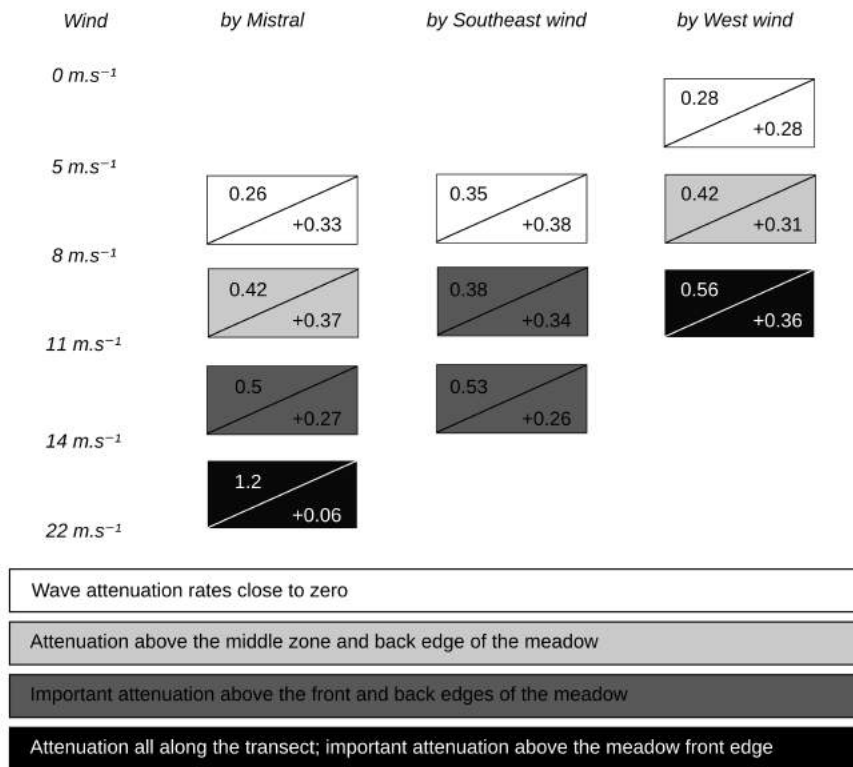


FIGURE 2.11 – Wave height offshore at S1 (top left of each panel), setup in front of the meadow front edge (bottom right of each panel) and spatial pattern of wave attenuation during the March 2013 survey.

2.4.3 The role of other parameters

Our results have shown a rapid response of wave parameters to strong wind influence in the semi-enclosed and highly fetch-limited setting of Berre lagoon. Wave attenuation has been seen to depend on offshore H_s which depends in turn on wind intensity. These relationships are not linear, however, because other processes need to be considered, especially wind orientation relative to the bay.

For equivalent wind intensities, and as a function of H_s and wind direction relative to bay orientation, wave attenuation will be different. Between 8 and 11 m.s^{-1} , Mistral and southeast winds generate smaller wind waves than west winds. Mistral wind waves are low, despite having the longest fetch (12 km), and are refracted around the small promontory of Duck Point before entering the bay (fig. 2.2c) : they are not impacted by the meadow. southeast wind waves, which impinge directly on the bay but which develop over a very short fetch (4 km) are low and are only impacted by the back part of the meadow. west wind waves also need to undergo some refraction around Duck Point to enter the bay but have a longer fetch (8 km). Since they have the highest H_s , they are impacted all along the transect, and especially above the meadow front edge.

All the attenuation patterns reported here concern a relatively dense meadow considering the biometric characteristics of the meadow on March 12, 2013. For a less dense meadow with similar leaf length values, the response could be different. On October, 18 and 19, 2012, the southeast wind of 10 m.s^{-1} generated waves that propagated above a less dense meadow. Wind waves were attenuated above the meadow front edge but not above the back edge as expected from figure 2.11. Wave attenuation rates for this wind direction and speed were slightly higher on March 15, 2013 than on October 18-19, 2012. The results are confirmed by several authors which relates wave attenuation to wave characteristics, meadow geometry and meadow biometry (Chen et al., 2007, Mendez et al., 1999, Mendez and Losada, 2004, Cavallaro et al., 2011). For instance, Paul and Amos (2011) shows also a dependence of energy dissipation on *Zostera*

noltei meadow shoot density as well as hydrodynamics.

During Mistral and west winds, setup increases with wind speed up to a threshold of 11 m.s^{-1} , but decreases with the former winds as their intensity goes beyond this threshold, which is likely linked to a local downwelling effect. With southeast winds, setup decreases as wind speeds increase for all the cases observed (2.11). The variation in setup seems to depend on wind speed and direction and should therefore be linked to the overall circulation induced by winds at the scale of the lagoon. Alekseenko et al. (2013) modeled hydrodynamics in Berre Lagoon and derived a linear relationship in which the elevation of the free surface of the lagoon increased with wind speed, attaining a maximum when the current reached the shore facing the wind direction. This linear relationship between Mistral and southeast winds on the one hand, and the free surface on the other hand, does not tally with our results for various reasons : (i) we considered the entire setup (including Stokes drift), (ii) Alekseenko et al. (2013) did not consider the observed range of wind conditions monitored in our study but only two very strong wind events (22.2 and 27.7 m.s^{-1}) the duration of which was not specified, (iii) wind variation, not taken into account in their study, can also play a role in setup, given the rapid reactivity of the wave regime to wind forcing.

Generally, a decrease in wave attenuation by vegetation is observed when the submergence ratio decreases (Fonseca and Calahan, 1992 ; Bouma et al., 2005). Prinos et al. (2010) and Koftis et al. (2013) worked in flume on artificial *Posidonia oceanica* meadows and shown a positive relation between wave attenuation in one hand and shoot density and submergence ratio in the other hand. An important setup will, thus, limit wave attenuation. In the fourth situation mentioned above, characterized by attenuation throughout the transect, the decreasing setup under Mistral winds could have played an important role in this process by lowering the submergence ratio. Under west winds, setup must have certainly limited wave attenuation by increasing this ratio. Between the 5 and 8 m.s^{-1} thresholds, setup is less important under west winds than under Mistral or southeast winds. Yet, the only attenuation observed at these wind speeds occurred over the back part of the meadow during west winds. This lower setup could explain in part the more

significant wave attenuation related to west winds.

In a flume study, Paul et al. (2012) observed a wave attenuation of 0.63 cm.m^{-1} from the front edge to the back edge of the meadow. Using the same calculation than Paul et al. (2012), we observed lower wave attenuation values above the meadow front edge (Mistral : 0.12 cm.m^{-1} , southeast : 0.26 cm.m^{-1} , west : 0.22 cm.m^{-1}) under relatively similar field wave, setup and meadow density conditions. When attenuation rates are calculated from the front to the back of the meadow under the same conditions as those reported by Paul et al. (2012) from their flume experiment, attenuation is reduced or a shoaling effect is observed. This low attenuation, compared to the measurements of Paul et al. (2012), could be due to (i) an underlying current and (ii) to meadow patchiness. Paul et al. (2012) demonstrated that an underlying current due to wave asymmetry could reduce the wave attenuation rate. This current effect will be investigated in another study in Berre Point. The low wave attenuation rates observed in Berre Point could also be due to the patchiness of the meadow which could locally have a more important impact on wave attenuation.

2.4.4 Expected impacts of wind-wave attenuation on the meadow

The literature shows contradictory reported or expected effects of wave attenuation on meadows. These contradictory effects are probably related to wave-current, wave-plant, and current-plant interaction patterns, the range of which must be extremely variable from one meadow to another. The current component has not been investigated in this study. Bouma et al. (2005) considered wave attenuation as beneficial to seagrass meadows because it enabled settling of sediments within the vegetated zone in the wake of attenuation. Waves will thus have no negative impact after attenuation. However, plants absorb wave energy which is translated into plant movement in the course of attenuation (Paul et al., 2012). In essence, therefore, a meadow could be impacted by waves before and during attenuation. The larger and more extensive the area of attenuation the likely the damage to the meadow will be more important. The presence of an underlying current generated by wave asymmetry could reduce wave attenuation (Paul et al.,

2012), but there are also chances that the meadow front edge and side edges could be eroded by this underlying current (Bouma et al., 2007), with possible bending of the canopy (Boller and Carrington, 2006). Edge erosion by currents could also be important because of current channeling among vegetated patches in a meadow. Whereas currents can lead to flattening of the canopy, the effect of such flattening on wave attenuation is considered small because orbital wave motion precludes constant bending over the wave cycle (Paul et al., 2012). Plant uprooting can also occur (as reported for kelp, for instance, by Seymour et al., 1989). In a seagrass meadow, leaf loss seems also a possibility, especially where epiphytes colonize these leaves, leading to increased weight and lesser flexibility that can lead to breaking, a feature observed in the field. Another aspect not investigated in our study but observed in the field was important turbidity that generally occurred half an hour after the first wind gusts. This important resuspension is linked to the generation of wind waves at Berre Point. Cabaço and Santos (2007) reported, for instance, important shoot mortality following burial of a meadow under 4 cm of settled sediments. Paquier et al., 2014c showed that sediments resuspended during the strong wind events reported from Berre Point are stored within and at the back of the meadow, and can, through shoot mortality, contribute to the variations in shoot density embodied in the differences in biometry shown in figure 2.3.

2.5 Acknowledgements

This study was realized during a PhD study funded by the “Provence Alpes Côte d’Azur” region, the European Union and the GIPREB (Gestion intégrée, prospective, restauration Etang de Berre). GIPREB is acknowledged for meadow mapping and for the help of their staff in the field (Guillaume Bernard, Nicolas Mayot and Florian Dandine). Météo France is acknowledged for weather data.

Bibliographie

- Alekseenko, E., Roux, B., Sukhinov, A., Kotarba, R., Fougere, D., 2013. Coastal hydrodynamics in a windy lagoon. *Computers & Fluids* 77, 24 – 35. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0045793013000571>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.compfluid.2013.02.003>.
- Anthony, E., Gardel, A., Gratiot, N., Proisy, C., Allison, M., Dolique, F., Fromard, F., 2010. The amazon-influenced muddy coast of south america : A review of mud bank-shoreline interactions. *Earth-Science Reviews* 103, 99–129.
- Bernard, G., Boudouresque, 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771407000728>, doi:10.1016/j.ecss.2007.03.003.
- Boller, M.L., Carrington, E., 2006. In situ measurements of hydrodynamic forces imposed on *chondrus crispus* stackhouse. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 337, 159–170. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022098106003285>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2006.06.011>.
- Borum, J., Sand-Jensen, K., Binzer, T., Pedersen, O., Greve, T., 2006. Oxygen movement in seagrasses, in : *Seagrasses : Biology, Ecology and Conservation*. Springer Netherlands,

pp. 255–270. URL : http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-2983-7_10, doi:10.1007/978-1-4020-2983-7_10.

Bouma, T., van Duren, L., Temmerman, S., Claverie, T., Blanco-Garcia, A., Ysebaert, T., Herman, P., 2007. Spatial flow and sedimentation patterns within patches of epibenthic structures : Combining field, flume and modelling experiments. *Continental Shelf Research* 27, 1020–1045. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434306004055>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.019>.

Bouma, T., Vries, M.D., Low, E., Peralta, G., Tanczos, I., de Koppel, J.V., Herman, P., 2005. Trade-offs related to ecosystem engineering : a case study on stiffness of emerging macrophytes. *Ecology* 86, 2187–2199. URL : <http://depot.knaw.nl/11662/>, doi:URN:NBN:NL:UI:17-11662.

Bradley, K., Houser, C., 2009. Relative velocity of seagrass blades : Implications for wave attenuation in low-energy environments. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* 114. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2007JF000951>, doi:10.1029/2007JF000951.

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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022098106004965>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2006.09.003>.

Cavallaro, L., Re, C., Paratore, G., Viviano, A., Foti, E., 2011. Response of *Posidonia oceanica* to wave motion in shallow-waters. preliminary experimental results. *Coastal Engineering Proceedings* 1. URL : <http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/view/1125>.

- Certain, R., Meul , S., Rey, V., Pinazo, C., 2005. Wave transformation on a microtidal barred beach (S te, France). *Journal of Marine Systems* 58, 19–34. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796305001235>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.06.001>.
- Chen, Q., Zhao, H., 2012. Theoretical models for wave energy dissipation caused by vegetation. *Journal of Engineering Mechanics* 138 (2), 221–230. doi:[http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)EM.1943-7889.0000318](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)EM.1943-7889.0000318).
- Chen, S.N., Sanford, L., Koch, E., Shi, F., North, E., 2007. A nearshore model to investigate the effects of seagrass bed geometry on wave attenuation and suspended sediment transport. *Estuaries and Coasts* 30, 296–310. URL : <http://dx.doi.org/10.1007/BF02700172>. 10.1007/BF02700172.
- Coulombier, T., Neumeier, U., Bernatchez, P., 2012. Sediment transport in a cold climate salt marsh (St. Lawrence Estuary, Canada), the importance of vegetation and waves. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 101, 64–75. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771412000406>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.014>.
- Fonseca, M.S., Calahan, J.A., 1992. A preliminary evaluation of wave attenuation by four species of seagrass. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 35, 565–576. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771405800393>, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714\(05\)80039-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714(05)80039-3).
- Gillanders, B.M., 2006. Seagrasses, fish, and fisheries, in : *Seagrasses : Biology, Ecology and Conservation*. Springer Netherlands, pp. 503–536. URL : http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-2983-7_21, doi:10.1007/1-4020-2983-7_21.
- Guyondet, T., Koutitonsky, V.G., 2008. Tidal and residual circulations in cou-

- pled restricted and leaky lagoons. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77, 396–408. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S027277140700460X>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2007.10.009>.
- Horikawa, K., 1988. *Nearshore Dynamics and Coastal Processes : Theory, Measurement and Predictive Models*. University of Tokyo Press.
- Jadhav, R.S., Chen, Q., Smith, J.M., 2013. Spectral distribution of wave energy dissipation by salt marsh vegetation. *Coastal Engineering* 77, 99–107. URL : <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.02.013>, doi :[10.1016/j.coastaleng.2013.02.013](http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.02.013).
- Koftis, T., Prinos, P., Stratigaki, V., 2013. Wave damping over artificial *Posidonia oceanica* meadow : A large-scale experimental study. *Coastal Engineering* 73, 71–83. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383912001640>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.10.007>.
- Lowe, R.J., Falter, J.L., Koseff, J.R., Monismith, S.G., Atkinson, M.J., 2007. Spectral wave flow attenuation within submerged canopies : Implications for wave energy dissipation. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 112. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003605>, doi :[10.1029/2006JC003605](http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003605).
- Lowe, R.L., Koseff, J.R., Monismith, S.G., 2005. Oscillatory flow through submerged canopies : 1. velocity structure. *J. Geophys. Res.* 110.
- Manca, E., Cáceres, I., Alsina, J., Stratigaki, V., Townend, I., Amos, C., 2012. Wave energy and wave-induced flow reduction by full-scale model *Posidonia oceanica* seagrass. *Continental Shelf Research* 50–51, 100–116. URL : <http://www.sciencedirect.com/>

- science/article/pii/S0278434312002841, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2012.10.008>.
- Mendez, F.J., Losada, I.J., 2004. An empirical model to estimate the propagation of random breaking and nonbreaking waves over vegetation fields. *Coastal Engineering* 51, 103–118. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383903001182>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2003.11.003>.
- Mendez, F.J., Losada, I.J., Losada, M.A., 1999. Hydrodynamics induced by wind waves in a vegetation field. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 104, 18383–18396. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/1999JC900119>, doi :10.1029/1999JC900119.
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research* 27, 1046–1059. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434307000027>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.07.009>.
- Ondiviela, B., Losada, I.J., Lara, J.L., Maza, M., Galván, C., Bouma, T.J., van Belzen, J., 2014. The role of seagrasses in coastal protection in a changing climate. *Coastal Engineering* 87, 158–168. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383913001889>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.11.005>. coasts@Risks : THESEUS, a new wave in coastal protection.
- Paquier, A.E., Meul  , S., Anthony, E.J., Bernard, G., 2014c. Sedimentation and erosion patterns in a low shoot-density *Zostera noltii* meadow in the fetch-limited Berre Lagoon, Mediterranean France. *Journal of coastal research, Special Issue* 70, 563–567.
- Paul, M., Amos, C., 2011. Spatial and seasonal variation in wave attenuation over *Zostera noltii*.

- Journal of Geophysical Research : Oceans 116. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006797>, doi :10.1029/2010JC006797.
- Paul, M., Bouma, T., Amos, C., 2012. Wave attenuation by submerged vegetation : combining the effect of organism traits and tidal current. *Mar Ecol Prog Ser* 444, 31–41. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v444/p31-41/>.
- Prinos, P., Stratigaki, V., Manca, E., Losada, I., Lara, J.L., Sclavo, M., Caceres, I., Sanchez-Arcilla, A., 2010. Wave propagation over *Posionia oceanica* : large scale experiments, Proceedings of the HYDRALAB III Joint User Meeting, Hannover.
- Pujol, D., Nepf, H., 2012. Breaker-generated turbulence in and above a seagrass meadow. *Continental Shelf Research* 49, 1–9. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434312002531>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2012.09.004>.
- Seymour, R., Tegner, M., Dayton, P., Parnell, P., 1989. Storm wave induced mortality of giant kelp, *Macrocystis pyrifera*, in Southern California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 28, 277–292. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0272771489900188>, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714\(89\)90018-8](http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714(89)90018-8).
- Short, F., Carruthers, T., Dennison, W., Waycott, M., 2007. Global seagrass distribution and diversity : A bioregional model. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 350, 3–20. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002209810700305X>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2007.06.012>.
- Stora, G., Arnoux, A., 1988. Effects on mediterranean lagoon macrobenthos of a river diversion : Assessment and analytical review, in : El-Sabh, M., Murty, T. (Eds.), *Natural and Man-Made*

- Hazards. Springer Netherlands, pp. 525–546. URL : http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-1433-9_35, doi :10.1007/978-94-009-1433-9_35.
- Sénéchal, N., Dupuis, H., Bonneton, P., Howa, H., Pedreros, R., 2001. Observation of irregular wave transformation in the surf zone over a gently sloping sandy beach on the French Atlantic coastline. *Oceanologica Acta* 24, 545–556. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0399178401011719>, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/S0399-1784\(01\)01171-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0399-1784(01)01171-9).
- Umgiesser, G., Sclavo, M., Carniel, S., Bergamasco, A., 2004. Exploring the bottom stress variability in the venice lagoon. *Journal of Marine Systems* 51, 161–178.
- Vacchi, M., Montefalcone, M., Bianchi, C.N., Morri, C., Ferrari, M., 2012. Hydrodynamic constraints to the seaward development of *Posidonia oceanica* meadows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 97, 58–65. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771411004859>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2011.11.024>.
- 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., Hughes, A.R., Kendrick, G.A., Kenworthy, W.J., Short, F.T., Williams, S.L., 2009. Accelerating loss of seagrasses across the globe threatens coastal ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 12377–12381. URL : <http://www.pnas.org/content/106/30/12377.abstract>, doi :10.1073/pnas.0905620106.
- Weitzman, J., Aveni-Deforge, K., Koseff, J., Thomas, F., 2013. Uptake of dissolved inorganic nitrogen by shallow seagrass communities exposed to wave-driven unsteady flow. *Marine ecology Progress series* 475, 65–83.
- Wilkie, L., O'Hare, M.T., Davidson, I., Dudley, B., Paterson, D.M., 2012. Particle trap-

ping and retention by *Zostera noltii* : A flume and field study. *Aquatic Botany* 102, 15–22. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0304377012000666>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.aquabot.2012.04.004>.

Winterwerp, J., de Graaff, R., Groeneweg, J., Luijendijk, A., 2007. Modelling of wave damping at Guyana mud coast. *Coastal Engineering* 54, 249–261.

Zeller, R.B., Weitzman, J.S., Abbett, M.E., Zarama, F.J., Fringer, O.B., Koseff, J.R., 2014. Improved parameterization of seagrass blade dynamics and wave attenuation based on numerical and laboratory experiments. *Limnology and Oceanography* 59, 251–266. URL : http://www.aslo.org/lo/toc/vol_59/issue_1/0251.html, doi :10.4319/lo.2014.59.1.0251.

Chapitre 3

Wind-driven and wave-induced currents in interaction with a patchy meadow in a fetch-limited lagoon

**Wind-driven and wave-induced currents in interaction with a patchy meadow in a
fetch-limited lagoon.**

Anne-Éléonore Paquier (1), Samuel Meulé (1), Edward J. Anthony (1)

*(1) Aix-Marseille Université, CNRS-IRD-Collège de France, UMR 7330 CEREGE, Technopôle de
l'Environnement Arbois-Méditerranée, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France*

En préparation

Abstract

The aim of this paper is to identify variations in the turbulent component of currents in and above a low shoot-density *Zostera noltei* meadow in an extremely fetch-limited setting, and the influence of wind waves on this turbulent component. We studied a meadow located in Berre Lagoon, a 155 km² brackish Mediterranean lagoon that has been subject to important disturbances in the course of the 20th century. Meadows regressed from more than 60 km² at the turn of the 20th century to only 0.015 km² in 2007. Measurements of currents were conducted in the course of three experiments in spring 2012 under different wind conditions. An analysis of current velocities and directions as a function of wave height, wind speed and wind direction was carried out but particular interest was given to the turbulent kinetic energy (TKE). Using the TKE method, a decomposition of the turbulent component of the current velocities was conducted, enabling the dissociation of wave-induced variance from the turbulence-induced variance. This allowed evaluation of the contribution of waves, which can be important in a fetch-limited setting. Our study shows that along a vertical profile in a bay occupied by a seagrass meadow, the water column is composed of several superposed layers previously identified by other authors (the Above Canopy Layer (ACaL), the Transition Zone Canopy Layer (TZCaL) and the within Canopy Layer (CaL)), and involving non-linear processes and complex interactions. The results show, however, that the vertical distribution of TKE above the meadow was strongly influenced by wind. The identified layers have been defined as a function of wind speed, wind direction, current speed, current direction, waves, and meadow characteristics. The ACaL includes a Wind-Driven Current Layer (WiDCL) and a Wind-Driven and Wave-Induced Current interaction Layer (WiDWICL). The WiDCL is characterised by a strong current and important TKE and is highly influenced by wind speed. The flow direction of this layer is linked to the wind (and wave) direction. The WiDWICL is a second layer of high current velocity and important TKE associated with a larger contribution from waves. This layer is hypothetically linked to the interaction of wind-driven processes and a wave-induced current. The TZCaL is charac-

terised by current acceleration and an increase in TKE but also by an important contribution from waves interacting with the top of the canopy. A skimming flow is thus developed above the canopy. This layer enables the dissipation of wave energy and current energy. Inside the TZCal, canopy height varied as a function of current speed and the passage of wind waves. The CaL is characterised by a strong attenuation of the various observed processes due to the presence of the meadow.

keywords : Fetch-limited setting, shallow water, *Zostera noltei* meadow, wind-driven current, wave-induced current, wind wave, turbulent kinetic energy.

3.1 Introduction

Seagrass meadows attenuate waves (e.g. Mendez and Losada, 2004, Koftis et al., 2013) and currents (e.g. Fonseca and Fisher, 1986, Widdows et al., 2008, Manca et al., 2012). Several studies have highlighted the influence of seagrass meadows on currents. Some papers have highlighted an attenuation of current velocities in the canopy (e.g. Neumeier, 2007, Widdows et al., 2008) depending on plant species and plant characteristics such as shoot density (Gambi et al., 1990, Widdows et al., 2008), plant stiffness (Peralta et al., 2008), distribution of biomass along the stem (Bouma et al., 2005) or the submergence ratio (Bouma et al., 2005). A skimming flow corresponding to low energy in the canopy is generally observed above the canopy (Neumeier, 2007). A deflection of currents around patches which increases sedimentation in the patches and erosion around the patches was observed by Bouma et al. (2007). Compared to a non-vegetated bed, turbulence increases in the canopy (Fonseca and Koehl, 2006), particularly near the bed (Pujol and Nepf, 2012) and at the front edge of vegetation (Neumeier, 2007). But, within the meadow, turbulence is reduced near the bed and increases at the top of the canopy (Neumeier, 2007, Granata et al., 2001).

The turbulent component of currents includes wave-induced turbulence (e.g. Soulsby and Humphery, 1990, Williams et al., 1999). The influence of wave-induced flow on turbulence has also been observed for wind waves (Verney et al., 2007). But, to our knowledge, the impact of wind waves on currents and turbulence in and over a meadow have not yet been studied in an extremely fetch-limited setting dominated by wind waves. The aim of this paper is to understand the variations of the turbulent component of current and the wind-wave influence on this turbulent component in and above a low shoot-density *Zostera noltei* meadow in an extremely fetch-limited setting.

3.1.1 Study site

We studied a meadow located in Berre lagoon, a 155 km² brackish lagoon in the southeast France (fig. 3.1a). The lagoon is connected to the sea by the Caronte canal (figure 3.1,b). Berre lagoon is ecologically perturbed because of urban and industrial pollution and inflow of the Durance River, diverted into the lagoon (EDF canal) for hydropower. The commissioning of several hydropower plants in 1966 resulted in an increase in freshwater and silt inputs into the lagoon (Stora and Arnoux, 1988). Berre lagoon was occupied by more than 60 km² of *Zostera marina* and *Zostera noltei* meadows at the turn of the 20th century. But, following these disturbances, *Zostera marina* meadows disappeared completely, while *Zostera noltei* meadows regressed down to only 0.015 km². Even though silt and freshwater inputs were drastically reduced respectively in the 1980s and 1990s, *Zostera noltei* has not significantly gained ground (Bernard et al., 2007).

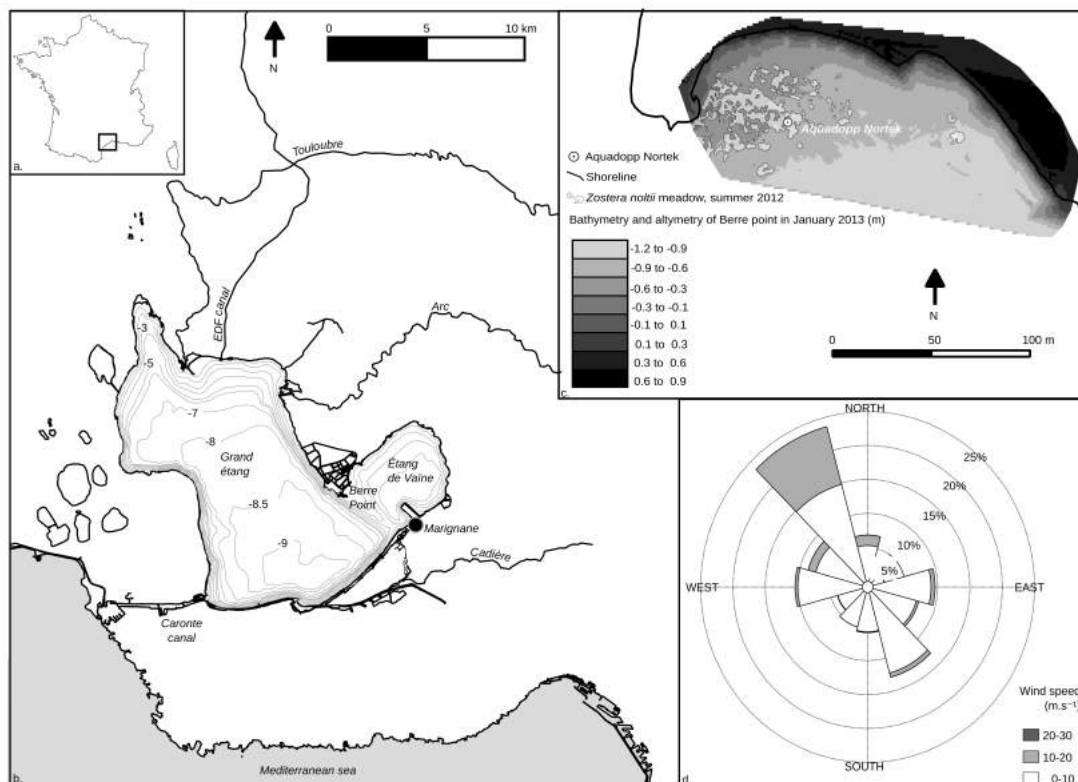


FIGURE 3.1 – Study area. a. Location in France. b. Berre lagoon with star indicating the study site of Berre Point. c. Elevation and bathymetry of Berre Point and stations situation d. Mean wind rose for Berre lagoon from the Météo-France weather station in Marignane between 1949 and 2009.

Berre lagoon is dominated by northwest (Mistral) and southeast winds, followed by winds from west and east (fig. 3.1d). Strong winds (speeds higher than 10 m.s^{-1}) are nearly equally distributed throughout the year but are slightly more common in winter and spring (27.6% from January to March, 26.6% from April to June, 22.7% from July to September and 23.1% from October to December). Berre Point, the site in which the experiments were conducted, is exposed to the following wind-wave fetches : Mistral - 12 km, southeast winds - 4 km, and west winds - 8 km. Berre Point faces a shallow bay ($< 2 \text{ m}$ deep) occupied by a receding *Zostera noltei* meadow (fig. 3.1c). Paquier et al. (2014a) measured the most rapid meadow growth rates in spring. On March 28, 2012, a few days prior to the first of the three current experiments, mean shoot density was $856.25 \pm 11 \text{ shoot.m}^{-2}$ and mean leaf length was $0.19 \pm 0.04 \text{ m}$. Figure 3.1c shows a patchy *Zostera noltei* meadow in summer 2012.

3.2 Methodology

A current profiler (Aquapro HD Nortek[®]) was deployed in a small non-vegetated patch in the middle of the meadow in order to avoid disturbance by leaves (fig. 3.1c). Measurements were conducted on three occasions of a few hours each in Spring 2012 (April 8, 2012, April 18, 2012, April 25 and 26, 2012). The hourly mean wind directions and speeds that prevailed in the course of the three experiments were retrieved from Marignane Météo-France weather station. The current profiler was deployed with the sensors in a downlooking position at 0.70 m of the bed. Currents were measured on 0.03 m cells at 4 Hz in bursts of 2048 seconds each. Mean current directions were averaged for each vertical cell on 256 samples. The blank was of 0.1 m. The current profiler was coupled with a pressure sensor. Currents and pressure were measured at

the same rate. For each burst, significant wave height (H_s) and peak period (T_p) were calculated using linear wave theory. Water level variations were calculated for each burst and were referenced to French ordnance datum (0 NGF, equated with mean sea level, MSL).

In shallow water, water flow can be turbulent, especially in and over a meadow. The Reynolds number was thus calculated to evaluate the flow regime, using the following equation :

$$Re = \frac{\rho \cdot V \cdot h}{\mu}$$

where ρ is the water density in kg.m^{-3} , V the mean depth-integrated current velocity in m.s^{-1} , h is the characteristic length of turbulence (considered as the depth of the water column in m in shallow water) and μ , the dynamic viscosity of sea water in Pa.s. The limit between the transition and the turbulent regime is generally fixed around 2500.

The turbulent kinetic energy (TKE) is a good proxy for the current pattern. Current velocity can be decomposed as $u = \bar{U} + u'$ where u is the instantaneous current velocity, $\bar{U}$ is the time-averaged current velocity and u' is the turbulence. In settings dominated by currents, TKE has been calculated from the instantaneous current velocity (Coulombier et al., 2012, Neumeier, 2007) using the following equation :

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

where u' , v' and w' are the turbulences associated with the three components of instantaneous current velocity. In a fetch-limited setting, wind-waves can contribute significantly to turbulence associated with currents. We generated an energy spectrum of each component of turbulence (u' , v' and w'). On the 8192 samples of each burst, we applied a FFT (Hanning windows of 128 s with 50% of overlapping). The integration of each complete spectrum allowed us to evaluate the variance of the current associated with each component of turbulence. We calculated the TKE for the complete spectrum (hereafter named TKE_s) as half of the sum of the three integrated spectra. We validated the method by comparing TKE_s and TKE calculated using the equation

(3.2) (fig. 3.3). The data are well fitted even though the dispersion is slightly more important for the southeast wind event.

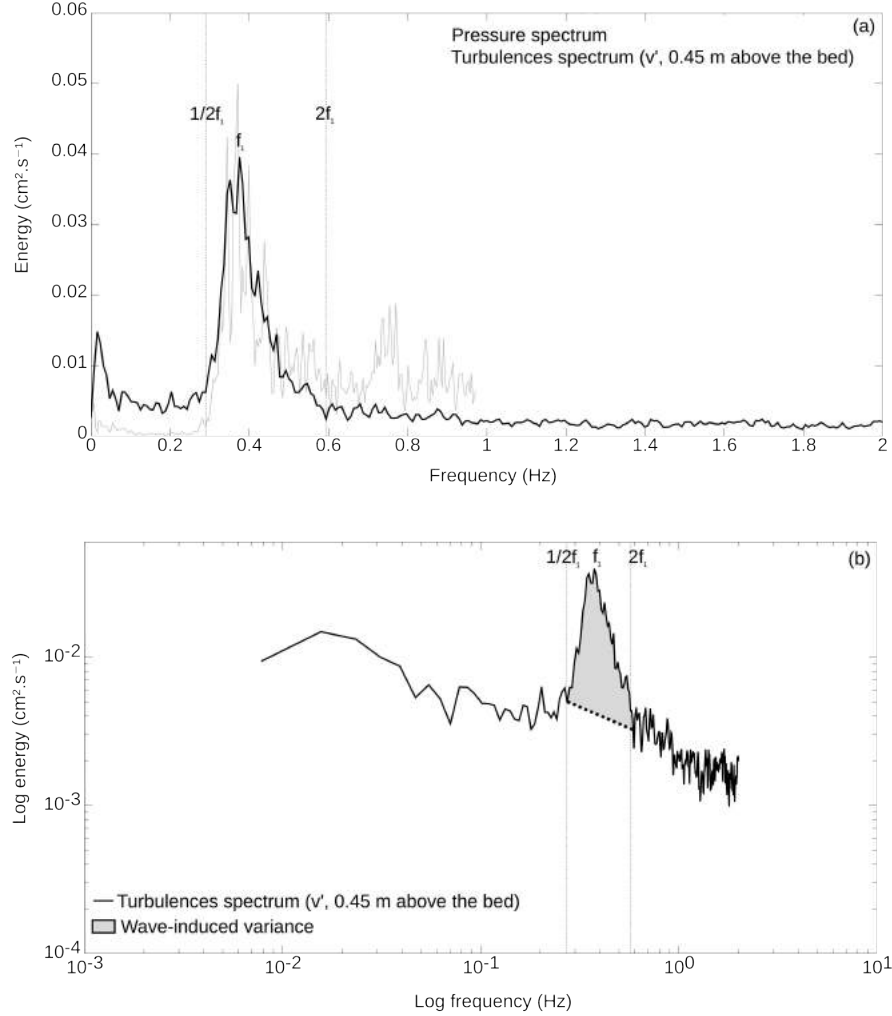


FIGURE 3.2 – (a) Pressure and turbulences spectra. (b) Log of turbulences spectrum. The grey area above the dotted line corresponds to the wind wave-induced turbulences.

Soulsby and Humphery (1990) has shown that the contribution of waves can be delimited from these spectra by the frequency range of wave occurrence (fig. 3.2a). Thus, for each current component, it is possible to dissociate wave-induced variance (u'_w, v'_w and w'_w) from the turbulence-induced variance (u'_t, v'_t and w'_t) (Soulsby and Humphery, 1990). Stapleton and Hunt-

ley (1995) purposed a spectral method to dissociate the wave-induced variance. TKE is therefore calculated without wave-induced variance (named hereafter TKE_c). We modified the Stapleton and Huntley algorithm in order to extract automatically the wave-induced variance between the sub-harmonics $2f_1$ and $f_1/2$ where f_1 is the first harmonic (fig. 3.2). When the spectrum is plotted on log-log axes, the wave-induced variance can be separated by a straight line (Soulsby and Humphery, 1990 and fig. 3.2b). For each current component, the spectrum without wave-induced variance was integrated. TKE_c was calculated as half of the sum of three integrated spectra (for u' , v' and w') without the wave contribution. The comparison of TKE_s and TKE_c allows for calculation of the wave contribution to turbulence (TKE_w).

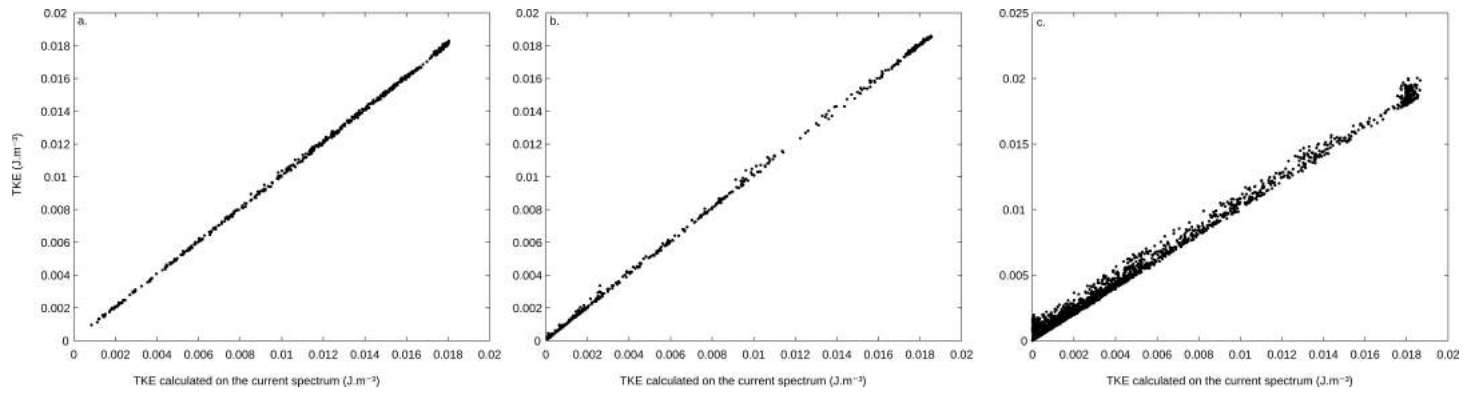


FIGURE 3.3 — Comparison of TKE_s and TKE calculated using the equation (3.2) for the Mistral event (a), the west wind event (b) and the southeast wind event (c).

3.3 Results

3.3.1 Hydrodynamics conditions

The currents were measured in the meadow under different wind conditions. The first wind event monitored on April 8, 2012 was a Mistral one with a wind peak speed of 17.8 m.s^{-1} (fig. 3.4). The second event monitored on April 18, 2012 was a west wind one characterised by two phases (fig. 3.5). During the first phase, the wind was oriented west-northwest and the peak speed was 5.2 m.s^{-1} . During the second phase, the wind was oriented west-southwest and the peak speed was 7.3 m.s^{-1} . The third event monitored on April 24 and 25, 2012 was a southeast wind event that lasted more than 24 hours. During this experiment, the peak wind speed attained 12.8 m.s^{-1} (fig. 3.6).

Mistral event

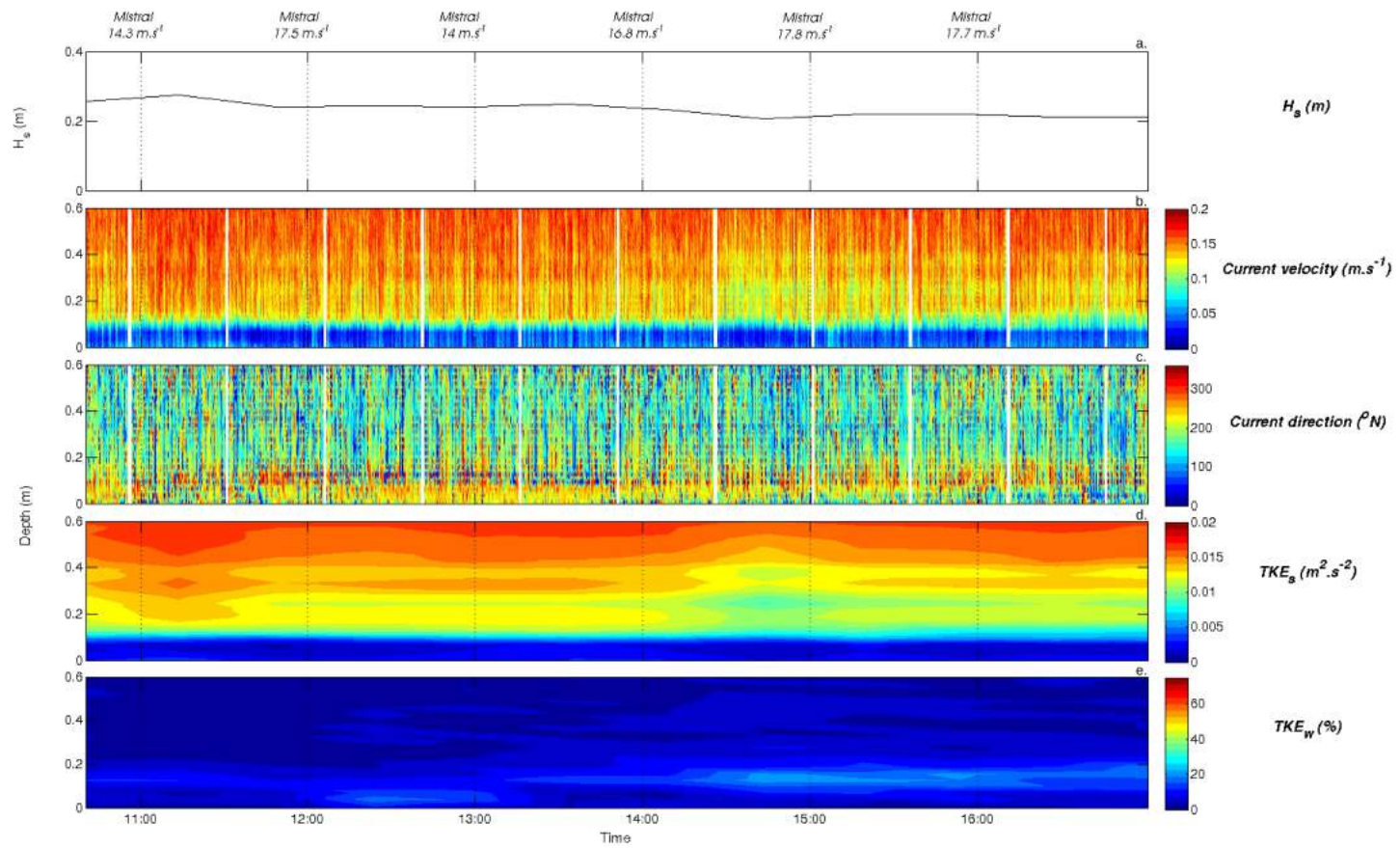


FIGURE 3.4 — H_s in m (a), current intensity in m.s⁻¹ (b), current mean direction in °N (c), TKE calculated on the current spectrum named TKE_s (d) and percentage of wave contribution to energy named TKE_w (e) during the Mistral event.

At the peak of the wind, waves attained a height of 0.25 m above the meadow and had a period of 4.2 s (fig. 3.4a). The water level was 0.26 m above MSL. The current speed reached a maximum of 0.19 m.s^{-1} at $z=0.6 \text{ m}$, varied slightly in the water column and decreased dramatically in the last 0.1 m of water above the bed (fig. 3.4b). The flow regime was turbulent (Re ranged between 7400 and 8400) and current direction was non-homogeneous vertically (fig. 3.4c), currents heading south to south-southeast from 0.2 to 0.6 m above the bed, and, west to west-northwest from 0.2 m to the bed. TKE_s showed high values at depths of 0.4 to 0.6 m above the bed. At $z=0.4 \text{ m}$, TKE_s began to decrease. It increased locally around 0.3 and 0.15 above the bed and decreased dramatically at $z=0.2 \text{ m}$ (fig. 3.4d). Wave contribution (TKE_w) was low throughout the water column. It reached a maximum around $z=0.2 \text{ m}$ with a contribution of 25% to the turbulence (fig. 3.4e).

West wind event

This west wind event involved two phases. The first was characterised by a moderate west-northwest wind and the second by a more intense west-southwest wind. During the wind peak of the first phase, wave height reached 0.11 m with a period of 2.7 s (fig. 3.5a). The water level was 0.3 m above MSL. Current speed was moderate (maximum of 0.1 m.s^{-1} at $z=0.6 \text{ m}$), varied between 0.4 m and 0.05 m above the bed and, then decreased dramatically (fig. 3.5b). The flow regime was turbulent (Re ranged between 2700 and 4100). The current direction was, as in the case of the previous event, non-homogeneous : (i) directed eastward between 0.4 and 0.6 m above the bed, (ii) exhibited a change around $z=0.4 \text{ m}$; (iii) directed southeastward from 0.15 to 0.4 m above the bed, (iv) exhibited another change around $z=0.15 \text{ m}$, and (v) headed northeast or east in the 0.15 m above the bed (fig. 3.5c). TKE_s were low throughout the water column with two minima around $z=0.3 \text{ m}$ and 0.1 m above the bed (fig. 3.5d). The wave contribution was important especially between 0.35 and 0.6 m. It decreased dramatically around $z=0.3 \text{ m}$ and then around $z=0.1 \text{ m}$ (fig. 3.5i).

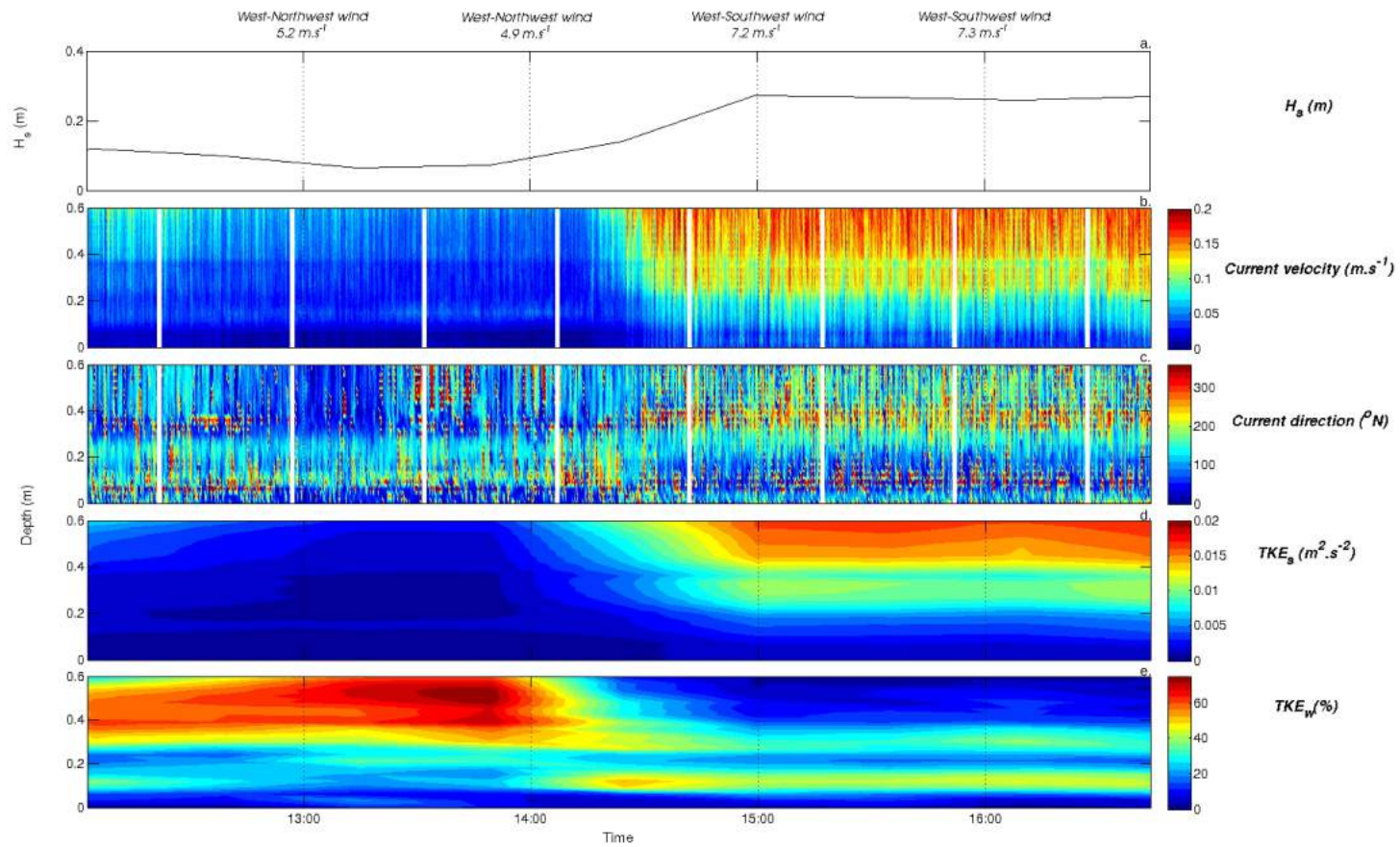


FIGURE 3.5 — H_s in m (a), current intensity in m.s^{-1} (b), current mean direction in $^{\circ}\text{N}$ (c), TKE calculated on the current spectrum named TKE_s (d) and percentage of wave contribution to energy named TKE_w (e) during the west wind event.

During the second phase of the event, waves were higher but with the same period ($H_s=0.27$ m, $T_p= 2.7$ s, fig. 3.5a), while the water level was stable. The current speed was maximum at $z= 0.6$ m (0.18 m.s^{-1}), decreased punctually at $z=0.4$ m, increased at $z=0.35$ m and decreased in the last 0.2 m above the bed (fig. 3.5b). The flow regime was turbulent (Re ranged between 7900 and 8300). As in the course of the first phase, current directions were non-homogeneous vertically and showed important changes around 0.4 and 0.2 m above the bed. Four directions were recorded : (i) from 0.6 to 0.4 m above the bed, currents flowed south, (ii) between 0.4 and 0.3 m above the bed they headed west, (iii) between 0.3 and 0.2 m they flowed anew toward the south, and (iv) in the 0.2 m near the bed, their direction varied from northwest to northeast (fig. 3.5c). $TK E_s$ was higher than during the first phase and decreased from the top of the water column to the seabed with a slight increase around $z=0.25$ m and a dramatic loss at $z=0.4$ m (fig. 3.5d). The wave contribution was moderate and increased around $z=0.1$ and $z=0.3$ m to attain 40 to 50% (fig. 3.5e).

Southeast wind event

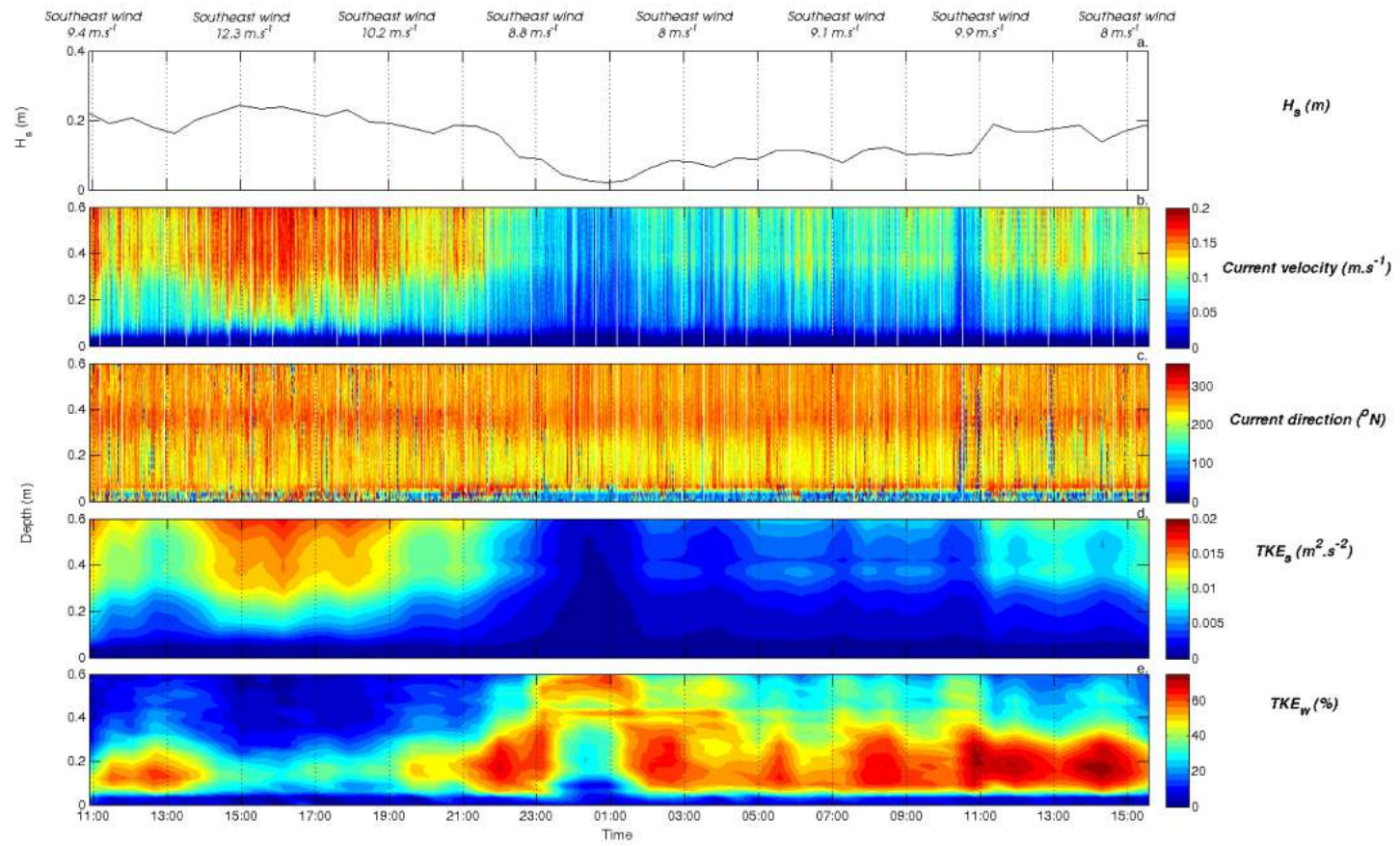


FIGURE 3.6 – H_s in m (a), current intensity in m.s⁻¹ (b), current mean direction in °N (c), TKE calculated on the current spectrum named TKE_s (d) and percentage of wave contribution to energy named TKE_w (e) during the southeast wind event.

At the maximum of wind speed, waves had the same characteristics as in the course of the second phase of the west wind event (figs. 3.6a) but water level was higher than during the other events (MSL+0.5 m). Current speed was important at $z=0.6$ m (0.18 m.s^{-1}), decreased at 0.3 m and was low in the 0.05 m near the bed (fig. 3.6b). The flow regime was turbulent : Re ranged between 2800 and 11400. Current direction was again non-homogeneous. Between 0.45 and 0.6 m over the bed currents flowed northwest ; (ii) between 0.45 and 0.35 m above the bed, their direction was west-northwest ; (iii) from 0.35 to 0.05 m, they flowed towards the southwest, and (iv) in the 0.05 m near the bed, they headed east or southeast (fig. 3.5f). At the beginning of the event, TKE_s showed a decrease from the top to the bottom of the water column with a sharp loss around $z=0.2$ m. As wind speed decreased, so did TKE_s between 0.2 and 0.6 m above the bed (fig. 3.5d). The wave contribution was moderate between 0.4 and 0.6 m over the bed (40 to 50 %), high between 0.1 and 0.35 m (50 to 75 %), and low in the 0.1 m near bed (less than 20 %, fig. 3.5e).

3.4 Discussion and conclusion

During the field measurements, the Reynolds Number was high, indicating that the flow regime was turbulent throughout all moderate and strong wind conditions. We will describe here the water column along a vertical profile as the superposition of several layers involving non-linear processes in complex interaction. Figure 3.7 synthesizes the results and describes the vertical profile for each wind condition. We recall that the data were collected from the upper mid-water column to the bottom layer.

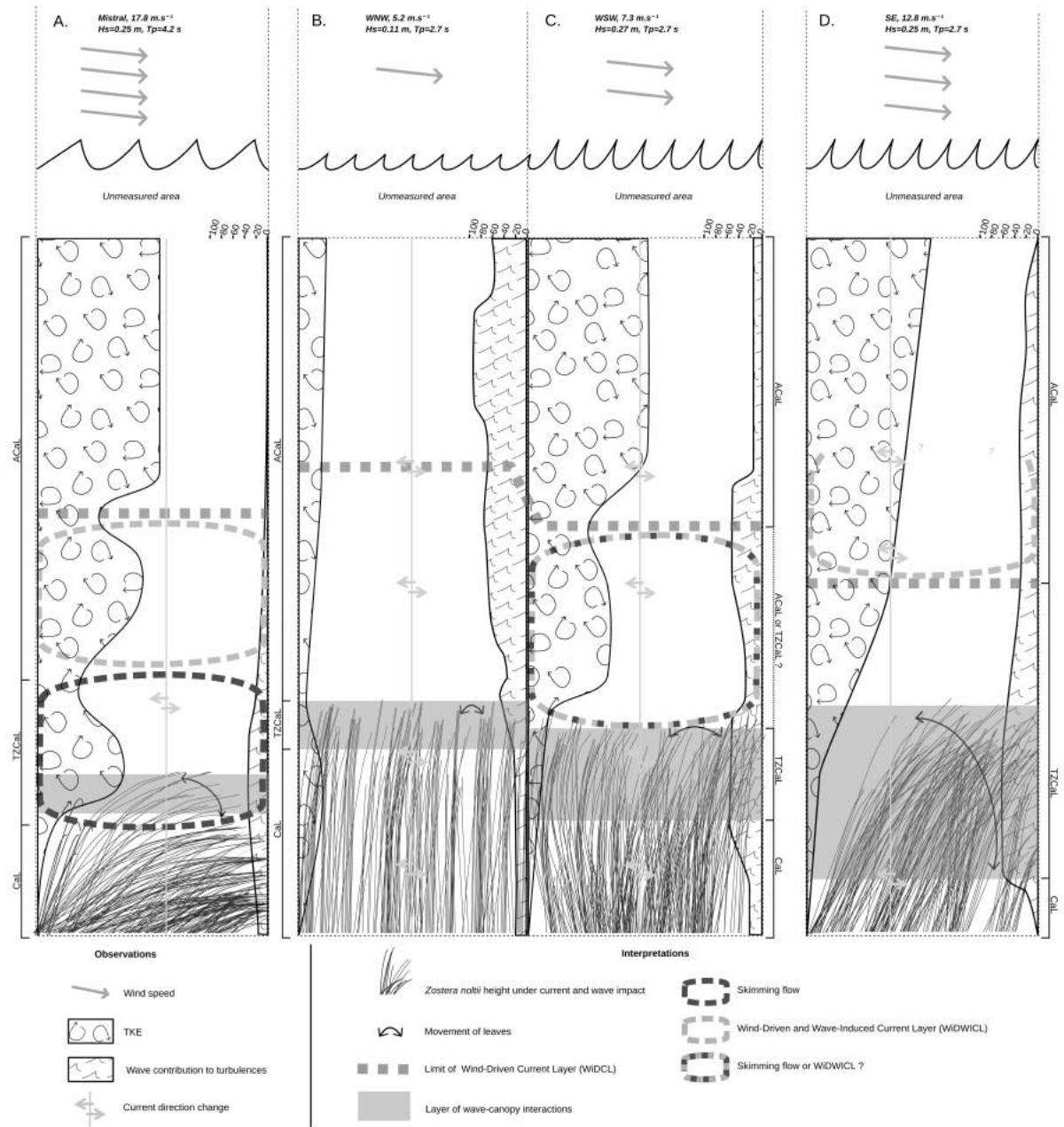


FIGURE 3.7 – Resume of processes observed on Berre Point under different wind conditions.

3.4.1 Wind-Driven Current Layer (WiDCL)

In shallow water, part of the momentum of the wind is transferred to the water surface through wind shear stress. This process generates a wind-driven current layer (WiDCL in figure 3.7). This WiDCL is identified here as the upper mid-water column. Our results show a rapid response of this layer (current direction, current intensity and TKE) to strong winds, which is typical of strongly fetch-limited lagoons. TKE and its vertical penetration increase with wind speed, but they also depend on the direction of the wind. For instance, a moderate southeast wind event (fig. 3.7D) generates the same TKE in the upper mid-water column as a strong Mistral event (fig. 3.7A). The flow direction should be consistent with the prevailing wind direction, which is the case during a southeast wind event (fig. 3.7D). On the opposite, when the wind blows from west-southwest, the resulting current heads south-southeast (fig. 3.7C). Paquier et al. (2014a) identified a morphological control on wave height caused by refraction in the bay. We hypothesize that the WiDCL is in strong interaction with waves and a **Wave-Induced Current Layer (WiDCL)**. The WiDCL is diverted and its direction becomes strongly non-consistent with the prevailing wind direction. Under Mistral and west-northwest wind conditions, the WiDCL direction deviated slightly compared to the wind direction (fig. 3.7A, B). These intermediate cases are due to strong winds and low interaction between a strong WiDCL and a weak WiDCL. In the upper mid-water column, wave contribution to turbulence is negatively correlated with TKE. In the upper mid-water column, wind is the main controlling factor.

3.4.2 Wind-Driven and Wave-Induced Current interaction Layer (WiDWICL)

Under the WiDCL, current velocity is still strong. Wave contribution increases but slowly, and a second peak of strong TKE is present. This layer is hypothetically a zone where wind-driven processes may strongly interact with a wave-induced current, which increases shear stress and then TKE. Above the WiDWICL, the current is strongly dominated by wind processes, as stated above, and this entails a decrease of wave-induced current. Inside the WiDWICL wave

orbital velocities may contribute to the overall current but not to TKE. This pattern is clearly observed during the Mistral event, and reported in figure 3.7A. During a moderate event, such as that of the west-northwest event, waves are negligible and do not generate currents within the WiDWICL (fig. 3.7B). During the moderate southeast event, this layer is either inexistent or merges with the WiDCL (fig. 3.7D). The WiDWICL is also difficult to identify during the moderate west-southwest event (fig. 3.7C). It seems to be either inexistent or merges with the underlying layer.

3.4.3 Meadow layers

Gambi et al. (1990) and Lefebvre et al. (2010) described the vertical profile in the presence of a subaquatic meadow and defined three layers : (1) an **Above Canopy Layer (ACaL)**, where current velocity is important and TKE low ; (2) a **Transition Zone Canopy Layer (TZCaL)**, at the canopy/water interface, where current velocity increases and TKE is high ; (3) a **within Canopy Layer (CaL)** with low and relatively constant current velocity and low TKE. First, to define these widths of these layers, we need to estimate the meadow canopy height. From our own field study (movie available on [http ://www.gladys-littoral.org/en/resume/anne-eleonore-paquier](http://www.gladys-littoral.org/en/resume/anne-eleonore-paquier)), we observed that leaves move under wave influence but were also pressed downwards by currents. Leaf bending was observed by Boller and Carrington (2006), Paul et al. (2012) and Fonseca et al. (1982). An oscillatory movement of the canopy under unidirectional flow was described by Ackerman and Okubo (1993) as a fluctuation caused by the hydroelasticity of plants (monami). Lefebvre et al. (2010) observed large-scale flow oscillations at the canopy surface that can be related to the canopy 'monami'. We observed a canopy movement in the field (movie 1) that we attribute mainly to the passage of waves. The bending of the leaves is modulated by wave passage. This modulation is weak when the current is strong because the mean bending angle increases with current intensity (Fonseca et al., 1982). Therefore during a weak west-northwest event, the canopy height should be approximated as the mean value of leaf length of *Zostera noltei*. During a strong Mistral event, we can estimate the instantaneous meadow canopy height

as the half leaf length i.e. 0.1 m.

The ACaL incorporates both the WiDCL and WiDWICL, which have been described above.

The TZCaL is clearly identified as a shear layer with a significant increase in current velocity and TKE above the meadow canopy during the Mistral and the west wind event, thus highlighting the meadow impact. A possible explanation could be that meadow leaves move under the effect of more contributive wind waves which create a change in current direction that could be associated with a skimming flow (concentration of energy deflected by the meadow), as observed by Gambi et al. (1990) or Neumeier (2007).

The CaL is characterised by unstable flow direction, low current velocity, low TKE and low wave contribution near the bed. This highlights the meadow impact on water flow through a strong attenuation of these processes. The thickness of this layer seems to vary as a function of the wave contribution. Notwithstanding the prevalence at depth of a strong current during a Mistral event, the CAL attains a width of 0.1 m. But during west and the southeast wind events, when wave contribution is more important at the bottom of the TZCal, the thickness of the CaL is reduced to 0.05 cm. Paquier et al. (2014a) shown that the Berre Point meadow attenuates wind waves but wave attenuation rates measured at this site are low compared to those measured by Paul et al. (2012). The currents could also have an impact on wind-wave attenuation over the meadow as shown by Paul et al. (2012).

3.4.4 Expected impacts on the meadow

Prior to the hydropower developments along the EDF canal which have been discharged freshwater in Berre Lagoon, the meadows, comprising a mixture of *Zostera marina* and *Zostera noltei* were quite extensive. *Zostera noltei* was thus protected from currents and wind-wave impacts by the larger leaves of *Zostera marina*. With the decrease in salinity in the lagoon and the disappearance of *Zostera marina*, *Zostera noltei* became much more exposed to currents and the impacts of wind waves. This may be one of the prime causes of the reduction of this species in Berre Lagoon, and of its incapacity to regenerate following their initial regression

under the impact of the hydrological changes in the lagoon. Currents and waves can limit the spread of seagrasses (Madsen et al., 2001). Currents speed increase on the front and side edges of meadows (Neumeier, 2007) and can erode them (Bouma et al., 2007). Currents can thus be reduced in these interfacial areas and the shoots situated in the patches protected (Luhar and Nepf, 2013). In a patchy residual meadow such as that of Berre Lagoon, currents could have important consequences on meadow destabilization because patches are small and each of them can be subject to erosion at its edges.

Berre Lagoon is exposed to wind waves much of the time that are expected to have a pronounced impact on meadows in shallow water (Fonseca and Bell, 1998). Only wind waves higher than 0.4 m are attenuated over a meadow of a density equivalent to that measured in the course of the current experiments (Paquier et al., 2014a). A wind wave of 0.4 offshore corresponds to very small waves above the centre of the meadow (minimum 0.05 m). Current speed and TKE are relatively high when wave heights reach 0.25 above the meadow. The meadow is also impacted by small wind waves and, when wind intensity increases, by currents. The combination of wind waves and currents can seriously damage the meadow. Wind waves damage the meadow before and in the wave attenuation area, whereas currents erode the edges of the meadow and enhance the area of impact of wind waves by reducing wave attenuation (Paul et al., 2012). In Berre lagoon, winds are active throughout the year as mentioned above, and especially during winter and spring. But, spring is the growing period of *Zostera noltei*. The meadow is thus impacted all year long but particularly during its growing period. The combination of recurrent wind-waves and currents is therefore a combination that constrains meadow extension.

3.5 acknowledgments

This study was realized in the course of a PhD financed by the “Provence Alpes Côte d’Azur” Region, the European Union and the GIPREB (Gestion intégrée, prospective, restauration étang de Berre). GIPREB and Météo France are respectively acknowledged for meadow mapping and

wind data.

Bibliographie

Ackerman, J., Okubo, A., 1993. Reduced mixing in a marine macrophyte canopy. *Functional Ecology* 7, 305–309.

Bernard, G., Boudouresque, 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771407000728>, doi :10.1016/j.ecss.2007.03.003.

Boller, M.L., Carrington, E., 2006. In situ measurements of hydrodynamic forces imposed on *chondrus crispus* stackhouse. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 337, 159–170. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022098106003285>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2006.06.011>.

Bouma, T., van Duren, L., Temmerman, S., Claverie, T., Blanco-Garcia, A., Ysebaert, T., Herman, P., 2007. Spatial flow and sedimentation patterns within patches of epibenthic structures : Combining field, flume and modelling experiments. *Continental Shelf Research* 27, 1020–1045. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434306004055>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.019>.

Bouma, T., Vries, M.D., Low, E., Peralta, G., Tanczos, I., de Koppel, J.V., Herman, P., 2005.

- Trade-offs related to ecosystem engineering : a case study on stiffness of emerging macrophytes. *Ecology* 86, 2187–2199. URL : <http://depot.knaw.nl/11662/>, doi :URN:NBN:NL:UI:17-11662.
- Coulombier, T., Neumeier, U., Bernatchez, P., 2012. Sediment transport in a cold climate salt marsh (St. Lawrence Estuary, Canada), the importance of vegetation and waves. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 101, 64–75. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771412000406>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.014>.
- Fonseca, M., Fisher, J., 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., Fisher, J., Zieman, J., Thayer, G., 1982. Influence of the seagrass, *Zostera marina* L., on current flow. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 15, 351–364. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0272771482900464>, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714\(82\)90046-4](http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714(82)90046-4).
- Fonseca, M.S., Bell, S.S., 1998. Influence of physical setting on seagrass landscapes near beaufort, North Carolina, USA. *Marine Ecology-Progress Series* 171, 109–121.
- Fonseca, M.S., Koehl, M., 2006. Flow in seagrass canopies : The influence of patch width. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67, 1 – 9. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771405003252>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2005.09.018>.
- Gambi, M., Nowell, A., Jumars, P., 1990. Flume observations on flow dynamics in *Zostera marina* (eelgrass) beds. *Marine Ecology Progress Series* 61, 159–169.
- Granata, T.C., Serra, T., Colomer, J., Casamitjana, X., Duarte, C.M., Gacia, E., 2001. Flow and particle distributions in a nearshore seagrass meadow before and after a storm. *Marine Eco-*

- logy Progress Series 218, 95–106. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v218/p95-106/>, doi :10.3354/meps218095.
- Koftis, T., Prinos, P., Stratigaki, V., 2013. Wave damping over artificial posidonia oceanica meadow : A large-scale experimental study. Coastal Engineering 73, 71–83. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383912001640>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.10.007>.
- Lefebvre, A., Thompson, C., Amos, C., 2010. Influence of zostera marina canopies on uni-directional flow, hydraulic roughness and sediment movement. Continental Shelf Research 30, 1783–1794. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434310002633>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2010.08.006>.
- Luhar, M., Nepf, H.M., 2013. From the blade scale to the reach scale : A characterization of aquatic vegetative drag. Advances in Water Resources 51, 305–316. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170812000322>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.02.002>. 35th Year Anniversary Issue.
- Madsen, J., Chambers, P., James, W., Koch, E., Westlake, D., 2001. The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. Hydrobiologia 444, 71–84. URL : <http://dx.doi.org/10.1023/A%3A1017520800568>, doi :10.1023/A:1017520800568.
- Manca, E., Cáceres, I., Alsina, J., Stratigaki, V., Townend, I., Amos, C., 2012. Wave energy and wave-induced flow reduction by full-scale model Posidonia oceanica seagrass. Continental Shelf Research 50–51, 100–116. URL : <http://www.sciencedirect.com/>

- science/article/pii/S0278434312002841, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2012.10.008>.
- Mendez, F.J., Losada, I.J., 2004. An empirical model to estimate the propagation of random breaking and nonbreaking waves over vegetation fields. *Coastal Engineering* 51, 103–118. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383903001182>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2003.11.003>.
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research* 27, 1046–1059. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434307000027>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.07.009>.
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., Larroudé, P., 2014a. Interactions between wind-waves and a low shoot density *Zostera noltii* meadow in a fetch limited micro-tidal lagoon. In prep .
- Paul, M., Bouma, T., Amos, C., 2012. Wave attenuation by submerged vegetation : combining the effect of organism traits and tidal current. *Mar Ecol Prog Ser* 444, 31–41. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v444/p31-41/>.
- Peralta, G., van Duren, L., Morris, E., Bouma, T., 2008. Consequences of shoot density and stiffness for ecosystem engineering by benthic macrophytes in flow dominated areas : a hydrodynamic flume study. *Mar Ecol Prog Ser* 368, 103–115. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v368/p103-115/>.
- Pujol, D., Nepf, H., 2012. Breaker-generated turbulence in and above a seagrass meadow. *Continental Shelf Research* 49, 1–9. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434312002531>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2012.09.004>.

- Soulsby, R., Humphery, J., 1990. Field observations of wave-current interaction at the seabed. Kluwer Academic Publishers. pp. 413–428.
- Stapleton, K., Huntley, D., 1995. Seabed stress determinations using the inertial dissipation method and the turbulent kinetic energy method. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 807–815. URL : <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3290200906>, doi :10.1002/esp.3290200906.
- Stora, G., Arnoux, A., 1988. Effects on mediterranean lagoon macrobenthos of a river diversion : Assessment and analytical review, in : El-Sabh, M., Murty, T. (Eds.), *Natural and Man-Made Hazards*. Springer Netherlands, pp. 525–546. URL : http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-1433-9_35, doi :10.1007/978-94-009-1433-9_35.
- 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434306003396>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2006.10.005>.
- Widdows, J., Pope, N., Brinsley, M., Asmus, H., Asmus, R., 2008. Effects of seagrass beds (*Zostera noltii* and *Z. marina*) on near-bed hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Ecology Progress Series* 358, 125–136. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v358/p125-136/>, doi :10.3354/meps07338.
- Williams, J., Rose, C., Thorne, P., O'Connor, B., Humphery, J., Hardcastle, P., Moores, S., Cooke, J., Wilson, D., 1999. Field observations and predictions of bed shear stress-sand vertical suspended sediment concentration profiles in wave-current conditions. *Continental Shelf Research* 19, 507–536. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434398000983>, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(98\)00098-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(98)00098-3).

Chapitre 4

Sedimentation and erosion patterns in a low shoot-density *Zostera noltei* meadow in the fetch-limited Berre lagoon, Mediterranean France

**Sedimentation and erosion patterns in a low shoot-density *Zostera noltei* meadow
in the fetch-limited Berre lagoon, Mediterranean France.**

Anne-Éléonore Paquier (1), Samuel Meulé (1), Edward J. Anthony (1), Guillaume Bernard (2)

*(1) Aix-Marseille Université, CNRS-IRD-Collège de France, UM 7330 CEREGE, Technopôle de
l'Environnement Arbois-Méditerranée, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France*

(2) GIPREB, cours mirabeau - 13130 Berre l'étang, France

*Proceedings 13th International Coastal Symposium (Durban, South Africa), Journal of Coastal
Research, Special Issue No. 70, pp. 563-567, ISSN 0749-0208, received 30 November 2013 ;
accepted 21 February 2014.*

Abstract

Seagrass meadows fulfill several coastal ecosystem services that include coastal protection, provision of shelter for fishes and fish nesting sites, and water oxygenation. These aspects are hinged in part on the capacity of these meadows to attenuate waves and to slow down currents. Berre lagoon (area : 155 km²) is a fetch-limited, micro-tidal brackish water body on the French Mediterranean coast. At the turn of the 20th century, the lagoon was occupied by extensive meadows of *Zostera marina* and *Zostera noltei*. Urban and industrial pollution and freshwater diversion into the lagoon contributed to the complete disappearance of *Zostera marina* while *Zostera noltei* declined dramatically. Since the 1970s, these sources of perturbation have been drastically reduced but with no appreciable effect on *Zostera noltei*. A study was carried out on a receding *Zostera noltei* meadow occupying a small shallow bay (< 2 m deep) fronting a beach over a 14-month period in order to monitor both patterns of shoot density and erosion and accretion in the bay. Berre lagoon experiences short-fetch waves generated by northwesterly “Mistral” winds that exhibit a seasonal pattern. Shoot density shows a markedly seasonal trend that does not appear to be related to bed changes, which evened out over the study period. The data show that bed changes are less marked over the *Zostera noltei* meadow, and are more important in non-colonized areas, as well as along the beach, which exhibits sediment rotation. These patterns are probably reflect the influence of the meadow on wave dissipation patterns.

keywords : Seagrass, strong wind events, beach protection, beach rotation.

4.1 Introduction

Seagrass meadows are known to fulfill a number of coastal ecosystem services that include shoreline stabilization (Short et al., 2007), provision of shelter and food for fishes and fish nesting sites (Gillanders, 2006) and water oxygenation (Borum et al., 2006). These aspects are hinged in part on the capacity of these meadows to attenuate waves (Fonseca and Calahan, 1992, Chen et al., 2007, Lowe et al., 2007, Paul and Amos, 2011, Paul et al., 2012, Koftis et al., 2013) and to slow down currents (Neumeier, 2007). These meadows are decreasing under direct impacts from coastal development and dredging activities and indirect impacts from declining water quality (Waycott et al., 2009). There is therefore a need to protect them, especially when they are in disturbed coastal ecosystems such as coastal lagoons or estuaries subject to changes in sedimentation and erosion patterns. In these fetch-limited environments, wind waves can have important impacts on seagrass meadows by inducing meadow burial from sediment fallout or erosion of the meadow bed. The aim of this paper is to link spatial sedimentation and erosion patterns in a fetch-limited lagoon setting in the western Mediterranean with shoot density patterns in a small *Zostera noltei* meadow that has suffered considerably over the last century.

4.1.1 Study site

Berre lagoon, one of the largest Mediterranean coastal lagoons (155 km²), is a brackish water body located in southeastern France (Fig. 4.1a). It is bordered on the seaward side by the Nerthe hill range (Fig. 4.1b). This semi-enclosed ecosystem is connected to the Mediterranean Sea through by the narrow Caronte Channel (Fig. 4.1b). The lagoon is composed of two main basins : "Grand étang" and "Etang de Vaïne". Berre lagoon receives water and sediments from three small river catchments : the Touloubre (730 km²), the Arc (400 km²) and the Cadière (73 km²) covering a total surface area of 1200 km² (Gouze et al., 2008). Wind data from the nearby Marignane weather station between 1949 and 2008 (Fig. 4.1d) show that the lagoon is dominantly affected by northwestern winds (the Mistral), which account for 41.4% of the record

and also exhibit the highest speeds (up to 30 m.s^{-1}). southeasterly winds come next (29.1% with a maximum of 23 m.s^{-1}). Strong winds (speeds higher than 10 m.s^{-1}) are nearly equally distributed throughout the year but are slightly more common in winter and spring (27.6% from January to March, 26.6% from April to June, 22.7% from July to September and 23.1% from October to December). Berre lagoon is a virtually tideless, fetch-limited setting in which the wave regime consists of only short-fetch waves with periods of 2 to 4s.

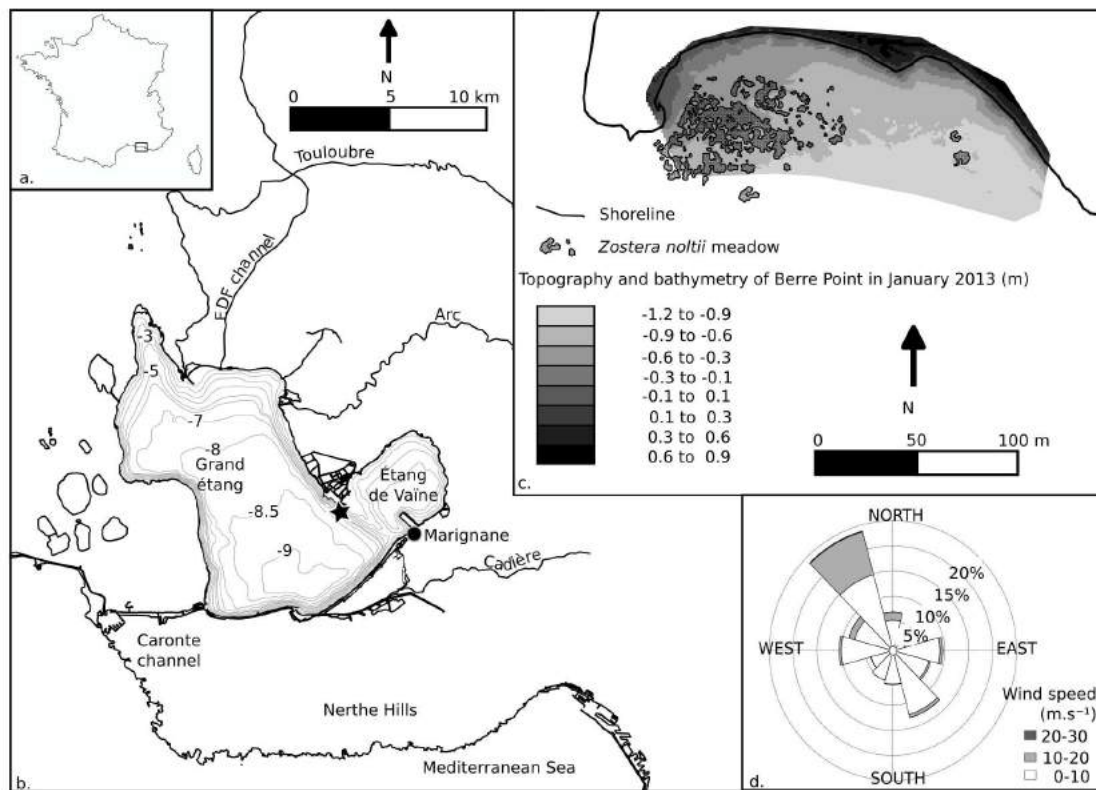


FIGURE 4.1 – Study area. a. Location in France. b. Berre lagoon with star indicating the study site of Berre Point. c. Elevation and bathymetry of Berre point. d. Mean wind rose for Berre lagoon from the Météo France weather station in Marignane between 1949 and 2009.

At the turn of the 20th century, the lagoon was occupied by extensive meadows of *Zostera marina* and *Zostera noltei*, probably exceeding 60 km^2 (Bernard et al., 2007). Urban and industrial pollution and the diversion of Durance River for hydroelectric power in 1966 resulted in an

increase in freshwater and silt inputs, perturbing the lagoon (Stora and Arnoux, 1988). *Zostera* meadows declined dramatically over the century. *Zostera marina* disappeared completely, whereas *Zostera noltei* has been reduced to four patches covering only 0.015 km². Since the 1980s and 1990s, freshwater and silts inputs from the Durance hydroelectric plant have been drastically reduced, with legally imposed limitation of freshwater and silt inputs since 1995. Between the 1970s and the 1990s urban and domestic pollution have also been drastically reduced. Notwithstanding, the area colonized by *Zostera noltei* has not increased significantly (Bernard et al., 2007).



FIGURE 4.2 — Photograph showing part of the low shoot-density meadow at Berre Point (March 28, 2012).

Our study was carried out on a receding *Zostera noltei* meadow (Fig. 4.2) occupying a shallow bay (less than 2 m deep) at the southeast of "Grand étang" on Berre Point (Fig. 4.1b and Fig. 4.1c). The elevation of the beach bordering the meadow attains 0.65 m above mean sea level. The slope is 1.53% in the eastern part of the beach, 1.43% in the central part, and 1.46% in the western part¹ (Fig. 4.1c). Berre Point is exposed to the two dominant winds, but the Mistral

1. Erratum : on January 22, 2013, The slope is 10.6% in the eastern part of the beach, 6.34% in the central part, and 3.56% in the western part

fetch of 12 km is three times more important than that of the southeasterly winds.

4.2 Methods

7 high-resolution topographic surveys covering both the beach and the submerged meadow bed were conducted with a DGPS Trimble RTK between February 2012 and March 2013. From the data, 1 m-cell digital elevation models (DEM) were computed using a Delaunay triangulation method. The surveys were referenced to 0 NGF (French sea-level datum). Each summer from 2009 to 2012, the meadow limits were mapped from aerial photographs and validated by the GPS measurements in the field. From March 2012 to March 2013, measurements of meadow biometry were also conducted monthly at Berre point. Shoot densities were measured at 20 randomly chosen stations using a 0.2 x 0.2 quadrat. Due to low water temperatures, the number of measured stations was reduced during the 3 winter visits (2 in March 2012 and 1 in January 2013). Hourly wind speeds and directions (measurements at an elevation of 10 m) from Marignane weather station for our study period (Fig. 4.1b) were used to constrain the forcing conditions in the lagoon.

4.3 Results

Figure 4.3 shows changes in bathymetry of the meadow and in topography of the adjacent beach between February 22, 2012 and March 21, 2013 (Fig. 4.3a). The maps show that changes can attain up to + 0.7 m even when only time periods of a few months are considered. February 22, 2012 to June 8, 2012 (Fig. 4.3a) was dominated by erosion of the meadow substrate, whereas the beach showed alongshore alternations of erosion and accretion. The trend changes almost completely from June 9, 2012 to October 3, 2012 (Fig. 4.3b), characterized by net overall accretion. The October 4, 2012 to January 22, 2013 (Fig. 4.3c) pattern once again differs from that of the preceding months. The meadow zone showed hardly any change, but the beach showed alongshore alternations of erosion and accretion that are nearly the reverse of those observed

between February 22, 2012 and June 8, 2012 (Fig. 4.3a). From January 23, 2013 to March 21, 2013 (Fig. 4.3d), the trend along the beach showed anew the reverse of the pattern in the preceding three months with accretion dominating in the west and mild erosion in the east. Much of the meadow one again showed little change whereas the subtidal zone between the beach and the meadow underwent mild accretion. A specific feature of this last survey was a 20 m-large and 100 m-wide swathe of erosion east of the meadow.

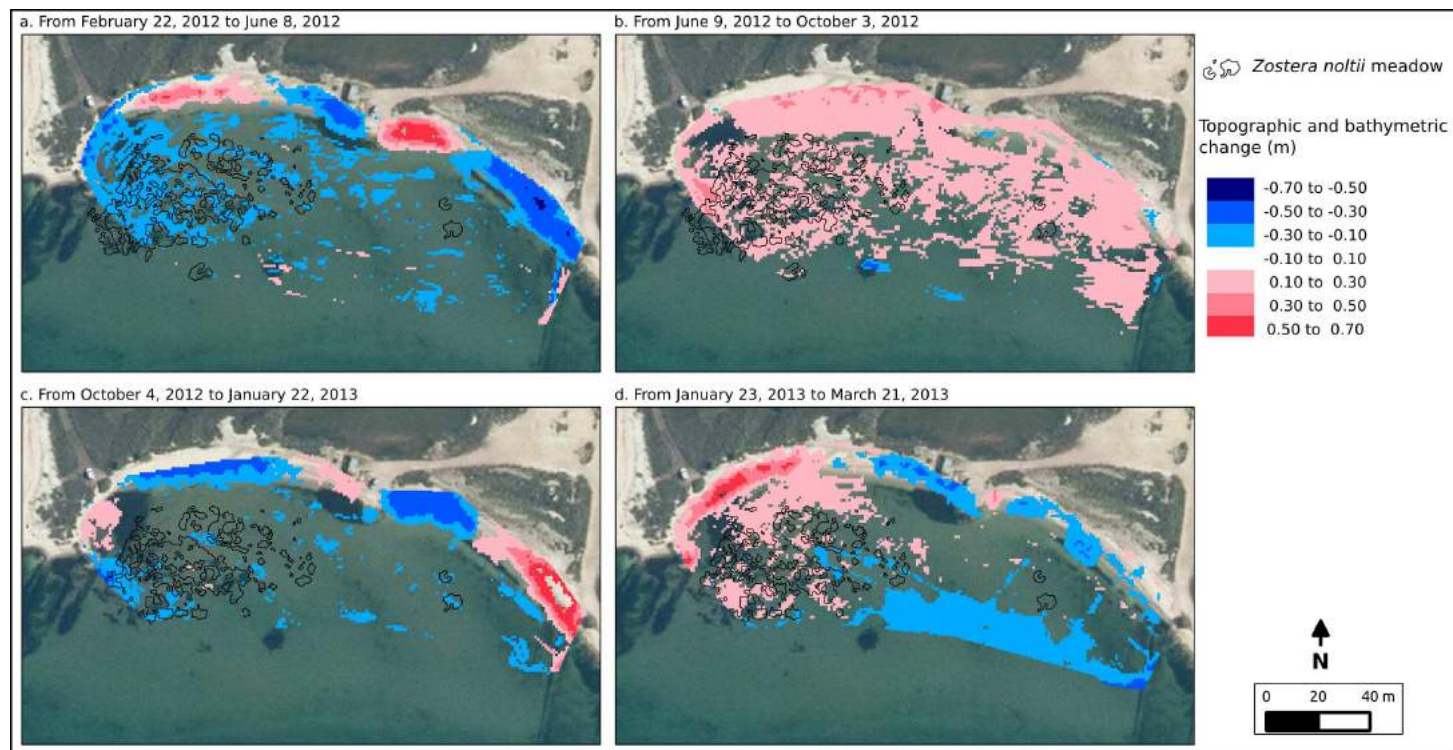


FIGURE 4.3 – Seasonal topographic and bathymetric changes observed at Berre Point between February 2012 and March 2013. The margin error is evaluated to $\pm$ 10 cm.

Zostera noltei shoot density over the period March 2012 to March 2013 showed a cyclic pattern of increase from spring to summer, followed by a decrease in autumn and winter and then, an increase in the following spring (Fig. 4.4). The mean density increased from 559.72 ± 187 shoot.m⁻² on March 1, 2012 to 1037.5 ± 480 shoot.m⁻² on June 6, 2012. It then decreased down to 531.25 ± 221 shoot.m⁻² on November 15, 2012, and further decreased to 536.36 ± 182 shoot.m⁻² on January 8, 2013, before increasing once more to 1098 ± 412 shoot.m⁻² on March 12, 2013.

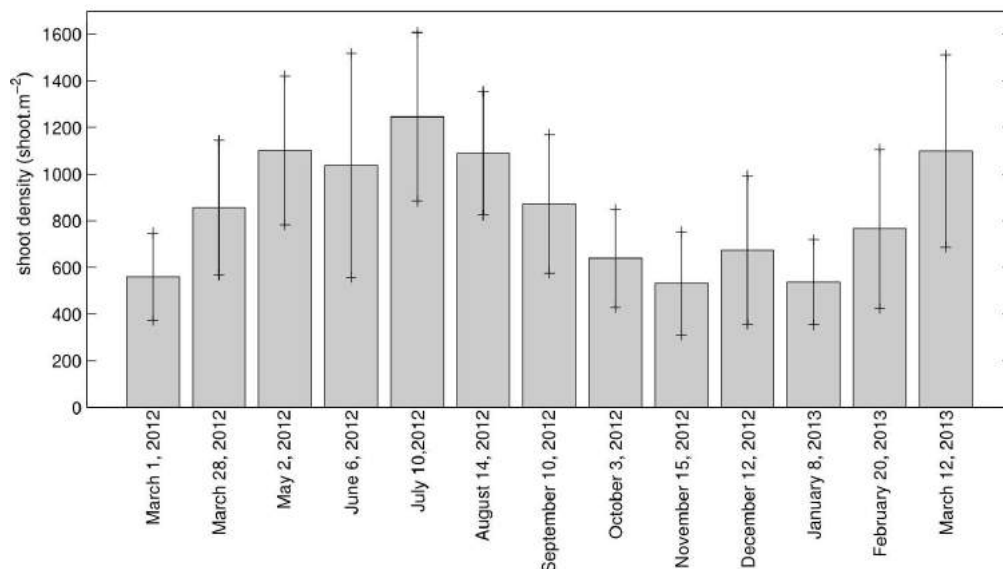


FIGURE 4.4 – Mean shoot density measured at Berre Point between March 2012 and March 2013. Standard errors are represented by black crosses.

The wind speed conditions corresponding to the four periods of time are shown in Fig. 4.5. Spring 2012 wind speeds exceeding 10 m.s⁻¹ occurred 9.97% of the time (8.09% from the northwest and 1.87% from the southeast). Summer winds speeds higher than 10 m.s⁻¹ occurred 7.01% of the time (6.55% from the northwest and 0.46% from the southeast). The autumn months showed a higher frequency of strong winds, which composed 9.49% of all recorded winds (8.51% from the northwest and 0.52% from the southeast). The winter 2013 wind speed are the highest with 19.31% of wind higher than 10 m.s⁻¹ (15.43% from northwest and 1.29%

from southeast). It is interesting to note that two exceptional events characterized by wind speeds from the northwest in excess of 22.3 and 22.9 m.s^{-1} over periods of 24 hours occurred on March 4, 2013 and on March,17, 2013.

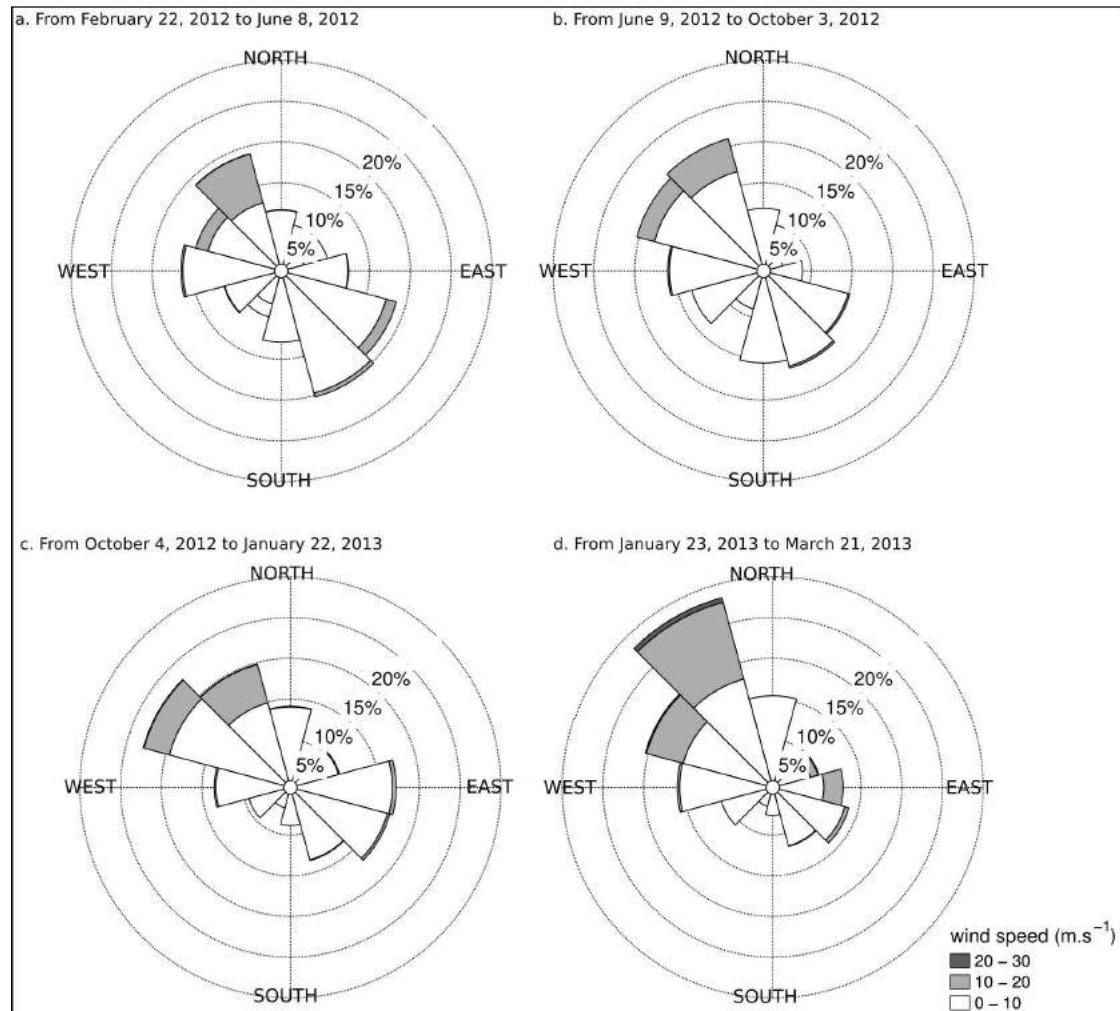


FIGURE 4.5 – Winds observed in Marignane between February 2012 and March 2013.

4.4 Discussion

The discussion will focus on three points : patterns of bathymetric and beach topographic change, tentative conclusions that can be drawn from these patterns regarding the role and the

fate of the subsisting *Zostera noltei* meadows in Berre lagoon, and the possible relationship between these patterns and shoot density.

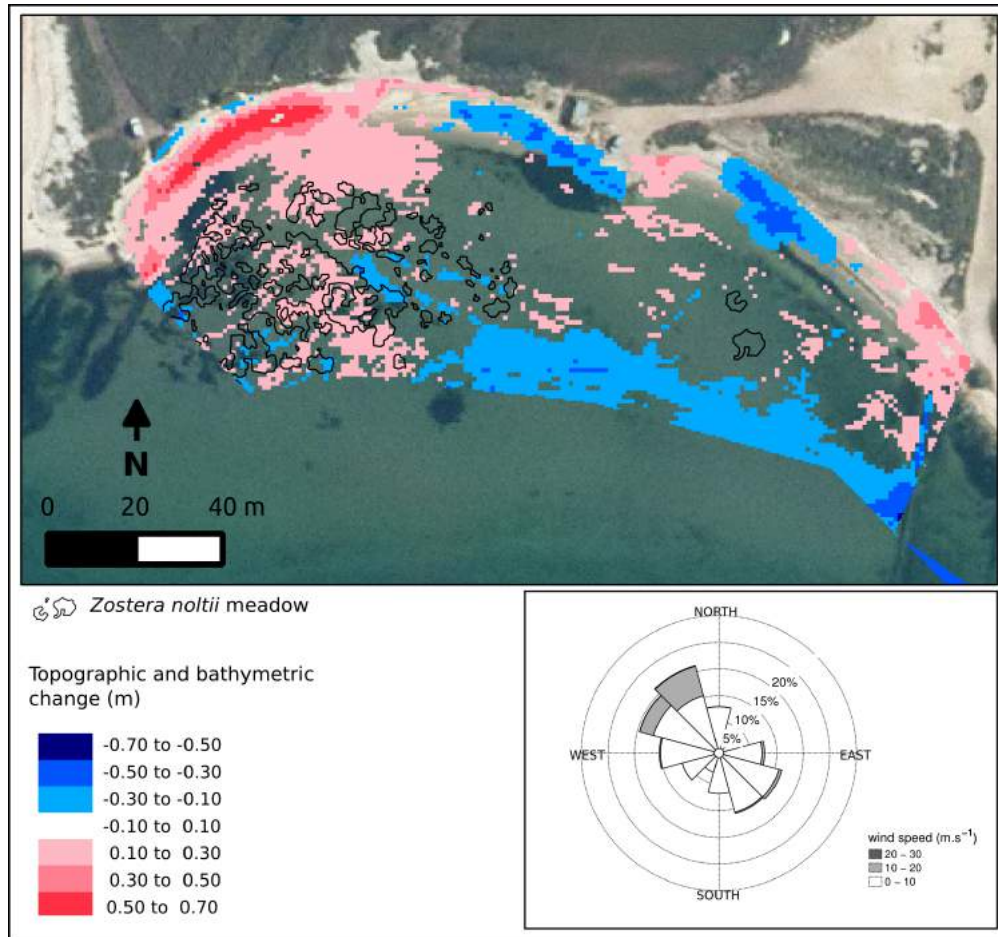


FIGURE 4.6 – Net topographic and bathymetric change and wind conditions at Berre Point between February 22, 2012 and March 21, 2013. The margin error of net topographic and bathymetric change is evaluated to ± 10 cm.

Figure 4.6 is a map synthesizing the net change over the study period. It shows that the western sector of Berre Point landward of the meadow underwent net accretion, especially the beach. Accretion diminished in the subtidal zone but was still notable in the *Zostera noltei* meadow. On the other hand, the central and eastern beach sectors show alternations of accretion and erosion. Overall, the areas that accreted from June 8, 2012 to October 3, 2012 (Fig. 4.3b) were eroded from October 4, 2012 to January 22, 2013 (Fig. 4.3c), with the inverse condition observed for

areas that were stable or eroded from June 8, 2012 to October 3, 2012. The waves and currents generated by the winds affecting the lagoon resulted in a sediment circulation pattern that seems to correspond to a form of beach ‘rotation’ from one part of the headland-bound bay to the other. This rotation is clearly linked to the bay orientation relative to the two dominant winds because the beach shows in the same sector accretion during a northwest wind event and erosion during a southeast event. Although the datasets are relatively short, they are interesting in highlighting, to our knowledge, for the first time, rotation in a fetch-limited lagoon beach system, rotation being a commonly described process on ocean-facing beaches exposed to larger waves (Thomas et al., 2011). These observations suggest that the sediment exchanges are the response of a mobile sediment stock to forcing induced by the commonality of strong winds in the lagoon, in spite of the low fetch conditions. However, a scrutiny of the spatial patterns of erosion and accretion shows that the meadow is not just a passive element in the overall sediment dynamics of the study site. Bernard et al. (2007) clearly demonstrated that the recession of Berre Point meadow is hinged on a low shoot density. It would be expected that this low-shoot density meadow does not play a role in seabed protection against erosion. Figure 4.6 shows that this is not the case. The largest accretion occurred in the bay sector occupied by *Zostera noltei*. This spatial pattern may reflect the effect of refraction and diffraction of the dominant waves from the northwest around the western headland of the bay, by creating a low energy shadow zone in this sector that favours circulation of sediments derived from the east and from the subtidal zone. However, there is a strong likelihood that this accretion has also been favoured by wave and current dissipation over the meadow. The milder bathymetry of the western part of the bay (Fig. 4.1), including the meadow, and the gentler beach slope suggests that this sector may be acting as a net sediment sink. At the same time, the presence of the meadow also generates a shelter effect for this sector from strong southeasterly wind-wave events. The eastern sector of the bay where the *Zostera noltei* meadow is lacking is more exposed to these events, just as it is to refracted waves from the northwest and the currents generated by winds from these two directions. The swathe of erosion between January 22, 2013 and March 21, 2013, mentioned earlier (Fig. 4.3d), has been unique

to this period, as the earlier surveys did not highlight significant changes in this swathe. The net change corresponds to exceptional northwest wind events that occurred on March 4, 2013 and on March 17, 2013. On a seasonal basis, the summer period between June and October appears to be most favourable in terms of overall accretion of the bay (Fig. 4.3b), although these results will need to be further confirmed by future studies. Finally, the cyclic shoot density pattern exhibited by the Berre Lagoon meadow (Fig. 4.4) follows a seasonal evolution that is similar to that of other meadows reported by Auby and Labourg (1996), with growth from spring to Summer probably stimulated by the warmer temperatures and longer days.

4.5 Conclusion

A study conducted over the period between March 2012 and March 2013 has shown patterns of erosion and accretion in a Mediterranean seagrass meadow and its adjacent beach, as well as trends in shoot density growth. The results show that although the meadow is of limited extent, it does play a role in pattern of sedimentation and erosion both in the subtidal zone and along the beach in the shelter of this meadow. Although the beach sedimentation and erosion patterns may reflect the effect of bay orientation relative to the dominant northwesterly wind-waves and currents generated by these winds, it appears likely that the *Zostera noltei* meadow also contributes to beach protection by acting as a buffer between these events and the beach. No apparent relationship between seasonal shoot density growth, characterised by an increase in summer, and the seasonal patterns of morphological change, seems to come out from the datasets. Further studies will be needed to confirm more clearly the results of this one year study.

4.6 Acknowledgements

This study was realized during a PhD work which is financed by the “Provence Alpes Côte d’Azur” region, the European Union and the GIPREB (Gestion intégrée, prospective, restaura-

tion étang de Berre). GIPREB and Météo France are respectively acknowledged for meadow mapping and weather data.

Bibliographie

- Auby, I., Labourg, P.J., 1996. Seasonal dynamics of *Zostera noltii* hornem. in the bay of Arcachon (France). *Journal of Sea Research* 35, 269–277. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1385110196907546>, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S1385-1101\(96\)90754-6](http://dx.doi.org/10.1016/S1385-1101(96)90754-6).
- Bernard, G., Boudouresque, 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771407000728>, doi:10.1016/j.ecss.2007.03.003.
- Borum, J., Sand-Jensen, K., Binzer, T., Pedersen, O., Greve, T., 2006. Oxygen movement in seagrasses, in : *Seagrasses : Biology, Ecology and Conservation*. Springer Netherlands, pp. 255–270. URL : http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-2983-7_10, doi:10.1007/978-1-4020-2983-7_10.
- Chen, S.N., Sanford, L., Koch, E., Shi, F., North, E., 2007. A nearshore model to investigate the effects of seagrass bed geometry on wave attenuation and suspended sediment transport. *Estuaries and Coasts* 30, 296–310. URL : <http://dx.doi.org/10.1007/BF02700172>. 10.1007/BF02700172.
- Fonseca, M.S., Calahan, J.A., 1992. A preliminary evaluation of wave attenuation by four species of seagrass. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 35, 565–

576. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771405800393>, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714\(05\)80039-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714(05)80039-3).
- Gillanders, B.M., 2006. Seagrasses, fish, and fisheries, in : *Seagrasses : Biology, Ecology and Conservation*. Springer Netherlands, pp. 503–536. URL : http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-2983-7_21, doi :10.1007/1-4020-2983-7_21.
- Gouze, E., Raimbault, P., Garcia, N., Bernard, G., Picon, P., 2008. Nutrient and suspended matter discharge by tributaries into the Berre Lagoon (France) : The contribution of flood events to the matter budget. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 233 – 244. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071307003987>, doi :10.1016/j.crte.2007.12.007.
- Koftis, T., Prinos, P., Stratigaki, V., 2013. Wave damping over artificial *Posidonia oceanica* meadow : A large-scale experimental study. *Coastal Engineering* 73, 71–83. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383912001640>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.10.007>.
- Lowe, R.J., Falter, J.L., Koseff, J.R., Monismith, S.G., Atkinson, M.J., 2007. Spectral wave flow attenuation within submerged canopies : Implications for wave energy dissipation. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 112. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003605>, doi :10.1029/2006JC003605.
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research* 27, 1046–1059. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434307000027>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.07.009>.
- Paul, M., Amos, C., 2011. Spatial and seasonal variation in wave attenuation over *Zostera noltii*.

- Journal of Geophysical Research : Oceans 116. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006797>, doi :10.1029/2010JC006797.
- Paul, M., Bouma, T., Amos, C., 2012. Wave attenuation by submerged vegetation : combining the effect of organism traits and tidal current. Mar Ecol Prog Ser 444, 31–41. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v444/p31-41/>.
- Short, F., Carruthers, T., Dennison, W., Waycott, M., 2007. Global seagrass distribution and diversity : A bioregional model. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 350, 3–20. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002209810700305X>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2007.06.012>.
- Stora, G., Arnoux, A., 1988. Effects on mediterranean lagoon macrobenthos of a river diversion : Assessment and analytical review, in : El-Sabh, M., Murty, T. (Eds.), Natural and Man-Made Hazards. Springer Netherlands, pp. 525–546. URL : http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-1433-9_35, doi :10.1007/978-94-009-1433-9_35.
- Thomas, T., Phillips, M., Williams, A., Jenkins, R., 2011. Short-term beach rotation, wave climate and the North Atlantic Oscillation (NAO). Progress in Physical Geography 35, 332–352.
- Waycott, M., Duarte, C.M., Carruthers, T.J.B., Orth, R.J., Dennison, W.C., Olyarnik, S., Caladine, A., Fourqurean, J.W., Heck, K.L., Hughes, A.R., Kendrick, G.A., Kenworthy, W.J., Short, F.T., Williams, S.L., 2009. Accelerating loss of seagrasses across the globe threatens coastal ecosystems. Proceedings of the National Academy of Sciences 106, 12377–12381. URL : <http://www.pnas.org/content/106/30/12377.abstract>, doi :10.1073/pnas.0905620106.

Chapitre 5

**Interactions between hydrodynamics,
meadow characteristics, grain size and
substrate changes in *Zostera noltei*
meadows in a fetch limited setting**

Interactions between hydrodynamics, meadow characteristics, grain size and substrate changes in *Zostera noltei* meadows in a fetch limited setting.

Anne-Éléonore Paquier (1), Samuel Meulé(1), Edward J. Anthony (1), Guillaume Bernard (2), Doriane Delanghe (1)

(1) Aix-Marseille Université, CNRS-IRD-Collège de France, UM 7330 CEREGE, Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France

(2) GIPREB, cours mirabeau - 13130 Berre l'étang, France

En préparation

Abstract

The aim of this paper is to highlight relationships in a *Zostera noltei* meadow between meadow characteristics, notably shoot density and meadow patchiness, meadow substrate and shoreface morphology, and grain size in an extremely fetch-limited setting. Spatial patterns of sedimentation and erosion were computed from topographic and bathymetric surveys, enabling a highlighting of the constraints on meadow substrate changes at different timescales (years, seasons and a few days). These constraints are related to shoot density, grain size within and outside the meadow, meadow patchiness, and winds, and currents in this fetch-limited setting. The analysis of wind recurrences and wind directions relative to bay orientation (wave refraction) allowed us to define various periods on which we based the notion of morphogenic efficiency (calm periods, high recurrence of winds of low morphogenic efficiency, high recurrence of winds of high morphogenic efficiency winds, and high recurrence of winds of both low and high morphogenic efficiency). In addition to the role of wind conditions, meadow substrate changes are also linked with shoot density and leaf length. Optimal meadow growth in summer can lead to the attenuation of waves and currents, which in turn, prevents substrate erosion, the trapping of fine sediments within and in the lee of the meadow, thus protecting the shoreline from erosion. Meadow patchiness in Berre lagoon does not seem to influence substrate change but does have an effect on grain size. The finer sediment in the less patchy meadow may highlight a better dissipation of mild hydrodynamic conditions in this meadow. The morphology of meadow may influence the impacts of waves and currents on the meadow. West bay meadow, which has an elevated "matte" of shoots above the substrate, may be more sensitive to erosion, whereas East bay meadow, the shoots of which protrude evenly from the substrate may be more prone to accretion.

keywords : Fetch-limited setting, shallow water, *Zostera noltei*, seagrass meadow, sedimentation, erosion, grain size, meadow patchiness.

5.1 Introduction

Seagrass meadows are known to attenuate waves (e.g. Fonseca and Calahan, 1992, Lowe et al., 2007, Manca et al., 2012, Koftis et al., 2013, Paquier et al., 2014a) and to slow down currents (e.g. Neumeier, 2007, Bouma et al., 2007, Widdows et al., 2008, Paquier et al., 2014b). It is becoming increasingly necessary to protect these meadows which are rapidly declining under human impacts (Waycott et al., 2009).

Many authors have shown a close relationship between meadow evolution and sedimentary processes. Cabaço and Santos (2007) observed important shoot mortality of *Zostera noltei* under accretion rates ranging from 4 to 16 cm. Gacia and Duarte (2001) showed that resuspension is reduced by seagrass meadows more than three fold compared to a non-vegetated bed, such that sediment retention is increased. Changes can also be seasonal. Summer growth can contribute to sediment stabilization whereas higher-energy events in winter can lead to erosion of sediments deposited the preceding summer, and sometimes even the erosion of older sediments. Muddy sediments have been associated with accretion during the growing period (Bos et al., 2007, Ganthly et al., 2011b, Katwijk et al., 2010), whereas more sand-rich deposits have been related to erosion association with higher-energy periods (Bos et al., 2007, Ganthly et al., 2011b). Wilkie et al. (2012) observed that a high shoot density *Zostera noltei* meadow retained more efficiently sand than mud. Bouma et al. (2007) showed from work on artificial meadows that erosion was more important at the front and the sides of the patches, where shoot density was high, whereas accretion occurred within the patches but he found no clear patterns in low shoot density patches. A patchy meadow with a large number of patches has been shown to be efficient in attenuate wave energy due to a more important interfacial area (Luhar and Nepf, 2013). It may be expected that a continuous and a patchy meadow will not evince identical bed level responses under similar conditions.

The aim of this paper is to document some of these relationships on the basis of a study of various characteristics of a *Zostera noltei* meadow in a Mediterranean lagoon fig. 5.1.

5.1.1 Study site

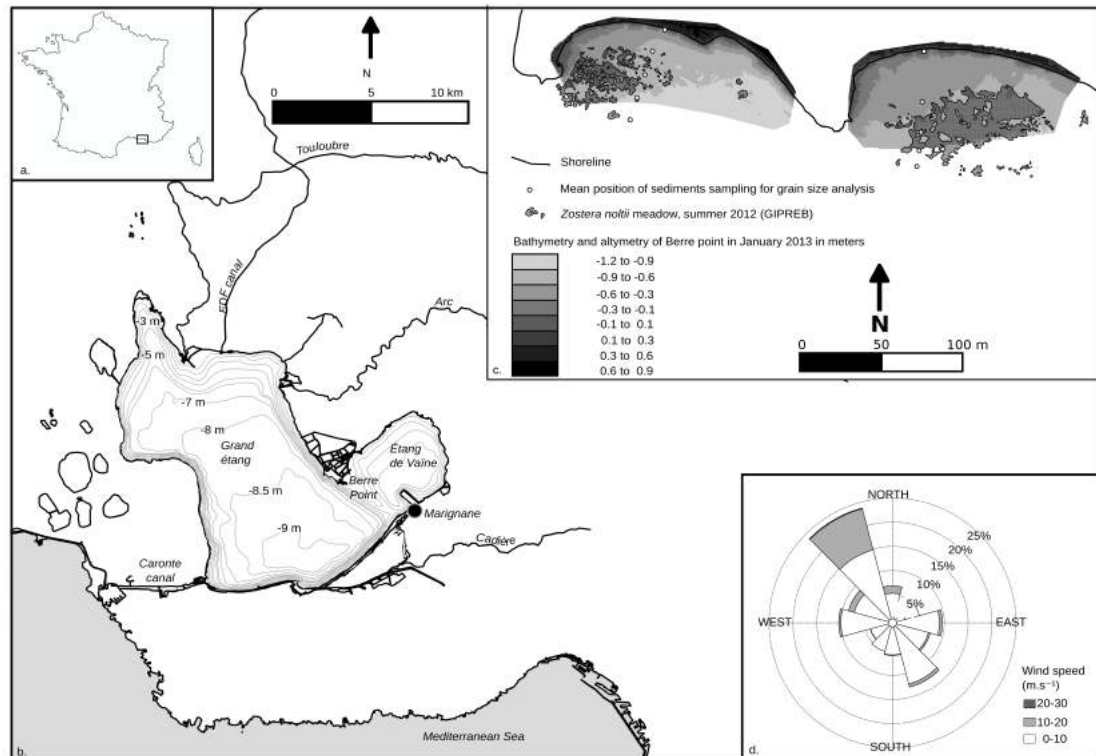


FIGURE 5.1 — Study area. a. Location in France. b. Berre lagoon. c. Elevation and bathymetry of Berre Point d. Wind rose for Berre lagoon from the Météo-France weather station in Marignane between 1949 and 2009.

Berre lagoon, one of the largest Mediterranean coastal lagoons (155 km²), is a brackish body of water located in southeastern France (fig. 5.1a). It is bordered on the seaward side by the Nerthe hill range. This semi-enclosed ecosystem is connected to the Mediterranean Sea through the Caronte canal (fig. 5.1a). Berre lagoon is ecologically perturbed because of urban and industrial pollution and inflow of the Durance River, diverted into the lagoon (EDF canal) for hydropower. The commissioning of several hydropower plants in 1966 resulted in an increase in freshwater and silt inputs into the lagoon (Stora and Arnoux, 1988). Berre lagoon was occupied by more than 60 km² of *Zostera marina* and *Zostera nolii* meadows at the turn of the 20th century. But, following these disturbances, *Zostera marina* meadows disappeared completely,

while *Zostera noltei* meadows regressed down to only 0.015 km². Even though silt and freshwater inputs were drastically reduced respectively in the 1980s and 1990s, *Zostera noltei* has not significantly gained ground (Bernard et al., 2007). Wind data from the nearby Marignane Météo-France weather station (fig. 5.1c) between 1949 and 2008 show that the lagoon is dominantly affected by Mistral (northwest) and southeast winds. west and east winds are also well represented. Strong winds (speeds higher than 10 m.s⁻¹) are nearly equally distributed throughout the year but are slightly more common in winter and spring (27.6% from January to March, 26.6% from April to June, 22.7% from July to September and 23.1% from October to December). Our study was carried out at Berre Point (fig. 5.1d) which is exposed to three dominant wind directions with a fetch of 12 km for Mistral winds, 4 km for Southeast winds and 8 km for west winds. Berre lagoon is dominated by northwest (Mistral) and southeast winds, followed by winds from west and east (fig. 5.1d). Strong winds (speeds higher than 10 m.s⁻¹) are nearly equally distributed throughout the year but are slightly more common in winter and spring (27.6% from January to March, 26.6% from April to June, 22.7% from July to September and 23.1% from October to December). Berre Point, the site in which the experiments were conducted, is exposed to the following wind-wave fetches : Mistral - 12 km, southeast winds - 4 km, and west winds - 8 km. Berre Point faces two shallow bays (< 2 m deep) occupied by receding *Zostera noltei* meadows (fig. 5.1c). West bay is composed of two cells : A and B (respectively the western and eastern flanks of the bay with and without a meadow). Berre Point is exposed to three dominant winds with fetches of 12 km for mistral winds, 4 km for winds from the southeast and 8 km for winds from the west.

5.2 Methodology

Nine topographic surveys from +1 m to -1.5 m NGF (French national geodetic reference) were conducted using a RTK DGPS between May 2009 and March 2013. Four surveys were carried out in both bays and a further six only in West bay. 1-m cell digital elevation models

(DEM) were computed using the Delaunay triangulation method. The comparison of the DEMs highlighted patterns of evolution of the substrate and adjacent unvegetated seabed.

Winds are the dominant morphogenic agent in Berre Lagoon inasmuch as instantaneous wave generation within the low-fetch setting of the lagoon is strongly controlled by wind speed and direction in addition to lagoon bathymetry and the morphology of West and East bays. We thus used records of hourly wind directions and speeds from the Marignane weather station (4.5 km from Berre Point) as a proxy for hydrodynamic forcing. Paquier et al. (2014a) observed that the attenuation of wind waves over the meadow in West bay commenced when winds from the west reached 5 m.s^{-1} , and Mistral and southeast winds reached 8 m.s^{-1} . However, events associated with other wind directions were not monitored. Thus, we considered that wind speeds from 5 m.s^{-1} and upwards were liable to generate waves and currents likely to influence the meadow substrate. For each period studied, we calculated the recurrence of winds of up to 5 m.s^{-1} . Each wind direction (wind directions discriminated by groups of 30°) is considered as significantly recurrent when its value is equal to or above the median value of wind recurrence. Winds are classified into two ‘morphogenic efficiency’ categories that are a function of their direction relative to bay orientation : (i) winds of low morphogenic efficiency generate waves that are highly refracted by the bay morphology, and (ii) winds of high morphogenic intensity generate waves that are poorly refracted (fig. 5.2). We classified the studied period into four categories considering wind intensity and direction : calm periods (Re-), periods with high recurrence of winds of low morphogenic efficiency (Re+LM), periods with high recurrence of winds of high morphogenic intensity (Re+HM) and periods with high recurrence of winds of both low and high morphogenic intensity (Re+HLM).

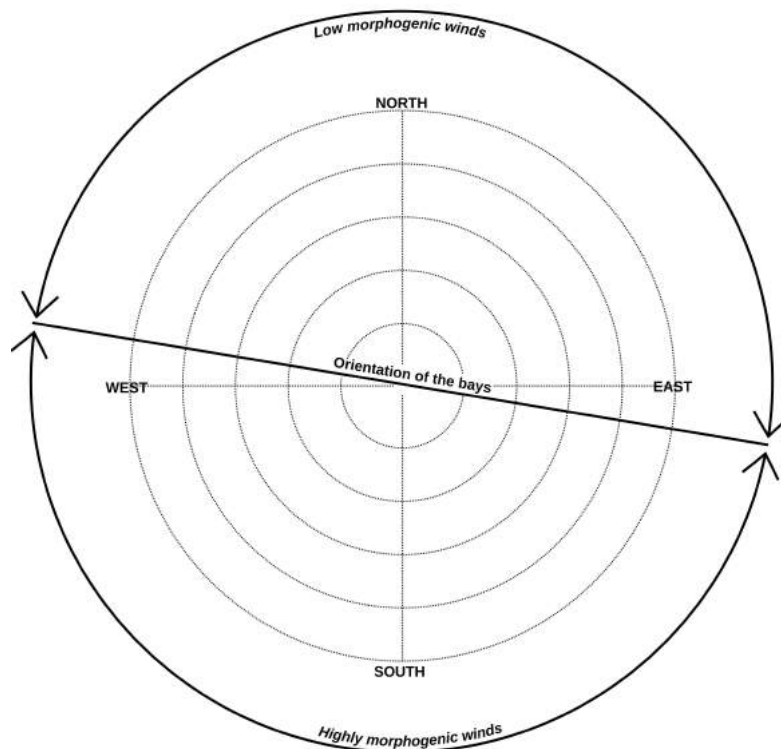


FIGURE 5.2 – Discretization method used to define winds of high and low morphogenic efficiency.

Between June 2012 and January 2013, three grain-size surveys were conducted along two transects (one in cell A in West bay, and the other in East bay). One sediment sample was taken in each of the following locations : (i) a few metres (5-10 m) offshore of the meadow, (ii) at the front edge of the meadow, (iii) in the middle of the meadow, (iv) at the shoreward area of the meadow, and (v) in the swash zone of the beach fronting the meadow. Grain sizes were obtained using a Beckman Coulter LS laser grain-size (detailed protocol in appendix A).

Measurements of meadow biometry were conducted each month in the two bays between 2012 and 2013. Shoot densities were measured using a 0.2 x 0.2 quadrat at 20 randomly chosen stations except during two visits in March 2012 (10 in East bay on March 01, 2012, and 17 in East bay on March 28, 2013) and one in January 2013 (11 stations in West bay on January 8,

2013). Lengths of five leaves were measured at each station. Each summer, meadow limits were mapped by photo-interpretation and validated in the field using a GPS.

5.3 Results

5.3.1 *Zostera noltei* meadow of Berre Point

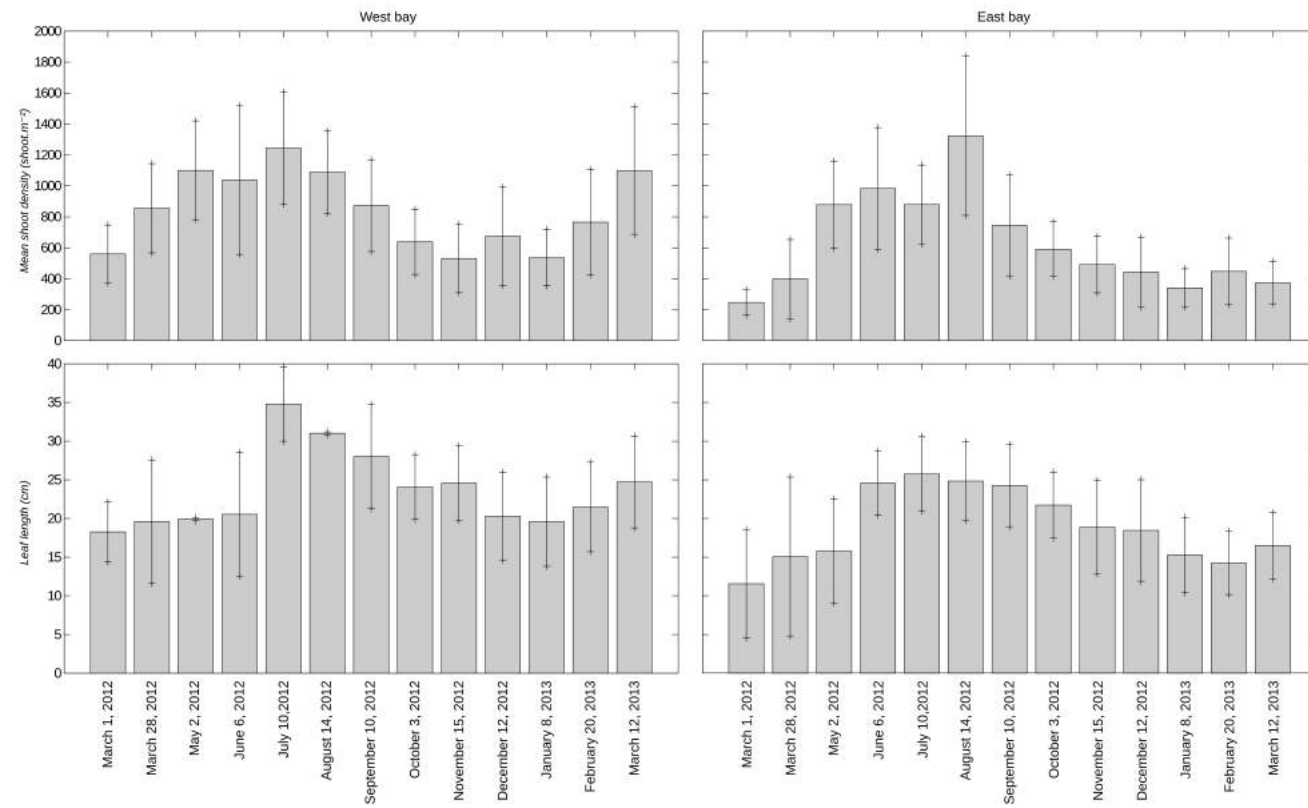


FIGURE 5.3 – Mean shoot density and leaf length measured at Berre Point in the West and the East bay between March 2012 and March 2013. Standard errors are represented by black crosses.

Shoot density and leaf length attained minimum and maximum values earlier in West bay than in East bay (fig. 5.3). Meadow mapping (figs. 5.1c and 5.4) shows a less extensive and more fragmented meadow in West bay than in East bay. Field observations show that patches of the West bay meadow had a substrate elevation 0.1 to 0.4 m higher than that of east Bay and had a "matte"-like composition similar to that of *Posidonia oceanica* meadows (Boudouresque et al., 1979). In East bay, meadow shoots are evenly distributed over the substrate and do not display this matte structure. The East bay meadow is younger than that of West bay and this could explain the difference in the shoot pattern relative to the substrate (unpublished data, GIPREB). We considered meadow biometry as stable from one year to the next. During the year 2012-2013, shoot density and leaf length increased in spring, were high in summer, decreased in autumn and were low in winter (fig. 5.3) as observed by Auby and Labourg (1996) in the Bay of Arcachon. On the basis of meadow biometry, we assume that meadow evolution in 2009 and 2010 followed the same pattern as in 2012-2013.

5.3.2 Substrate changes and winds

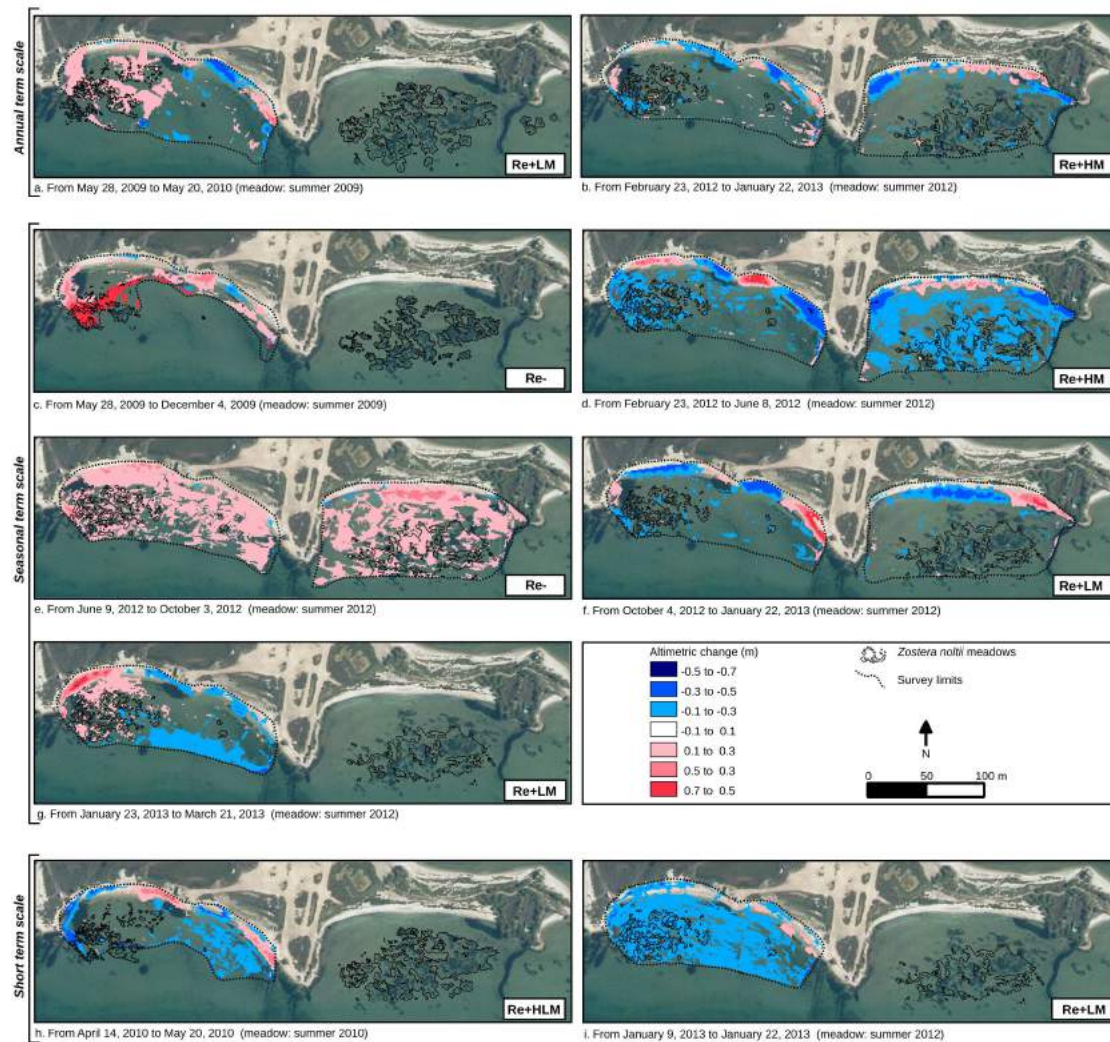


FIGURE 5.4 – Annual, seasonal and short term topographic and bathymetric changes observed at Berre Point between May 2009 and March 2013. The margin error is evaluated to ± 10 cm.

We will focus on substrate changes in the meadow. At the annual scale, we monitored a slight accretion (0.1 to 0.3 m) in West bay from May 28, 2009 to May 20, 2010 (fig. 5.4a). During this period, there was a high recurrence of winds of low morphogenic efficiency (fig. 5.5). In contrast, from February 23, 2012 to January 22, 2013, the substrate was stable within

and outside the meadow (fig. 5.4b) and winds of high morphogenic efficiency were very frequent (fig. 5.5).

Time scale	Dates	Wind directions													Total (LM)	Total (HM)
		N	NNE	ENE	E	ESE	SSE	S	SSW	WSW	W	WNW	NNW	Total		
Year	From May 28, 2009 to May 20, 2010	[345-15]	[15-45]	[45-75]	[75-105]	[105-135]	[135-165]	[165-195]	[195-225]	[225-255]	[255-285]	[285-315]	[315-345]			
	From February 23, 2010 to January 22, 2013	1.76	0.08	0.76	2.20	2.76	3.20	2.11	0.52	1.62	2.33	8.61	13.06	39.00	26.47	12.53
Season	From May 28, 2009 to December 4, 2009	1.78	0.02	0.55	1.29	1.93	3.00	2.94	0.70	2.28	2.59	8.42	11.60	37.10	23.66	13.44
	From February 23, 2012 to June 8, 2012	0.75	0.00	0.20	1.77	4.83	4.99	2.99	0.71	2.44	3.77	6.05	10.50	38.99	19.26	19.73
	From June 9, 2012 to October 3, 2012	0.32	0.11	0.00	0.11	1.44	3.55	3.66	1.44	3.52	3.05	9.48	10.23	36.91	20.25	16.66
	From October 4, 2012 to January 22, 2013	0.60	0.00	1.46	5.40	3.30	1.91	0.15	0.04	0.49	3.41	10.84	10.32	37.94	28.63	9.31
	From January 22, 2013 to March 21, 2013	0.93	0.22	2.51	4.38	2.37	0.79	0.07	0.00	0.72	2.87	9.83	17.88	42.57	35.75	6.82
Days	From April 14, 2010 to May 20, 2010	0.79	0.11	1.13	0.45	1.69	2.59	3.38	0.79	1.80	2.03	4.50	15.32	34.57	22.30	12.27
	From January 9, 2013 to March 21, 2013	0.00	0.00	2.24	5.11	0.32	1.60	0.00	0.00	0.32	6.71	26.52	14.06	56.87	47.92	8.95
	Median value by direction (except the historical period)	0.75	0.04	0.76	2.20	2.37	3.00	2.26	0.70	1.80	3.05	8.87	11.60	37.94	23.66	12.53

Low morphogenic winds (LM) Highly morphogenic winds (HM)

FIGURE 5.5 — Wind recurrence for each wind direction. Recurrences in bold are significant.

At the seasonal scale, the meadow substrate showed significant variability. Between May 28, 2009 and December 4, 2009 (fig. 5.4c), an important accretion (0.1 to 0.7 m) was observed within the meadow and calm wind conditions prevailed (fig. 5.5). From February 23, 2012 to June 8, 2012 (fig. 5.4d), the meadow substrate was slightly eroded (0.1 to 0.3 m) in West bay, whereas substrate erosion of the same range occurred within and outside the meadow in East bay. Over the same period, winds of high morphogenic efficiency were strongly recurrent (fig. 5.5). Extensive but slight accretion of the substrate within and outside the meadow was monitored in the two bays from June 9, 2012 to October 3, 2012 (fig. 5.4e). During this period, winds were generally weak (fig. 5.5). Stability was observed in the two bays from October 4, 2012 to January 22, 2013 (fig. 5.4f). This period was characterised by a high recurrence of winds of low morphogenic efficiency. From January 23, 2013 to March 21, 2013, we measured an extensive swathe of minor erosion in cell B of West bay, minor erosion in front of the meadow and minor accretion in the back of the meadow (fig. 5.4g). A high recurrence of winds of low morphogenic efficiency was monitored during this period (fig. 5.5). A particularly high recurrence of north-northwest winds (17.88 %) occurred.

At the shorter timescale (order of few weeks), erosion occurred outside the meadow in West bay from April 14, 2010 and May 20, 2010 (fig. 5.4h) while winds were highly recurrent for both conditions of low and high morphogenic efficiency, especially involving north-northwest winds (15.32 %). From January 9, 2013 to January 22, 2013, erosion occurred throughout West bay (fig. 5.4i). Winds of low morphogenic efficiency were highly recurrent, especially for west-northwest and north-northwest directions (respectively 26.52 and 14.06 %).

5.3.3 Grain-size distribution

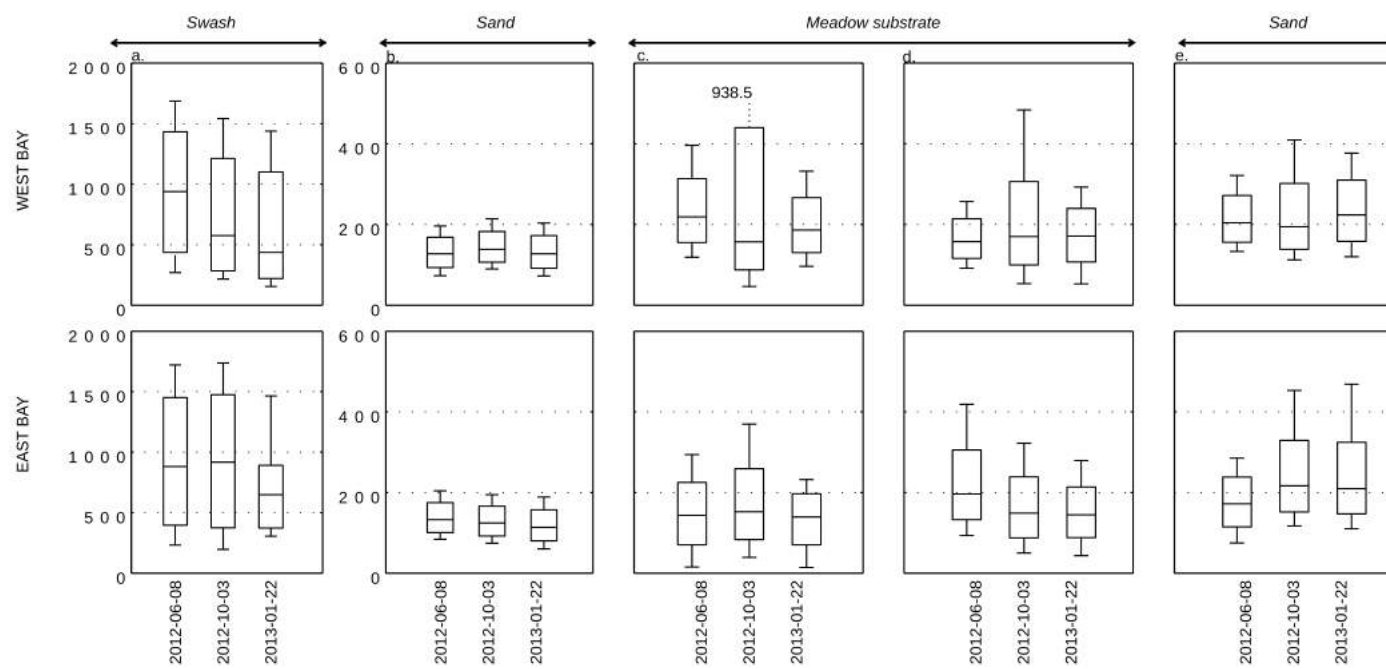


FIGURE 5.6 – Median grain size (D50) in μm for sediments ≤ 1.6 mm in the swash zone and ≤ 2 mm on the meadow substrate and adjacent seabed. The first and second lines represent D50 respectively in West and East bay. Columns shows sampling zones : (a) swash zone, (b) meadow back edge, (c) middle of the meadow, (d) front edge of the meadow, and (e) in front of the meadow.

Results of grain-size analysis are presented in figure 5.6. Sediments were mainly composed of broken shells and sand, except in the back of the front edge of the West bay meadow where broken shells were among the finest particles (gain of $34\ \mu\text{m}$ on D50). Sediments were mainly composed of medium to coarse sand in the swash zone, and fine sand elsewhere. The finest sand were found in the back of the meadow. From June 8, 2012 to October 3, 2012, D50 decreased in the swash zone of West bay and increased slightly in the swash zone of East bay. Slight changes of D50 were observed in the rest of the profiles. From October 3, 2012 to January 22, 2013, D50 in West bay decreased in the swash zone and in the back of the meadow, and increased in front of, and within, the meadow, whereas in East bay, D50 decreased or remained stable all along the profile.

5.4 Discussion

5.4.1 Control factors on meadow substrate changes

Shoot density evolution, meadow patchiness, recurrence of significant wind, wind direction relative to bay orientation and substrate evolution in the meadow are reported for each seasonal or short timescale evolution in figure 5.7.

Hydrodynamics

The combination of wind recurrence and wind direction relative to bay orientation provide a partial explanation for substrate evolution in the meadow. 4 cases are observed.

- When total wind recurrence is low, wind waves and currents are rare. The meadow substrate is thus stable or in accretion. Stability or accretion depends on other criteria such as meadow biometry.
- When total wind recurrence is high but their morphogenic efficiency is negligible, wind waves are generated and refracted by the morphology of the bay. They have thus little impact on the meadow substrate, which remains stable.

- When total wind recurrence is high and winds are of high morphogenic efficiency, wind waves propagate directly into the bay without refraction and the meadow substrate is eroded.
- When total wind recurrence is particularly high (more than 38%) but winds are of negligible morphogenic efficiency, wind waves, even when refracted, impact on the meadow substrate by virtue of their high recurrence, inducing at least partial erosion.

Hydrodynamics is an important control factor on substrate changes in the meadow : erosion occurred even when shoot density was increasing, whereas accretion occurred even under conditions of decreasing shoot density.

Meadow

Shoot density and leaf length

When hydrodynamic conditions are moderate, the high shoot density in summer favours accretion within the meadow (Figs. 5.4c and 5.71). As hydrodynamic conditions become more intense, the high shoot density protects the meadow substrate from erosion whereas the unvegetated seabed is eroded (fig. 5.4h and 5.74). Under particularly strong hydrodynamic conditions, high shoot density and long leaf lengths can favour accretion in the back of the meadow concomitantly with erosion in front of it (fig. 5.4g and 5.710). Indeed, the meadow is capable of slowing down currents (Paquier et al., 2014b) and attenuating wind waves (Paquier et al., 2014a). This shelter effect in the back of the meadow is highlighted by the grain-size distribution across the meadow : grain sizes are always finest in the back of the meadow. Several authors (Bouma et al., 2007, Bos et al., 2007, Neumeier, 2007) observed accretion within a high shoot-density meadow and erosion in front of the meadow and between patches. We observed the same pattern even though the Berre Point meadow is in recession and (Bernard et al., 2007) and has a patchy distribution. The high shoot density in summer favours also the trapping of fine sediment (figs. 5.4c and 5.6) as observed by Bos et al. (2007), Katwijk et al. (2010) and Ganthy et al. (2011b).

Meadow patchiness

Luhar and Nepf (2013) has shown that a high number of patches will attenuate waves and currents by increasing the interfacial area (increase in meadow edges). On Berre Point, however, the meadow is not extensive enough for such patchiness to be effective in significantly attenuating waves and currents. In such circumstances, patchiness is more susceptible to encourage erosion (around patches) as reported by Bouma et al. (2007) and Bos et al. (2007). Meadow patchiness differs between the two bays, but this difference was monitored only from mapping in summer. The only observed effect of meadow patchiness was on grain-size distribution during the period of leaf loss in autumn and winter (figs. 5.4f and 5.6). The substrate was stable in both bays but grain size increased in the West bay meadow (as observed by Bos et al., 2007, Katwijk et al., 2010 and Ganthy et al., 2011b), whereas it decreased in the East bay meadow. The lower patchiness of the East bay meadow seems to favour better attenuation during mild hydrodynamic conditions, and, thus, the deposition of fine sediments. This weak importance of meadow patchiness needs to be highlighted. It must be reiterated, however, that we evaluated difference in patchiness only in summer. It is possible that the difference in patchiness between the two bays may be less important in winter.



FIGURE 5.7 – Shoot density evolution, meadow patchiness, significant wind recurrence, wind direction relative to bay orientation observed on Berre point at the short and seasonal timescales. For each of these factors, the darkest panel represents a probability of accretion and the lightest panel a probability of erosion. The range of substrate changes in the meadow is reported for each event in the last column.

5.4.2 Expected impacts on the meadow

Cabaço and Santos (2007) observed important shoot mortality of *Zostera noltei* after 2 weeks of burial under 4 cm of sediment. It seems difficult to envisage burial of the meadow in West bay where the meadow patches are elevated relative to the substrate (matte structure). In East bay, burial seems more plausible, particularly in winter when leaves are small. However, erosion could have more severe impact on the West bay meadow because the higher elevation of the meadow "matte" exposes the root system to erosion and shoots may therefore be easily torn off. Erosion in the same range is expected to be less likely on the East bay meadow. Even if some leaves can be torn off, the rhizomes and shoots are generally well protected within the substrate.

5.5 Conclusion

1. Winds generate wind waves and currents in the fetch-limited setting of Berre lagoon. The analysis of wind recurrence and wind directions relative to bay orientation has allowed us to define various groups of wind conditions ranging from calm periods through periods of winds of to high morphogenic efficiency. The hydrodynamic conditions associated with these wind conditions are further modulated by bathymetry and bay morphology.
2. Substrate changes in the meadow are considered as a function of these modified hydrodynamic conditions.
3. These substrate changes are also linked to shoot density and leaf length. The meadow can attenuates wind waves and slow down currents as its leaf growth becomes optimal in summer. Such attenuation contributes in protecting the meadow substrate from erosion, in trapping fine sediments in the meadow or in its lee, and thus in protecting the shoreline from erosion.
4. The level of meadow patchiness observed in Berre lagoon do not seem to play a role in differences in meadow substrate change between West and East bays, but does seem to be

- involved in differences in grain size. The finer sediment in the less patchy meadow (East bay) may reflect better dissipation and milder hydrodynamic conditions in this meadow.
5. The morphology of meadow patches (a "matte" of shoots that are well spread over the substrate) may influence the impact of waves and currents on the meadow, with the West bay meadow likely to be more sensitive to erosion unlike the East bay meadow which may be more prone to accretion.

5.6 acknowledgments

This study was realized in the course of a PhD financed by the "Provence Alpes Côte d'Azur" Region, the European Union and the GIPREB (Gestion intégrée, prospective, restauration étang de Berre). GIPREB and Météo France are respectively acknowledged for meadow mapping and wind data.

Bibliographie

- Auby, I., Labourg, P.J., 1996. Seasonal dynamics of *Zostera noltii* hornem. in the bay of Arcachon (France). *Journal of Sea Research* 35, 269–277. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1385110196907546>, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S1385-1101\(96\)90754-6](http://dx.doi.org/10.1016/S1385-1101(96)90754-6).
- Bernard, G., Boudouresque, 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771407000728>, doi:10.1016/j.ecss.2007.03.003.
- Bos, A.R., Bouma, T.J., de Kort, G.L., van Katwijk, M.M., 2007. Ecosystem engineering by annual intertidal seagrass beds : Sediment accretion and modification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 74, 344–348. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771407001096>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2007.04.006>.
- Boudouresque, C., Giraud, G., Perret-Boudouresque, M., 1979. Bibliography on vegetation and ecosystems of *Posidonia oceanica* part I. *Excerpta Botanica* 19(B), 145–161.
- Bouma, T., van Duren, L., Temmerman, S., Claverie, T., Blanco-Garcia, A., Ysebaert, T., Herman, P., 2007. Spatial flow and sedimentation patterns within patches of epibenthic structures : Combining field, flume and modelling experiments. *Continental Shelf Research*

- 27, 1020–1045. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434306004055>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.019>.
- 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022098106004965>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2006.09.003>.
- Fonseca, M.S., Calahan, J.A., 1992. A preliminary evaluation of wave attenuation by four species of seagrass. Estuarine, Coastal and Shelf Science 35, 565–576. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771405800393>, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714\(05\)80039-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714(05)80039-3).
- Gacia, E., Duarte, C., 2001. Sediment retention by a mediterranean *Posidonia oceanica* meadow : The balance between deposition and resuspension. Estuarine, Coastal and Shelf Science 52, 505 – 514. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771400907534>, doi :[10.1006/ecss.2000.0753](http://dx.doi.org/10.1006/ecss.2000.0753).
- Ganthy, F., Sottolichio, A., Verney, R., 2011b. Seasonal modification of tidal flat sediment dynamics by seagrass meadows of *Zostera noltii* (Bassin d’Arcachon, Bassin d’Arcachon, France). Journal of Marine Systems URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796311002995>, doi :[10.1016/j.jmarsys.2011.11.027](http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.11.027).
- Katwijk, M.V., Bos, A., Hermus, D., 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771410002283>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2010.06.008>.
- Koftis, T., Prinos, P., Stratigaki, V., 2013. Wave damping over artificial *Posidonia oceanica* meadow : A large-scale experimental study. *Coastal Engineering* 73, 71–83. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383912001640>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.10.007>.
- Lowe, R.J., Falter, J.L., Koseff, J.R., Monismith, S.G., Atkinson, M.J., 2007. Spectral wave flow attenuation within submerged canopies : Implications for wave energy dissipation. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 112. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003605>, doi :10.1029/2006JC003605.
- Luhar, M., Nepf, H.M., 2013. From the blade scale to the reach scale : A characterization of aquatic vegetative drag. *Advances in Water Resources* 51, 305–316. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170812000322>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.02.002>. 35th Year Anniversary Issue.
- Manca, E., Cáceres, I., Alsina, J., Stratigaki, V., Townend, I., Amos, C., 2012. Wave energy and wave-induced flow reduction by full-scale model *Posidonia oceanica* seagrass. *Continental Shelf Research* 50–51, 100–116. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434312002841>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2012.10.008>.
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research* 27, 1046–1059. URL : <http://www.sciencedirect.com/>

science/article/pii/S0278434307000027, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.07.009>.

Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., Larroudé, P., 2014a. Interactions between wind-waves and a low shoot density *Zostera noltii* meadow in a fetch limited micro-tidal lagoon. In prep .

Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., 2014b. Wind-driven and wave-induced currents in interaction with a patchy meadow in a fetch-limited lagoon. In prep .

Stora, G., Arnoux, A., 1988. Effects on mediterranean lagoon macrobenthos of a river diversion : Assessment and analytical review, in : El-Sabh, M., Murty, T. (Eds.), *Natural and Man-Made Hazards*. Springer Netherlands, pp. 525–546. URL : http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-1433-9_35, doi :10.1007/978-94-009-1433-9_35.

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., Hughes, A.R., Kendrick, G.A., Kenworthy, W.J., Short, F.T., Williams, S.L., 2009. Accelerating loss of seagrasses across the globe threatens coastal ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 12377–12381. URL : <http://www.pnas.org/content/106/30/12377.abstract>, doi :10.1073/pnas.0905620106.

Widdows, J., Pope, N., Brinsley, M., Asmus, H., Asmus, R., 2008. Effects of seagrass beds (*Zostera noltii* and *Z. marina*) on near-bed hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Ecology Progress Series* 358, 125–136. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v358/p125-136/>, doi :10.3354/meps07338.

Wilkie, L., O'Hare, M.T., Davidson, I., Dudley, B., Paterson, D.M., 2012. Particle trapping and retention by *Zostera noltii* : A flume and field study. *Aquatic Botany* 102, 15–22. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0304377012000666>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.aquabot.2012.04.004>.

Chapitre 6

Discussion générale

Nous avons tenté de comprendre les interactions entre les dynamiques hydro-sédimentaires et les herbiers reliques de l'Étang de Berre. Nous avons donc travaillé distinctement sur les interactions vagues-herbier puis courants-herbier. Enfin, nous avons tenté de comprendre la dynamique sédimentaire générale dans une anse occupée par un herbier, pour ensuite se focaliser sur les facteurs explicatifs de sédimentation et d'érosion du substrat dans l'herbier. À chaque étape de cette analyse, nous avons tenté de définir les conséquences possibles de ces processus sur les herbiers.

6.1 Interactions entre les vagues de vent et un herbier de *Zostera noltei*

L'étude des interactions entre les vagues de vent et l'herbier a été menée sur l'herbier de l'anse Ouest de la Pointe de Berre. Un premier suivi, réalisé en octobre 2012, a porté sur la comparaison de l'évolution des vagues au dessus d'un transect sableux et d'un transect avec de l'herbier. Un second suivi réalisé sur 21 jours en mars 2013, a porté sur l'étude de l'atténuation des vagues à travers l'herbier de l'anse Ouest.

6.1.1 Impacts de l'herbier sur les vagues de vent

Le suivi d'octobre 2012, par la comparaison d'un transect sableux et d'un transect avec herbier, a permis de mettre en évidence l'impact de l'herbier sur les vagues de vent. Lors de la propagation des vagues au dessus de ces deux profils, nous avons observé :

- Un effet de shoaling¹ variable à modéré) est observé au dessus des deux transects. Il est associé à une diminution de la période de pic au dessus de l'herbier. Ceci n'est pas observé au dessus du transect sableux.
- La présence de l'herbier permet la diminution des hauteurs de vagues plus au large et dans une colonne d'eau plus profonde qu'au dessus d'un fond sableux.

6.1.2 Atténuation des vagues au-dessus de l'herbier

Durant le suivi de mars 2013, 9 événements venteux modérés à importants ont été observés. Pour chacun de ces événements, la figure 6.1 présente les hauteurs de vagues au large de la Pointe de Berre (H_s) et les surcotes mesurées à l'entrée de l'anse ainsi que quatre schémas d'atténuation des vagues. Ils sont présentés en fonction de la direction de vents (Mistral, ouest, sud-est) et de cinq seuils de vitesses de vents préalablement définis dans le chapitre 2 : 5, 8, 11, 14 et 22 m.s⁻¹.

1. Gonflement des vagues à l'approche de la côte qui a généralement lieu avant le déferlement des vagues.

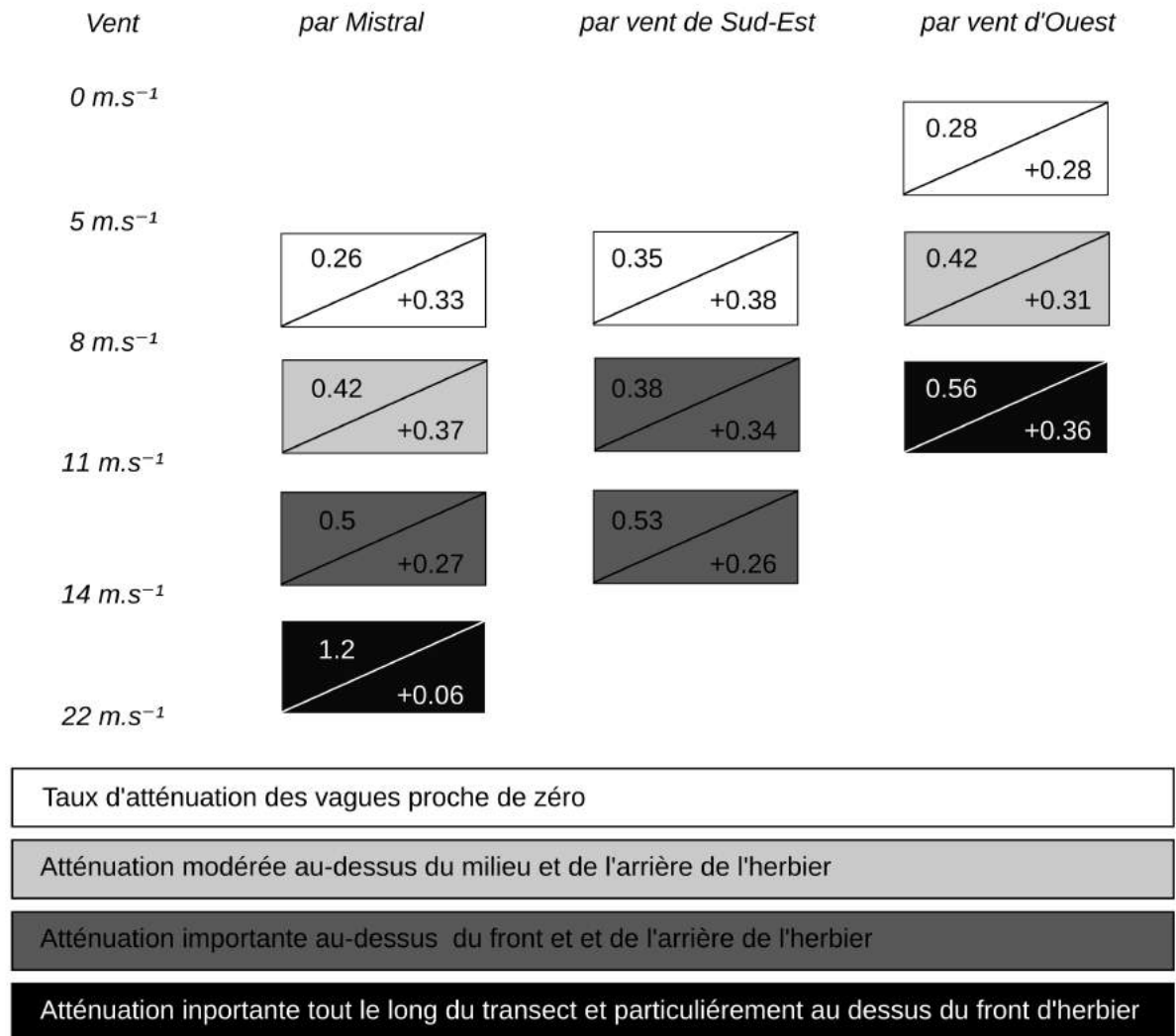


FIGURE 6.1 — Hauteur des vagues au large (en haut à gauche de chaque case), niveau d'eau en front d'herbier (en bas à droite de chaque case) et schéma d'atténuation spatiale durant le suivi de Mars 2013.

Quatre différents schémas sont observés pour des vents de directions et d'intensités différentes :

- Le premier schéma est observé quand le Mistral et le vent de sud-est ont des vitesses inférieures à 8 m.s⁻¹ et lorsque le vent d'ouest a des vitesses inférieures à 5 m.s⁻¹. Les vagues au large sont alors inférieures à 0.35 m et l'atténuation des vagues est très faible

- tout le long du transect : on peut considérer que les interactions entre herbier et vagues sont négligeables.
- Le second schéma correspond à des périodes où le Mistral a des vitesses s'échelonnant de 8 à 11 m.s^{-1} et le vent d'ouest des vitesses de 5 à 8 m.s^{-1} . Ce schéma n'a pas été observé par vent de sud-est. Les vagues au large atteignent une hauteur maximale de 0.42 m et des atténuations moyennes d'énergie sont observées au dessus du milieu et de la partie arrière de l'herbier.
 - Un troisième schéma correspond à un Mistral entre 11 et 14 m.s^{-1} et un vent de sud-est entre 8 et 14 m.s^{-1} . Les vagues au large atteignent une hauteur maximum de 0.53 m. Leur atténuation est alors particulièrement importante au dessus du front d'herbier mais aussi au dessus de l'arrière de l'herbier.
 - Enfin, un dernier schéma est observé par Mistral compris entre 14 et 22 m.s^{-1} et par vent d'ouest compris entre 8 et 11 m.s^{-1} . Les vagues au large atteignent une hauteur maximum de 1.20 m et sont fortement atténuées tout le long du transect.

Notre étude a montré une réponse rapide des vagues à l'influence d'un vent fort dans le bassin clos qu'est l'Étang de Berre. L'atténuation des vagues dépend de leur hauteur au large, qui dépend elle-même de la vitesse et de la direction du vent. Pour une vitesse de vent donnée, la hauteur des vagues ne sera pas la même en fonction de la direction du vent les générant (fig. 6.1). Par exemple, pour une vitesse de vent comprise entre 8 et 11 m.s^{-1} , le vent de sud-est, qui a le fetch le plus court (4 km), génère les plus petites vagues tandis que le Mistral, qui a le fetch le plus long (12 km), génère des vagues moyennes, alors que le vent d'ouest (fetch de 8 km) génère les vagues les plus hautes. La direction des vagues modifie de façon variable la hauteur des vagues à l'entrée dans l'anse : les vagues de sud-est ne seront pas modifiées car elles entrent directement dans la baie, les vagues de Mistral vont être fortement réfractées autour du cap ouest et les vagues d'ouest ne seront que très légèrement modifiées par ce même cap. Ces hauteurs de vagues au large éventuellement diminuée à l'entrée dans l'anse conditionnent l'atténuation des vagues au dessus de l'herbier. À vitesse égale, le vent d'ouest génèrera l'atténuation la plus im-

portante. Cependant, la plus forte atténuation sera toujours observée par Mistral car c'est le vent qui atteint les vitesses les plus élevées.

L'impact de l'orientation du vent se voit aussi sur le niveau d'eau (fig. 6.1) qui peut lui-même jouer un rôle sur l'atténuation des vagues. Pendant les événements de Mistral et de vent d'ouest, la surcote augmente jusqu'au seuil de vent de 11 m.s^{-1} puis diminue même si la vitesse du vent augmente, sûrement à cause d'un effet de downwelling local. En effet, nous émettons l'hypothèse que l'eau s'accumule à la côte jusqu'au seuil de 11 m.s^{-1} ; puis, cette masse d'eau étant trop importante pour des vitesses de vent supérieures à ce seuil, un courant de retour serait généré. Par vent de sud-est, la surcote décroît quand les vitesses de vent augmentent. Les variations de surcote dépendent donc de la vitesse et de la direction du vent et pourraient être liées à la circulation générale induite par les vents à l'échelle du bassin. Alekseenko et al. (2013) ont modélisé l'hydrodynamisme dans l'Étang de Berre et ont déduit que la surface libre du bassin du côté opposé à la provenance du vent augmentait avec la vitesse de vent de façon linéaire. Ceci ne correspond pas à nos résultats puisque nous observons par Mistral une augmentation de la surcote jusqu'à 11 m.s^{-1} puis une diminution de la surcote jusqu'à 22 m.s^{-1} . Cette différence est probablement liée au fait que (i) nous prenons en considération le niveau d'eau mesuré (incluant donc la dérive de Stokes), (ii) Alekseenko et al. (2013) ne considèrent pas des vitesses de vents réellement observées mais des vents extrêmement forts (22.2 et 22.5 m.s^{-1}) et ce, durant des temps non précisés, (iii) les variations de la vitesse des vents peuvent également influencer la surcote étant donné la réponse rapide du régime des vagues au vent. Généralement, une diminution de l'atténuation des vagues par la végétation est observée quand le ratio de submersion décroît (Fonseca and Calahan, 1992, Bouma et al., 2005). Une surcote importante va donc limiter l'atténuation des vagues. Par Mistral, la surcote peut vraisemblablement jouer un rôle important en augmentant le ratio de submersion alors que par vent d'ouest la surcote limite sûrement l'atténuation des vagues en diminuant ce ratio.

La densité d'herbier est aussi un facteur qui influence l'atténuation des vagues. Comme attendu à l'instar des travaux de Paul and Amos (2011), l'atténuation des vagues est positivement corrélée

à la densité d'herbier : l'herbier d'octobre 2012, moins dense mais présentant des longueurs de feuilles similaires à l'herbier de mars 2013, atténue moins les vagues d'un vent de sud-est de 10 m.s^{-1} (fig. 2.6 et 2.11).

Le courant peut aussi influencer l'atténuation des vagues (Paul et al., 2012). Nous avons en effet observé des atténuations plus faibles que celles enregistrées par Paul et al. (2012) en conditions similaires (hauteur de vagues, surcote et densités d'herbier). Cette plus faible atténuation pourrait être due : (i) à la présence de courants ou (ii) à la fragmentation de l'herbier qui pourrait localement réduire l'atténuation des vagues.

6.2 Le courant généré par le vent et le courant induit par les vagues en interaction avec l’herbier

Au printemps 2012, nous avons réalisé des mesures de vitesse de courants dans l’herbier de l’anse Ouest de la Pointe de Berre sous diverses conditions de vent. Durant les mesures de courants, les vents étaient modérés à forts et le régime hydraulique turbulent. La figure 6.2 synthétise les résultats et schématise le profil de courant pour chaque cas observé. Nous rappelons que les données n’ont pas été récoltées dans la partie la plus haute de la colonne d’eau. Le profil vertical de courant s’avère être une superposition de différentes couches dans lesquelles des processus non-linéaires sont en interaction complexe. Nous allons ici tenter de les définir.

6.2.1 La couche de courant générée par le vent

Une part de la force du vent est transférée dans la colonne d’eau à travers la contrainte de cisaillement du vent à la surface de l’eau. Ce processus génère un courant induit par le vent dans le haut de la colonne d’eau. Nos résultats montrent une réponse rapide des caractéristiques de cette couche (direction et intensité du courant, TKE^2) aux variations de vitesses de vents qui sont typiques des zones à fetch limité de type lagune. La direction des courants dans cette couche devrait être cohérente avec la direction du vent. Dans certains cas, comme lors de vents de l’événement d’ouest-sud-ouest, la direction de cette couche peut probablement être déviée par une couche de courant induit par les vagues. Le vent reste, dans cette partie de la colonne d’eau, le forçage le plus important.

2. Turbulent Kinetic Energy ou, en français, énergie cinétique turbulente.

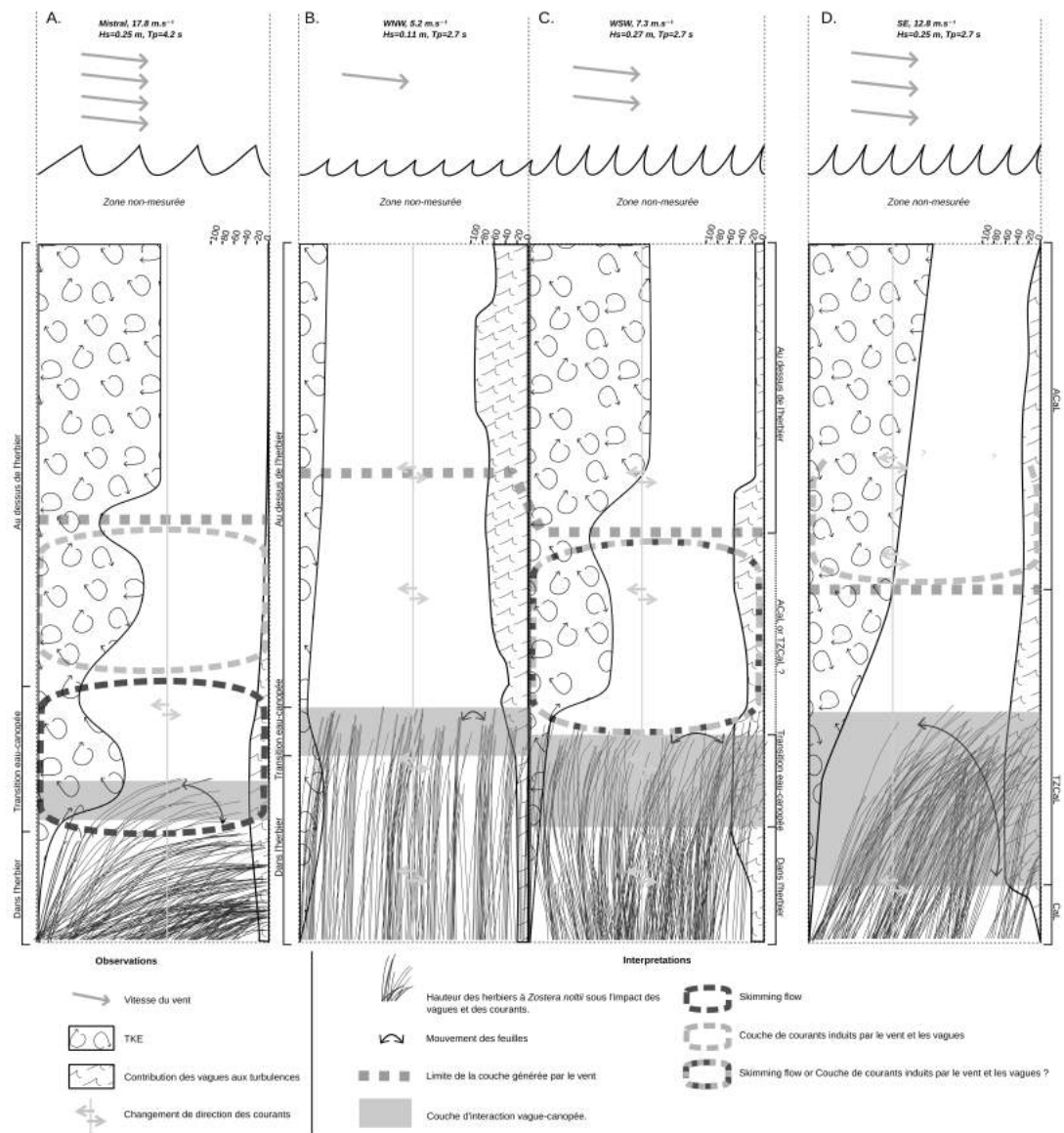


FIGURE 6.2 – Représentation schématique des processus observés à la Pointe de Berre sous diverses conditions de vent

6.2.2 La couche d'interaction entre le courant généré par le vent et le courant induit par les vagues

Sous la couche de courant induit uniquement par le vent, l'intensité du courant est toujours forte. La contribution des vagues à la TKE augmente en profondeur, mais lentement, et un nouveau pic de forte TKE est observé. Cette ré-augmentation de la TKE est probablement liée à une couche de cisaillement entre les processus liés au courant induit par le vent et le courant induit par les vagues ce qui augmente la contrainte de cisaillement et donc, la TKE. Ce schéma est clairement observé durant l'événement de Mistral (fig. 6.2A). Lors d'un événement de faible intensité, comme pendant l'événement d'ouest-nord-ouest, les vagues ont des hauteurs négligeables et, de ce fait, le courant induit par ces vagues est insuffisant pour participer à la génération de cette couche d'interaction : elle n'est donc pas présente (fig. 6.2B). Durant l'événement de sud-est, cette couche est non-existante ou fusionne avec la couche de courant générée par le vent (fig. 6.2D). Durant l'événement de ouest-sud-ouest, cette couche est difficile à définir clairement (fig. 6.2C).

6.2.3 Les couches en interaction avec l'herbier

Gambi et al. (1990) et Lefebvre et al. (2010) ont chacun décrit le profil vertical de courant sous influence d'un herbier comme la superposition de 3 couches : (i) une couche au dessus de l'herbier où les courants sont rapides et la TKE bas, (ii) une couche de transition à l'interface eau-canopée où la vitesse de courant augmente et où la TKE est important et (iii) une couche dans l'herbier où la vitesse de courant est lente et où la TKE diminue.

Définir la hauteur de canopée

Pour définir l'épaisseur de ces couches, nous devons d'abord estimer la hauteur de canopée. Durant notre mission de terrain (cf. film : [http ://www.gladys-littoral.org/en/resume/anne-leonore-paquier](http://www.gladys-littoral.org/en/resume/anne-leonore-paquier)), nous avons observé que les feuilles d'herbier bougeaient sous l'influence des

vagues mais étaient aussi couchées par le courant. En effet, lorsque le courant est de faible intensité, l'herbier est en position verticale. Par contre, lorsque les courants sont forts, ils couchent les herbiers. Sous l'effet des vagues, la canopée oscille en rythme avec le passage des vagues. L'amplitude des oscillations de la canopée diminue lorsque la vitesse de courant augmente. En effet, l'angle de ploiement des feuilles augmente avec la vitesse de courant (Fonseca et al., 1982), les feuilles d'herbiers sont donc maintenues en position couchée par le courant. En fonction de l'hydrodynamisme, la hauteur de la canopée variera donc. Durant l'événement de faible intensité d'ouest-nord-ouest, la hauteur de canopée devait approcher la longueur moyenne des feuilles de *Zostera noltei* (fig. 6.2B). Durant le fort événement de Mistral, on estime plutôt la hauteur de canopée comme la moitié de la longueur moyenne de feuilles (0.1 m) (fig. 6.2A). L'épaisseur des différentes couches variera donc en fonction de l'hydrodynamisme.

La couche au dessus de l'herbier

La couche au dessus de l'herbier comprend la couche de courant générée par le vent et de la couche d'interaction entre le courant généré par le vent et le courant induit par les vagues.

La couche de transition eau-canopée

La couche de transition eau-canopée est clairement identifiée durant les événements de Mistral et de vent d'ouest comme une couche de cisaillement située au dessus de l'herbier où la vitesse de courant et la TKE augmentent (fig. 6.2A, B, C). Cette couche pourrait être due au mouvement des feuilles d'herbier sous l'impact d'une plus importante contribution des vagues qui créeraient un changement dans la direction de courant. Le processus pourrait être associée à un 'skimming flow' à savoir une concentration de l'énergie des courants défléchie par l'herbier au dessus de la canopée comme observé par Gambi et al. (1990) ou Neumeier (2007).

La couche dans l'herbier

La couche dans l'herbier est caractérisée, à proximité du fond, par une direction de courant instable, ainsi que des vitesses de courant, une TKE et une contribution des vagues faibles (fig. 6.2). La forte diminution de l'intensité de ces processus démontre l'impact de l'herbier sur le courant. L'épaisseur de cette couche peut être contrôlée par la contribution des vagues. En effet, par Mistral, alors que les courants diminuent à grande proximité du fond, la couche dans l'herbier mesure 0.1 m (fig. 6.2A). Mais, par vent d'ouest ou de sud-est, alors que les courants sont faibles près du fond, la couche dans l'herbier est réduite à 0.05 m (fig. 6.2B, C, D). Ceci peut s'expliquer par l'importante contribution des vagues aux turbulences en partie basse de la couche de transition eau-canopée.

6.3 Les schémas de sédimentation et d'érosion dans l'herbier

4 levés topo-bathymétriques ont été réalisés entre février 2012 et Mars 2013 dans l'anse Ouest de la Pointe de Berre. Leur comparaison permet de faire ressortir des schémas d'évolution altimétrique susceptibles d'apporter un éclairage sur la compréhension des interactions entre l'herbier, l'érosion et la sédimentation. Nous rappelons ici que l'anse est divisée en deux sous-anses : la sous-anse Ouest, ou cellule A, occupée par l'herbier, et la sous-anse Est ou cellule B. Les parties centrale et est de la plage montrent des alternances d'accumulation et d'érosion. Les zones d'érosion et d'accumulation s'inversent d'une saison à l'autre, et ceci à trois reprises. Il semble donc qu'une rotation de plage affecte l'anse Ouest. Cette rotation semble être la réponse d'un stock de sédiments mobiles aux forçages induits par l'alternance de forts événements des deux vents dominants (Mistral et sud-est). C'est, à notre connaissance, la première fois qu'une rotation de plage est rapportée dans un système de plage lagunaire et/ou à fetch limité. La rotation est un processus plus généralement observées sur des plages ouvertes et exposées à de plus grosses vagues (Thomas et al., 2011).

Un examen approfondi des schémas spatiaux d'érosion et d'accumulation montre que l'herbier n'est pas juste un élément passif de la dynamique sédimentaire du site d'étude malgré son état relique (Bernard et al., 2007). Sur la figure 4.6 (chapitre 4), on observe que l'accumulation la plus étendue a lieu en arrière de l'herbier (plage émergée et immergée) ce qui reflète la création d'une zone abri en arrière de celui-ci. Cette accumulation est probablement associée à l'atténuation des vagues et des courants par l'herbier (chapitres 2 et 3, Paquier et al., 2014a, Paquier et al., 2014b). La bathymétrie moyenne de la partie ouest de l'anse (fig. 4.1, chapitre 4) et la pente douce de la plage suggèrent que ce secteur pourrait servir de zone préférentielle de dépôt. La cellule B de l'anse, où l'herbier de *Zostera noltei* est absent, est plus exposé aux événements de sud-est, mais aussi aux vagues réfractées de Mistral et aux courants générés par ces deux vents.

6.4 Les facteurs qui influencent les évolutions du substrat sédimentaire des herbiers

L'évolution substrat des herbiers semble contrôlée par différents facteurs qui sont la densité de faisceaux, le niveau de fragmentation de l'herbier, la récurrence des vents, la répartition des vents en fonction de l'orientation de l'anse et la granulométrie des sédiments. Entre mai 2009 et Mars 2013, nous avons réalisé neuf levés topo-bathymétriques dans l'anse Ouest et cinq dans l'anse Est. Ils nous ont permis de suivre l'évolution bathymétrique des deux anses à différentes échelles de temps (année, quelques mois et quelques jours). En parallèle, nous avons effectué un suivi des facteurs qui semblent contrôler l'évolution du substrat des herbiers. La figure 6.3) résume les résultats de cette étude. Celle-ci nous a permis de définir comment et dans quelles mesures ces facteurs influencent l'évolution du substrat.

6.4.1 Facteurs qui influencent l'évolution du substrat de l'herbier

L'hydrodynamisme

L'hydrodynamisme semble être un facteur de contrôle important de l'évolution sédimentaire dans l'herbier puisque une érosion est observée même quand la densité d'herbier augmentait et de l'accrétion a été mesurée même lorsque, à l'inverse, la densité d'herbier décroissait. Dans l'Étang de Berre, le vent contrôle l'hydrodynamisme qui, lui même, contrôle la remise en suspension et le transport de sédiments et donc, les changements morphologiques. Le vent est donc le facteur primordial dans le contrôle des changements morphologiques dans l'Étang de Berre. La direction des vents par rapport à l'orientation des anses va déterminer si ces vents sont peu morphogènes (vents ayant une provenance supérieure à 285 et inférieure à 105°N qui génèrent des vagues hautement réfractées à l'entrée dans l'anse) ou s'ils sont hautement morphogènes (vents ayant une provenance supérieure à 105 et inférieure à 285°N qui génèrent des vagues peu ou pas réfractées à l'entrée dans l'anse). Les vents sont aussi classés en fonction de leur

réurrence : vents peu récurrents, vents récurrents et vents hautement récurrents. La réurrence de vent est significativement haute lorsqu'elle est supérieure à la médiane des réurrences des périodes d'études d'une durée similaire. La réurrence des vents et la direction des vents en fonction de l'orientation de l'anse permettent d'expliquer une grande partie de l'évolution du substrat de l'herbier. On peut distinguer 4 cas (fig.6.3) :

- Lorsque la réurrence des vents forts est faible, il n'y a pas d'activité hydrodynamisme dans la lagune. Le substrat de l'herbier est donc stable ou en accumulation. Toutefois, la différence entre stabilité et accumulation sédimentaire peut dépendre d'autres critères comme, par exemple, la biométrie de l'herbier.
- Lorsque la réurrence des vents forts est significative et que les vents sont peu morphogènes, les vagues de vent générées par les vents sont fortement réfractées et auront moins d'impact dans les anses. Le substrat de l'herbier est donc stable.
- Lorsque la réurrence de vents forts est significative et que les vents sont hautement morphogènes, les vagues de vent entrent directement dans l'anse et sont particulièrement énergétiques. Le fond dans l'herbier est donc en érosion.
- Lorsque la réurrence de vents forts est hautement significative (plus de 38%) et même si les vents sont peu morphogènes, les vagues de vent, même fortement réfractées, seront hautes et auront des impacts importants sur le fond dans l'herbier. Le substrat est donc, au moins en partie, érodé dans l'herbier.



FIGURE 6.3 – Densité de faisceaux, fragmentation de l'herbier, récurrence des vents, direction dominante des vents observés à la Pointe de Berre aux échelles de temps courtes et saisonnières. Pour chacun de ces facteur, la case la plus foncée représente une probabilité d'accrétion et la plus claire une probabilité d'érosion. Les évolutions du substrat de l'herbier sont reportés pour chaque événements dans la dernière colonne.

L'herbier

La biométrie et la morphologie de l'herbier peuvent aussi influencer l'évolution du substrat.

Densité de faisceaux et longueur de feuilles

Quand les conditions hydrodynamiques sont favorables, la densité relativement élevée de faisceaux d'été favorise l'accumulation dans l'herbier (fig. 5.4c, chapitre 5). Quand les conditions hydrodynamiques sont plus intenses, une haute densité d'herbier peut protéger le substrat de l'herbier contre l'érosion alors qu'un fond non végétalisé sera érodé (fig. 5.4h), chapitre 5. Quand les conditions hydrodynamiques sont particulièrement fortes, d'importantes densités d'herbier et longueurs de feuilles peuvent favoriser l'accrétion à l'arrière de l'herbier même si une érosion peut avoir lieu en front d'herbier (fig. 5.4g, chapitre 5). L'herbier peut donc ralentir les courants (Paquier et al., 2014b) et atténuer les vagues de vent (Paquier et al., 2014a). L'effet d'abri à l'arrière de l'herbier est mis en évidence par un tri granulométrique des sédiments le long des transects traversants l'herbier : la granulométrie est toujours la plus fine en arrière de l'herbier. Plusieurs auteurs (Bouma et al., 2007, Bos et al., 2007, Neumeier, 2007) ont observé de l'accumulation dans des herbiers denses et de l'érosion en front d'herbier et entre les tâches. Nous observons le même schéma bien que l'herbier de la Pointe de Berre soit à l'état relique et fragmenté. La densité relativement haute de faisceaux en été favorise aussi le dépôt des particules fines dans l'herbier (fig. 5.4c et 5.6, chapitre 5) comme cela a été observé par Bos et al. (2007), Katwijk et al. (2010) et Ganthuy et al. (2011b).

Fragmentation de l'herbier

La fragmentation de l'herbier correspond à son découpage en plusieurs petites tâches. Luhar and Nepf (2013) ont montré qu'un grand nombre de tâches peut réduire l'hydrodynamisme en

augmentant les zones d'interfaces (limites de tâches). Mais, à la Pointe de Berre, l'herbier n'est pas assez étendu pour considérer la fragmentation comme une condition qui permet la réduction de l'hydrodynamisme. La fragmentation de l'herbier est plutôt à considérer comme une condition d'érodabilité, surtout lorsque les tâches sont petites, puisqu'une érosion en bord de tâche a déjà été observé (e.g. Bouma et al., 2007, Bos et al., 2007). La fragmentation de l'herbier est ici approchée par la différence entre les deux anses : l'herbier de l'anse Ouest est plus fragmenté que l'herbier de l'anse Est. Les évaluations de la fragmentation sont valables seulement pour l'été, période à laquelle les cartographies d'herbier sont réalisées par le GIPREB. Il est donc peu aisé de mettre en évidence l'impact de la fragmentation. En prenant en compte cette limite, le seul effet de cette fragmentation mis en évidence par le jeu de données portait sur la granulométrie durant une période de dégénérescence de l'herbier (fig. 5.4f and 5.6, chapitre 5). Le substrat sédimentaire était stable dans les deux anses mais une augmentation de la granulométrie était observée dans l'herbier de l'anse Ouest (comme observé aussi par Bos et al., 2007, Katwijk et al., 2010 et Ganthy et al., 2011b) alors qu'un affinement de la granulométrie était observé dans l'herbier de l'anse Est. La fragmentation plus faible de l'herbier de l'anse Est semble permettre une meilleure atténuation des forçages hydrodynamiques de faible amplitude et donc, un dépôt de sédiments fins dans l'herbier.

6.5 Les impacts attendus de l'hydrodynamisme, de l'érosion et de la sédimentation sur l'herbier

Les herbiers de l'Étang de Berre sont réduits à certaines zones protégées et ne semblent pas pouvoir s'étendre dans la lagune. En effet, les courants et les vagues contrôlent la distribution spatiale des herbiers sous-marins en contraignant leur extension à des zones protégées (Madsen et al., 2001). Nous essayons donc de comprendre quels sont les effets potentiels de cette combinaison de forçages et des évolutions sédimentaires qui en découlent.

6.5.1 Les impacts des vagues sur l'herbier

Les feuilles d'herbier peuvent être arrachées sous l'impact des vagues et des courants (Fonseca and Kenworthy, 1987), d'autant plus si elles sont épiphytées. Les vagues peuvent aussi éroder le fond dans l'herbier et déchausser les faisceaux d'herbier (Fonseca and Kenworthy, 1987, Seymour et al., 1989). Bouma et al. (2005) considèrent l'atténuation des vagues comme bénéfique pour les herbiers parce que cette atténuation la sédimentation lorsque l'énergie des vagues diminue. En effet, une fois les vagues atténuées, elles n'auront plus assez d'énergie pour endommager l'herbier ou le fond. Durant l'atténuation, l'énergie des vagues impose aux plantes de fortes contraintes qui se traduisent par un mouvement oscillatoire de la canopée (Paul et al., 2012) mais qui peuvent aussi très bien abîmer l'herbier. En théorie, si une vague est trop petite pour être atténuée par l'herbier, elle ne lui causera aucun dommage car elle sera trop peu énergétique pour en occasionner. Si une vague est assez importante pour être atténuée par l'herbier, elle pourrait l'abîmer dans la zone d'atténuation et plus au large mais pas plus à la côte. Plus l'atténuation sera importante et étendue, plus les dommages subis par l'herbier seront importants.

6.5.2 Les impacts des courants sur l'herbier

Le courant peut réduire l'atténuation des vagues (Paul et al., 2012) et augmenter l'impact de ces dernières. Inversement, l'aplatissement de la canopée par les courants peut-être diminué

par le mouvement oscillatoire des feuilles (Paul et al., 2012). Alors que les vitesses de courants sont réduites dans la canopée, elles augmentent au dessus de l'herbier (skimming flow) et sur les parties frontales et latérales des tâches d'herbier (Neumeier, 2007). Le front et les bords de l'herbier seront donc érodés par ces courants (Bouma et al., 2007). Les courants vont donc être réduits à ces zones d'interfaces et les faisceaux situés au cœur des tâches seront protégés (Luhar and Nepf, 2013). Dans l'herbier résiduel et fragmenté qu'est celui de la Pointe de Berre, les courants peuvent avoir des conséquences importantes sur la déstabilisation de l'herbier parce que les tâches sont petites et que chacune d'elles pourra être érodée sur ses bords. L'érosion des bords de tâches par le courant peut aussi être importante du fait de la chenalisation du courant entre les tâches. Par ailleurs, les courants aplatissent la canopée (Boller and Carrington, 2006) et réduisent donc la résistance de l'herbier à l'écoulement.

6.5.3 Les impacts combinés des courants et des vagues de vent sur l'herbier

Seules les vagues de plus de 0.4 m de hauteur au large de l'anse sont atténuées au dessus d'un herbier d'une densité équivalente (Paquier et al., 2014a, chapitre 2). Une vague de vent de 0.4 m au large correspond à des vagues très petites au dessus de l'herbier³ (Paquier et al., 2014a, chapitre 2). Nos résultats (Paquier et al., 2014b, chapitre 3) montrent que l'intensité des courants et la TKE sont relativement élevés quand les hauteurs de vagues atteignent 0.25 m au dessus de l'herbier. L'herbier est donc impacté par de très petites vagues et, quand la vitesse du vent augmente, par les courants. La combinaison des vagues de vent et des courants peut sérieusement endommager l'herbier. Les vagues de vent endommagent l'herbier avant et dans la zone d'atténuation des vagues, les courants érodent les bords de tâches et favorisent l'impact des vagues de vent en diminuant leur atténuation (Paul et al., 2012). Dans l'Étang de Berre, la vitesse du vent est importante tout au long de l'année et particulièrement durant l'hiver et le printemps qui est la période de croissance de l'herbier. L'herbier est donc impacté toute l'année par l'hydrodynamisme mais particulièrement pendant le printemps, sa période de croissance. La

3. Hauteur de vagues minimum de 0.05 m.

combinaison récurrente de vagues de vent et de courants peut donc contraindre l'extension de l'herbier.

6.5.4 Impacts attendus de l'hydrodynamisme et des mouvements sédimentaires sur l'herbier des deux anses de la Pointe de Berre

Cabaço and Santos (2007) ont observé une importante mortalité de faisceaux de *Zostera noltei* après deux semaines d'enfouissement complet sous 4 cm de sédiments. Il semble difficile d'enfouir totalement l'herbier de la Pointe de Berre, notamment dans l'anse Ouest où les tâches d'herbier sont surélevées. Dans l'anse Est, un enfouissement complet de l'herbier est plus probable, particulièrement en hiver, quand les feuilles sont très petites. L'érosion observée dans l'herbier peut avoir un impact plus important dans l'anse Ouest parce que la position surélevée de la matte expose le système racinaire et les faisceaux pourront être facilement arrachés. Les mêmes taux d'érosion auront moins d'impact sur l'herbier de l'anse Est : même si quelques feuilles pourront être arrachées, les rhizomes et les faisceaux sont globalement bien protégés par le substrat.

Bibliographie

- Alekseenko, E., Roux, B., Sukhinov, A., Kotarba, R., Fougere, D., 2013. Coastal hydrodynamics in a windy lagoon. *Computers & Fluids* 77, 24 – 35. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0045793013000571>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.compfluid.2013.02.003>.
- Bernard, G., Boudouresque, 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771407000728>, doi :[10.1016/j.ecss.2007.03.003](http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2007.03.003).
- Boller, M.L., Carrington, E., 2006. In situ measurements of hydrodynamic forces imposed on *Chondrus crispus* stackhouse. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 337, 159–170. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022098106003285>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2006.06.011>.
- Bos, A.R., Bouma, T.J., de Kort, G.L., van Katwijk, M.M., 2007. Ecosystem engineering by annual intertidal seagrass beds : Sediment accretion and modification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 74, 344–348. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771407001096>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2007.04.006>.

- Bouma, T., van Duren, L., Temmerman, S., Claverie, T., Blanco-Garcia, A., Ysebaert, T., Herman, P., 2007. Spatial flow and sedimentation patterns within patches of epibenthic structures : Combining field, flume and modelling experiments. *Continental Shelf Research* 27, 1020–1045. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434306004055>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.019>.
- Bouma, T., Vries, M.D., Low, E., Peralta, G., Tanczos, I., de Koppel, J.V., Herman, P., 2005. Trade-offs related to ecosystem engineering : a case study on stiffness of emerging macrophytes. *Ecology* 86, 2187–2199. URL : <http://depot.knaw.nl/11662/>, doi :URN:NBN:NL:UI:17-11662.
- 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022098106004965>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2006.09.003>.
- Fonseca, M., Fisher, J., Zieman, J., Thayer, G., 1982. Influence of the seagrass, *Zostera marina* L., on current flow. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 15, 351–364. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0272771482900464>, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714\(82\)90046-4](http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714(82)90046-4).
- Fonseca, M., Kenworthy, W.J., 1987. Effects of current on photosynthesis and distribution of seagrasses. *Aquat. Bot.* 27, 59–78.
- Fonseca, M.S., Calahan, J.A., 1992. A preliminary evaluation of wave attenuation by four species of seagrass. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 35, 565–576. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/>

S0272771405800393, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714\(05\)80039-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714(05)80039-3).

Gambi, M., Nowell, A., Jumars, P., 1990. Flume observations on flow dynamics in *Zostera marina* (eelgrass) beds. *Marine Ecology Progress Series* 61, 159–169.

Ganthy, F., Sottolichio, A., Verney, R., 2011b. Seasonal modification of tidal flat sediment dynamics by seagrass meadows of *Zostera noltii* (Bassin d’Arcachon, Bassin d’Arcachon, France). *Journal of Marine Systems* URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796311002995>, doi :10.1016/j.jmarsys.2011.11.027.

Katwijk, M.V., Bos, A., Hermus, D., 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771410002283>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2010.06.008>.

Lefebvre, A., Thompson, C., Amos, C., 2010. Influence of *zostera marina* canopies on unidirectional flow, hydraulic roughness and sediment movement. *Continental Shelf Research* 30, 1783–1794. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434310002633>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2010.08.006>.

Luhar, M., Nepf, H.M., 2013. From the blade scale to the reach scale : A characterization of aquatic vegetative drag. *Advances in Water Resources* 51, 305–316. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170812000322>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.02.002>. 35th Year Anniversary Issue.

- Madsen, J., Chambers, P., James, W., Koch, E., Westlake, D., 2001. The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. *Hydrobiologia* 444, 71–84. URL : <http://dx.doi.org/10.1023/A%3A1017520800568>, doi : [10.1023/A:1017520800568](http://dx.doi.org/10.1023/A:1017520800568).
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research* 27, 1046–1059. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434307000027>, doi : <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.07.009>.
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., Larroudé, P., 2014a. Interactions between wind-waves and a low shoot density *Zostera noltii* meadow in a fetch limited micro-tidal lagoon. In prep .
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., 2014b. Wind-driven and wave-induced currents in interaction with a patchy meadow in a fetch-limited lagoon. In prep .
- Paul, M., Amos, C., 2011. Spatial and seasonal variation in wave attenuation over *Zostera noltii*. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 116. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006797>, doi : [10.1029/2010JC006797](http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006797).
- Paul, M., Bouma, T., Amos, C., 2012. Wave attenuation by submerged vegetation : combining the effect of organism traits and tidal current. *Mar Ecol Prog Ser* 444, 31–41. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v444/p31-41/>.
- Seymour, R., Tegner, M., Dayton, P., Parnell, P., 1989. Storm wave induced mortality of giant kelp, *Macrocystis pyrifera*, in Southern California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 28, 277–292. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0272771489900188>, doi : [http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714\(89\)90018-8](http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714(89)90018-8).
- Thomas, T., Phillips, M., Williams, A., Jenkins, R., 2011. Short-term beach rotation, wave

climate and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Progress in Physical Geography* 35, 332–352.

Chapitre 7

Conclusion

7.1 Interactions entre les dynamiques hydro-sédimentaires et les herbiers dans l'Étang de Berre

Nos travaux ont démontrés que les interactions entre les herbiers de la Pointe de Berre, les vagues de vent, les courants et la dynamique sédimentaire variaient en fonction de différents critères que nous allons présenter ici à l'échelle de l'évènement, puis à une échelle temporelle plus large.

À l'échelle de l'évènement, les interactions entre l'hydrodynamisme et les herbiers semblent dépendre de l'intensité et de la direction du vent, du niveau d'eau et de la densité d'herbier. Pour une densité d'herbier donnée, les niveaux d'interactions entre vagues de vents, courants et herbiers dans l'anse Ouest de la pointe de Berre sont reportés sur la figure 7.1. La vitesse du vent conditionne l'hydrodynamisme dans l'étang et donc, les interactions hydrodynamisme herbier. Lorsque la vitesse du vent est faible, il n'y a pas de courants ni de vagues de vent et donc, aucune interaction entre les herbiers et l'hydrodynamisme. Quand la vitesse du vent augmente, les vagues de vent se forment et entrent en interaction avec l'herbier. Puis, si le vent s'intensifie encore, la taille des vagues de vent augmente, les vitesses de courants aussi, et les courants entrent à leur tour en interaction avec l'herbier. Les interactions entre l'herbier et l'hydrodynamisme ne cesseront de s'intensifier avec l'intensité du vent (fig. 7.1).

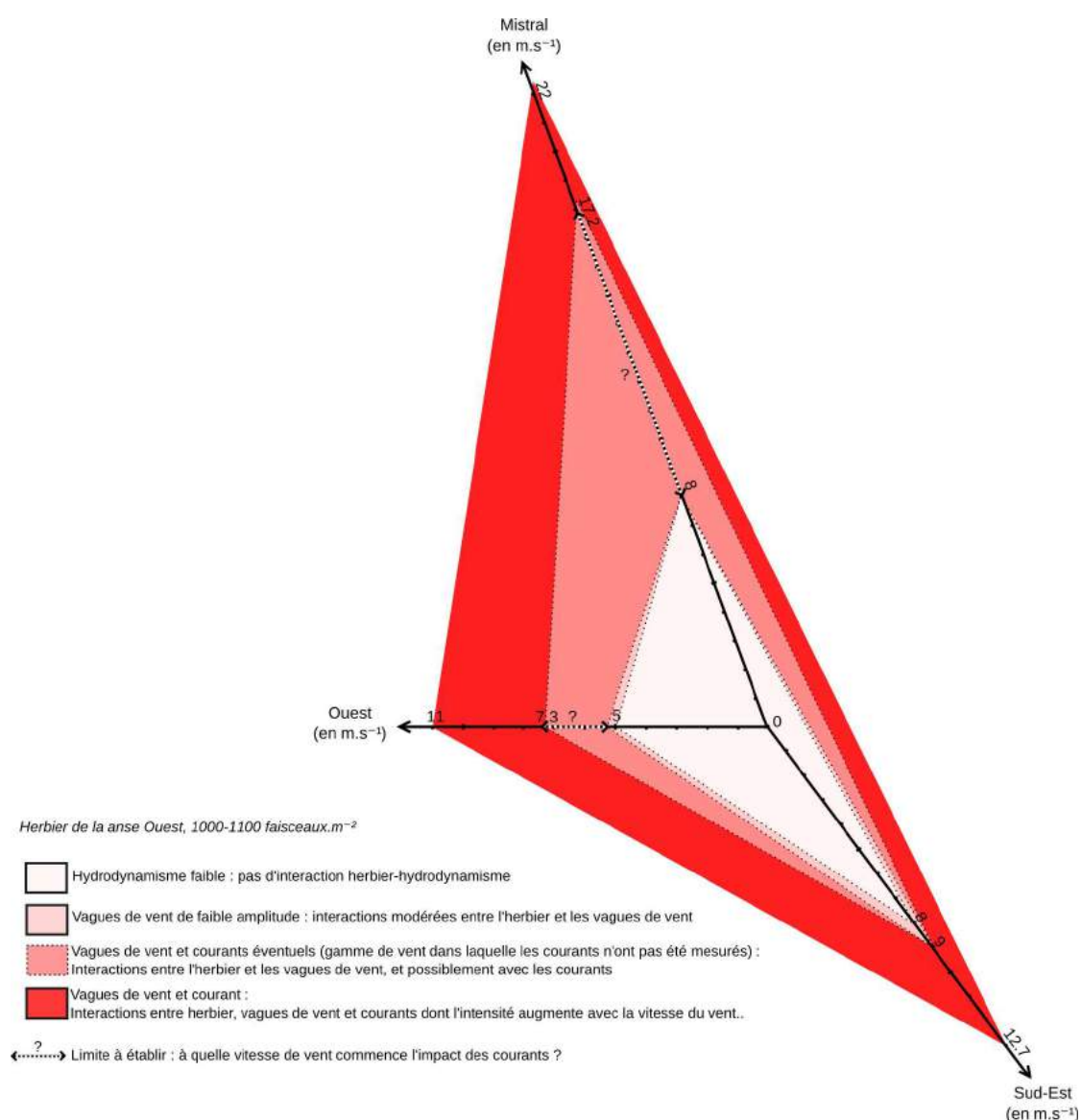


FIGURE 7.1 – Niveaux d'interactions observés entre l'herbier de l'anse Ouest de la Pointe de Berre, les vagues de vent et les courants en fonction de la vitesse et de la direction du vent. Les valeurs indiquées sont valables pour un herbier d'une densité de 1000 à 1100 faisceaux par m² et pour l'herbier de l'anse Ouest de la Pointe de Berre.

La direction du vent entre aussi en jeu puisque les interactions entre vagues de vent et herbier débutent et varient à des vitesses de vents différentes en fonction de la direction du vent. Même si au large, la hauteur des vagues de vent dépend de la vitesse du vent et de la longueur du fetch,

dans l'anse, la hauteur des vagues de vent, et donc les interactions vagues-herbier, dépendent de l'importance de la réfraction. À vitesse de vent égale, le vent d'ouest génère les vagues qui ont les plus fortes interactions avec l'herbier (fetch moyen mais très peu de réfraction), le vent de sud-Est génère des vagues qui sont en interaction moyenne avec l'herbier (fetch le plus court mais aucune réfraction) et le vent de Mistral génère les vagues qui ont le moins d'interaction avec l'herbier (fetch le plus long mais très forte réfraction). Toutefois, le Mistral atteint des vitesses très importantes : il générera donc de fortes interactions vagues-herbier. Nos données laissent penser que la direction du vent n'a pas d'impact sur les interactions courants-herbiers car le vent influence surtout le haut de la colonne d'eau. Cependant, nous ne pouvons exclure cet éventuel impact. On note que par vent de sud-est, les interactions courants-herbier débutent assez rapidement après les premières interactions vagues-herbier ce que nous ne pouvons affirmer pour le Mistral et le vent d'ouest (fig. 7.1).

La variation du niveau d'eau peut avoir un impact important sur les interactions entre vagues de vent et herbier. En effet, un niveau d'eau important décalera l'atténuation des vagues plus à la côte ; la zone d'herbier impacté se prolongera donc à la côte. Pour des vagues d'une hauteur donnée, les interactions vague-herbier seront donc décalées vers la côte en cas de surcote et vers le large, dans une zone peut-être non-végétalisée en cas de décote.

Enfin, la densité d'herbier peut aussi modifier les interactions entre hydrodynamisme et herbier. Une densité d'herbier élevée offre une meilleure atténuation hydrodynamique et réduit donc les impacts sur l'herbier : en atténuant les vagues et les courants en front d'herbier, le reste de l'herbier sera abrité. À l'inverse, un herbier de faible densité sera fortement soumis aux impacts d'un hydrodynamisme important.

En fonction du niveau d'interactions entre hydrodynamisme et herbier, les impacts sur l'herbier varieront. Lorsqu'il n'y a pas de vents, il n'y a ni vagues de vents ni courants, et donc pas d'interactions entre hydrodynamisme et herbier : ce dernier n'est pas impacté (fig. 7.2a). Lorsqu'il y a du vent, les vagues de vent puis les courants se propageront dans l'anse et pourront impacter l'herbier. Sur le terrain, durant différents événements de vents forts, nous avons

observé une forte turbidité certainement liée à la remise en suspension des sédiments en place. Il semble aussi possible d'observer le déchaussement de l'herbier et l'arrachage des faisceaux et des feuilles, particulièrement si elles sont épiphytées (fig. 7.2b). Ces impacts seront d'autant plus prononcés que les interactions entre hydrodynamisme et herbier seront fortes (fig. 7.2b).

À une échelle de temps plus longue que celle de l'événement (quelques jours à quelques mois), la récurrence des vents joue un rôle important dans les interactions entre les dynamiques hydro-sédimentaires et les herbiers. En effet, si un seul événement de vent fort a lieu durant une saison, l'herbier sera impacté à l'échelle de l'événement mais cela ne modifiera pas fondamentalement son développement, l'évolution du fond, ou encore l'extension de l'herbier (fig. 7.2a). En revanche, si des événements de vent fort se reproduisent fréquemment, l'herbier est abîmé par l'impact direct de l'hydrodynamisme mais aussi par l'érosion importante du substrat meuble qui le déstabilise (fig. 7.2b). L'extension de l'herbier est fortement compromise car la croissance des rhizomes et l'enracinement des plantules est empêché.

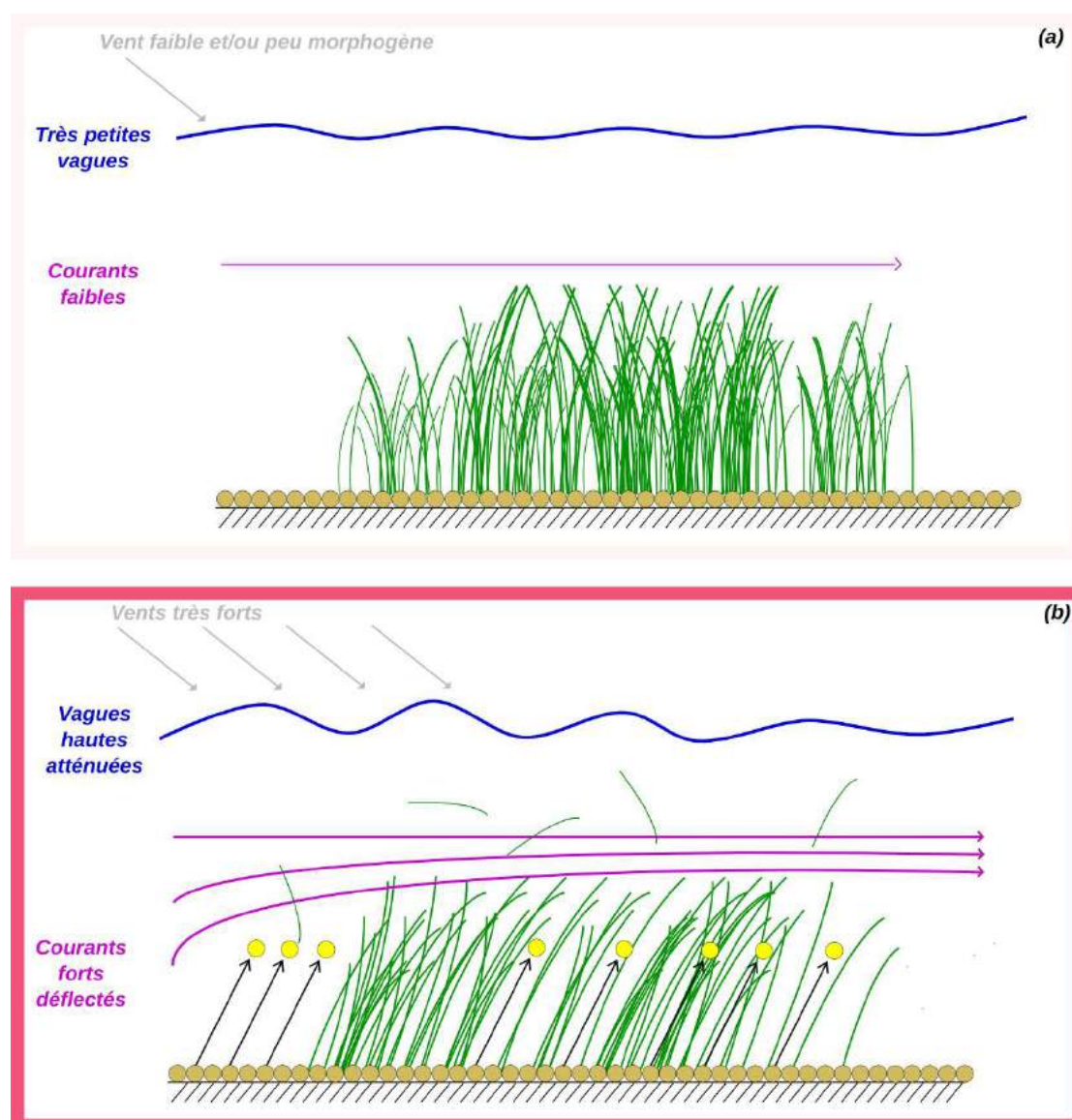


FIGURE 7.2 – Cas d'un herbier dans des conditions favorables à son extension (a) et cas d'un herbier dans des conditions défavorables à son extension (b).

7.2 Gestion possible de l'herbier de la Pointe de Berre

Durant le printemps et l'été 2014, l'herbier de la pointe de Berre a évolué. De nouvelles tâches sont apparues dans l'anse Ouest (sous-anse Est) et entre l'anse Est et la Pointe de Berre

tandis qu'une coalescence de tâches a eu lieu dans les zones préalablement végétalisées. L'augmentation de la salinité moyenne dans l'étang mais aussi le temps de latence nécessaire à l'herbier pour réagir aux améliorations du milieu peuvent expliquer en grande partie cette extension des herbiers le long de la côte. Une plus faible récurrence de vent durant les mois de croissance de l'herbier est aussi envisageable mais reste à démontrer. Toutefois, le développement des herbiers se limite à la zone côtière (maximum 2 m de profondeur) et ne s'étend pas vers le large. Cette restriction spatiale de l'herbier pourrait être due aux interactions avec l'hydrodynamisme. Ainsi, pour réduire l'hydrodynamisme et permettre à l'herbier de s'étendre vers le large, il semble nécessaire de réduire la hauteur des vagues, de diminuer l'intensité des courants, ou d'augmenter la densité de l'herbier. Il semble difficile de densifier l'herbier car les tentatives de ré-implantation réalisées dans l'Étang de Berre ont été peu concluantes sur le long terme (Bernard et al., 2013). En revanche, il peut être envisagé d'implanter en avant de l'herbier des structures souples, discontinues, légères, facilement déployables et repositionnables, qui serviraient à réduire l'intensité des courants ou à atténuer les vagues avant l'herbier. La profondeur et la position d'implantation de telles structures devraient être pensées de façon à réduire le forçage hydrodynamique sans gêner le fonctionnement naturel de la plage et sans générer d'augmentation de la turbulence au fond ou à grande proximité de l'herbier tout en lui permettant de s'étendre vers le large. Si une structure amortissante devait être déployée en avant de l'herbier, il serait nécessaire de prendre de grandes précautions et une telle démarche devrait faire l'objet d'études approfondies car les études portant sur des herbiers associés à des structures artificielles sont encore trop peu nombreuses (Ondiviela et al., 2014). En effet, de nombreux ouvrages mis en place dans le monde à grands frais ont été inutiles voir contre-productifs (Ranasinghe and Turner, 2006).

7.3 Perspectives

Le regain de l'herbier à l'été 2014 pourrait être dû à une faible fréquence des vents forts. Une étude des vents forts durant les mois précédents cette extension pourrait tout à fait mettre en évidence une plus faible récurrence des vents et donc, de l'hydrodynamisme.

Les critères pouvant influencer les interactions entre l'hydrodynamisme, l'évolution sédimentaire et les herbiers de la Pointe de Berre sont désormais connus. Il est tout à fait possible d'utiliser la méthodologie mise en place sur la Pointe de Berre afin de définir les niveaux d'interactions entre herbiers et dynamiques hydro-sédimentaires sur les autres herbiers de l'étang.

Des mesures de transport sédimentaire couplées à des mesures hydrodynamiques permettraient de mettre en évidence l'impact effectif des vagues de vent et des courants combinés sur la remise en suspension en présence de l'herbier à une échelle de temps fine. En attendant de pouvoir réaliser ces mesures, la modélisation peut être utilisée pour évaluer ce transport sédimentaire. Deux collaborations sont d'ailleurs en cours avec Nathalie Durand et Vito Bacchi du LNHE, Chatou et avec Philippe Larroudé et Thibault Oudart du LEGI, Grenoble. Ces travaux ont pour but de mettre en place des simulations de propagation des vagues de vent au dessus de l'herbier qui seront validées par nos données. Les travaux sur la modélisation des vagues sur TELEMAC et en SPH par les membres du LEGI sont déjà avancés (Oudart et al., 2014) et permettront bientôt la simulation de scénarios non suivis.

Enfin, dans ce travail nous avons mis en évidence les interactions entre herbiers et hydrodynamisme mais aucune mesure directe de l'impact de l'hydrodynamisme sur les herbiers (comme, par exemple, un pourcentage d'arrachage de feuilles) n'a été réalisée. Une étude expérimentale portant sur les impacts directs et indirects de l'hydrodynamisme sur l'herbier serait intéressante à mener.

Bibliographie

Bernard, G., Morancy, R., Jouvenel, J.Y., Javel, F., Meinesz, A., 2013. Etude des possibilités de restauration des herbiers de *Zostera* dans l'étang de Berre par des réimplantations expérimentales, in : r (Ed.), *Lagun'r - Rencontres scientifiques autour de l'étang de Berre*.

Ondiviela, B., Losada, I.J., Lara, J.L., Maza, M., Galván, C., Bouma, T.J., van Belzen, J., 2014. The role of seagrasses in coastal protection in a changing climate. *Coastal Engineering* 87, 158–168. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383913001889>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.11.005>. *coasts@Risks : THESEUS, a new wave in coastal protection*.

Oudart, T., Jaymond, A., Larroudé, P., Paquier, A., Meulé, S., E.J., 2014. Simulate the wind-wave attenuation on sea-grass meadow in berre lagoon with tomawac and sph 3d, in : *Proceeding of the XVIIIth Telemac & Mascaret User Club*, EDF, Grenoble, p. Accepted.

Ranasinghe, R., Turner, I.L., 2006. Shoreline response to submerged structures : A review. *Coastal engineering* 53, 65–79.

Annexe A

Protocole d'analyse des prélèvements sédimentaires

Des prélèvements sédimentaires ont ainsi été réalisés sur un transect géoréférencé traversant l'herbier dans chaque anse (fig. 5.1 c). Ces prélèvements ont été réalisés en avant de l'herbier, en front d'herbier, au milieu de l'herbier, en arrière de l'herbier et sur le jet de rive. L'analyse des prélèvements sédimentaires a donc fait l'objet d'une étude spécifique afin de mettre en place un protocole d'analyse reproductible (résumé en fig. A.2) et permettant la comparaison des échantillons entre eux (spatialement et dans le temps). La granulométrie des sédiments a été étudiée afin d'évaluer leur capacité à retenir les sédiments. L'état de préservation et la quantité des coquilles a aussi été abordée. En effet, les sédiments des plages de la Pointe de Berre sont caractérisés par une très grande part de coquilles (fig. A.1).



FIGURE A.1 – Cordon dunaire de la Pointe de Berre en février 2011. Les coquilles constituent la majeure partie des sédiments en place.

La perte au feu (Dean, 1974) a été réalisée sur 30g d'échantillon. Les parts d'humidité, de matière organique et de dioxyde de carbone sont évaluées par des pesées précédant et suivant des passages successifs au four de 12 h minimum à 105°C, de 2 h à 550° C et de 5 h minimum à 925°C. Par une fonction de transfert appliquée au taux de dioxyde de carbone contenu

dans l'échantillon, on peut obtenir un taux de carbonate. Cela permet d'approximer la part de coquilles dans chaque échantillon.

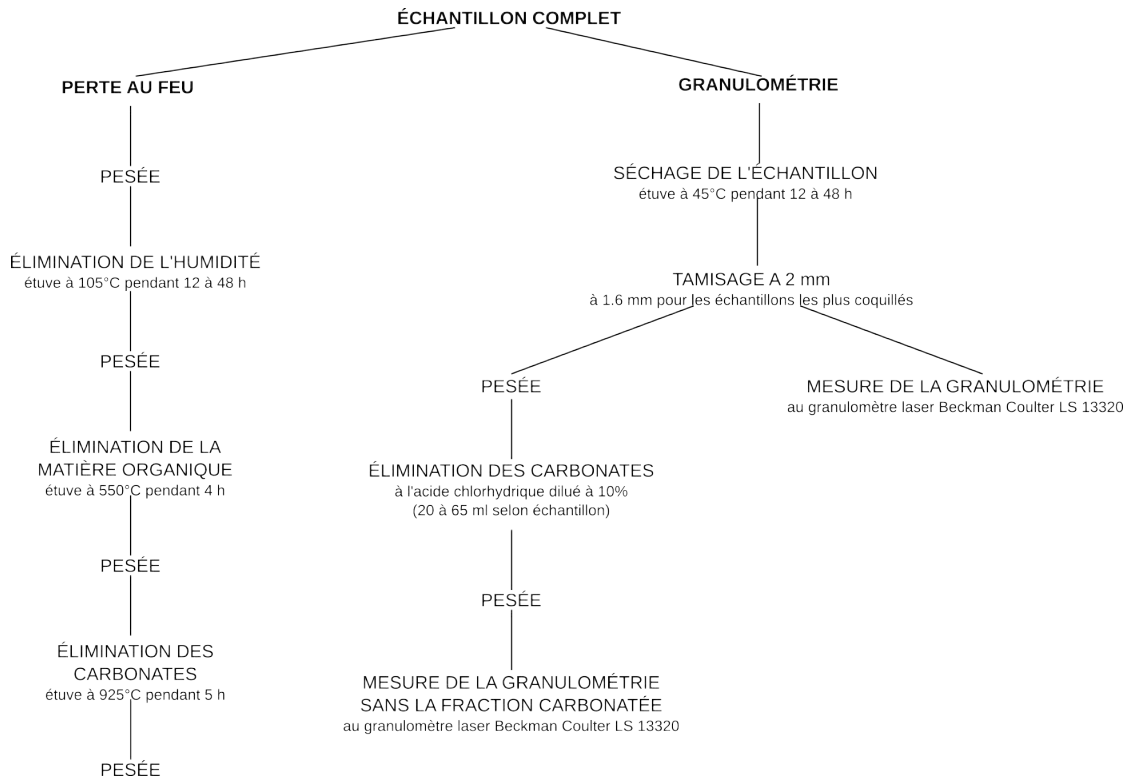


FIGURE A.2 – Protocole d'analyse des prélèvements sédimentaires.

Parallèlement, les échantillons sont à nouveau prélevés pour une analyse par diffraction laser au granulomètre laser (Beckman Coulter LS 13 320) pouvant caractériser les fractions granulométriques de 40 nm à 2 mm. Après séchage et tamisage à 2 mm. Les échantillons provenant du jet de rive présentent une grande part de coquilles et sont donc tamisés à 1.6 mm. Les résidus issus du tamisage sont ensuite séparés en deux. La première moitié de chaque échantillon est passée au granulomètre laser. Le reste est pesé puis une dissolution chimique des carbonates des coquilles est effectuée (Murray, 2002 d'après Carver, 1971). Y sont ajoutés 25 ml d'eau distillée, puis, par tranches de 5 ml, de l'acide chlorhydrique dilué à 10 % jusqu'à arrêt de l'effervescence. L'échantillon est ensuite chauffé à 80-90° puis refroidi, rincé trois fois à l'eau distillée, et séché

à l'étuve. Le pourcentage de carbonates dissous est obtenu par différence entre les pesées avant et après traitement. L'échantillon dépourvu de coquilles est passé au granulomètre laser.

Bibliographie

Carver, R., 1971. Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley Interscience, New York.

Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition : comparison with others methods. Journal of sedimentary Petrology 44, 242–248.

Murray, M.R., 2002. Is laser particle size determination possible for carbonate-rich lake sediments ? Journal of Paleolimnology 27, 173–183.

Table des figures

1.1	a. Situation de l'Étang de Berre en France. b. L'Étang de Berre. Les bassins versants des affluents naturels sont représentés en gris clair.	15
1.2	Données tri-horaires de vents enregistrées à Marignane entre 1949 et 2008.	16
1.3	a. Croquis de l'étendue des herbiers en 1917 (estimée à partir des travaux de Germain, 1917). b. Croquis des positions des herbiers résiduels présents dans l'étang en 2014.	22
1.4	a. Position de site d'étude dans l'Étang de Berre et longueur des fetchs du Mistral et des vents de sud-est ou d'ouest. b. Photographie aérienne de la Pointe de Berre et ses herbiers de <i>Zostera noltei</i>	25
1.5	Photographie d'un bord de 'tâche' escarpé dans l'anse Ouest. De nombreuses coquilles sont présentes dans le sédiment.	26
1.6	Photographies des différents éléments bloquant le transport sédimentaire entre l'embouchure de l'Arc et la Pointe de Berre.	28
1.7	Problématique scientifique. Interactions entre vagues de vent, courants et herbier sous-marins dans le cas d'un herbier dense et continu (a.) et dans le cas d'un herbier de faible densité fragmenté (b.)	32
2.1	Graphical abstract.	43
2.2	Study area. a. Location in France. b. Berre lagoon. The star indicates the study site of Berre Point. c. Bathymetry and altimetry of Berre Point and location of stations of pressure measurements. d. Mean wind rose for Berre lagoon from data from the Météo France weather station in Marignane (1949-2009).	47

2.3	Mean shoot density (a) and leaf length (b) measured at Berre Point between March 2012 and March 2013. Standard errors are represented by black crosses.	52
2.4	Hydrodynamic conditions monitored during the October 2012 survey : a. Wind speed (m.s^{-1}) and b. wind direction (degrees N) at Marignane weather station. c. H_s at S2m and d. H_s at S2s (m). . .	54
2.5	Log of Smoothed spectrum (15 values) above ST (a) and MT (b) during the October 2012.	55
2.6	H_s (m), wave attenuation (in $\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$) and water level variation (m) along ST (a, b, c) and MT (d, e, f) during the October 2012 survey.	57
2.7	Hydrodynamic conditions monitored during the March 2013 survey a. Wind speed (m.s^{-1}) and b. wind direction (degrees N) at Marignane weather station. c. H_s (m) and d. T_p offshore (s).	59
2.8	Decrease in H_s from the off-shore to the shoreward during the March 2013 survey for the strong Mistral event (a), moderate Mistral events (b, c, d), the strong southeast wind event (e), moderate southeast wind events (f and g) and west wind events (h and i). The first strong mistral event is analysed in 2 phasis separated by the dashed line.	61
2.9	Wave attenuation (in $\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$) from the off-shore to the shoreward during the March 2013 survey for the strong Mistral event (a), moderate Mistral events (b, c, d), the strong southeast wind event (e), moderate southeast wind events (f and g) and west wind events (h and i). The first strong mistral event is analysed in 2 phasis separated by the dashed line.	63
2.10	Water level relative to MSL from the off-shore to the shoreward during the March 2013 survey for the strong Mistral event (a), moderate Mistral events (b, c, d), the strong southeast wind event (e), moderate southeast wind events (f and g) and west wind events (h and i). The first strong mistral event is analysed in 2 phasis separated by the dashed line.	65
2.11	Wave height offshore at S1 (top left of each panel), setup in front of the meadow front edge (bottom right of each panel) and spatial pattern of wave attenuation during the March 2013 survey.	68
3.1	Study area. a. Location in France. b. Berre lagoon with star indicating the study site of Berre Point. c. Elevation and bathymetry of Berre Point and stations situation d. Mean wind rose for Berre lagoon from the Météo-France weather station in Marignane between 1949 and 2009.	86

3.2	(a) Pressure and turbulences spectra. (b) Log of turbulences spectrum. The grey area above the dotted line corresponds to the wind wave-induced turbulences.	89
3.3	Comparison of TKE_s and TKE calculated using the equation (3.2) for the Mistral event (a), the west wind event (b) and the southeast wind event (c).	91
3.4	H_s in m (a), current intensity in $m.s^{-1}$ (b), current mean direction in °N (c), TKE calculated on the current spectrum named TKE_s (d) and percentage of wave contribution to energy named TKE_w (e) during the Mistral event.	93
3.5	H_s in m (a), current intensity in $m.s^{-1}$ (b), current mean direction in °N (c), TKE calculated on the current spectrum named TKE_s (d) and percentage of wave contribution to energy named TKE_w (e) during the west wind event.	95
3.6	H_s in m (a), current intensity in $m.s^{-1}$ (b), current mean direction in °N (c), TKE calculated on the current spectrum named TKE_s (d) and percentage of wave contribution to energy named TKE_w (e) during the southeast wind event.	97
3.7	Resume of processes observed on Berre Point under different wind conditions.	99
4.1	Study area. a. Location in France. b. Berre lagoon with star indicating the study site of Berre Point. c. Elevation and bathymetry of Berre point. d. Mean wind rose for Berre lagoon from the Météo France weather station in Marignane between 1949 and 2009.	114
4.2	Photograph showing part of the low shoot-density meadow at Berre Point (March 28, 2012). . . .	115
4.3	Seasonal topographic and bathymetric changes observed at Berre Point between February 2012 and March 2013. The margin error is evaluated to ± 10 cm.	118
4.4	Mean shoot density measured at Berre Point between March 2012 and March 2013. Standard errors are represented by black crosses.	119
4.5	Winds observed in Marignane between February 2012 and March 2013.	120
4.6	Net topographic and bathymetric change and wind conditions at Berre Point between February 22, 2012 and March 21, 2013. The margin error of net topographic and bathymetric change is evaluated to ± 10 cm.	121

5.1	Study area. a. Location in France. b. Berre lagoon. c. Elevation and bathymetry of Berre Point d. Wind rose for Berre lagoon from the Météo-France weather station in Marignane between 1949 and 2009.	132
5.2	Discretization method used to define winds of high and low morphogenic efficiency.	135
5.3	Mean shoot density and leaf length measured at Berre Point in the West and the East bay between March 2012 and March 2013. Standard errors are represented by black crosses.	137
5.4	Annual, seasonal and short term topographic and bathymetric changes observed at Berre Point between May 2009 and March 2013. The margin error is evaluated to ± 10 cm.	139
5.5	Wind recurrence for each wind direction. Recurrences in bold are significant.	141
5.6	Median grain size (D50) in μm for sediments ≥ 1.6 mm in the swash zone and ≥ 2 mm on the meadow substrate and adjacent seabed. The first and second lines represent D50 respectively in West and East bay. Columns shows sampling zones : (a) swash zone, (b) meadow back edge, (c) middle of the meadow, (d) front edge of the meadow, and (e) in front of the meadow.	143
5.7	Shoot density evolution, meadow patchiness, significant wind recurrence, wind direction relative to bay orientation observed on Berre point at the short and seasonal timescales. For each of these factors, the darkest panel represents a probability of accretion and the lightest panel a probability of erosion. The range of substrate changes in the meadow is reported for each event in the last column.	147
6.1	Hauteur des vagues au large (en haut à gauche de chaque case), niveau d'eau en front d'herbier (en bas à droite de chaque case) et schéma d'atténuation spatiale durant le suivi de Mars 2013.	157
6.2	Représentation schématique des processus observés à la Pointe de Berre sous diverses conditions de vent	162
6.3	Densité de faisceaux, fragmentation de l'herbier, récurrence des vents, direction dominante des vents observés à la Pointe de Berre aux échelles de temps courtes et saisonnières. Pour chacun de ces facteur, la case la plus foncée représente une probabilité d'accrétion et la plus claire une probabilité d'érosion. Les évolutions du substrat de l'herbier sont reportés pour chaque événements dans la dernière colonne.	169

7.1	Niveaux d'interactions observés entre l'herbier de l'anse Ouest de la Pointe de Berre, les vagues de vent et les courants en fonction de la vitesse et de la direction du vent. Les valeurs indiquées sont valables pour un herbier d'une densité de 1000 à 1100 faisceaux par m ² et pour l'herbier de l'anse Ouest de la Pointe de Berre.	182
7.2	Cas d'un herbier dans des conditions favorables à son extension (a) et cas d'un herbier dans des conditions défavorables à son extension (b).	185
A.1	Cordon dunaire de la Pointe de Berre en février 2011. Les coquilles constituent la majeure partie des sédiments en place.	190
A.2	Protocole d'analyse des prélèvements sédimentaires.	191

Bibliographie

Ackerman, J., Okubo, A., 1993. Reduced mixing in a marine macrophyte canopy. *Functional Ecology* 7, 305–309.

Alekseenko, E., Roux, B., Sukhinov, A., Kotarba, R., Fougere, D., 2013. Coastal hydrodynamics in a windy lagoon. *Computers & Fluids* 77, 24 – 35. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0045793013000571>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.compfluid.2013.02.003>.

Anthony, E., Gardel, A., Gratiot, N., Proisy, C., Allison, M., Dolique, F., Fromard, F., 2010. The amazon-influenced muddy coast of south america : A review of mud bank-shoreline interactions. *Earth-Science Reviews* 103, 99–129.

Auby, I., Labourg, P.J., 1996. Seasonal dynamics of *Zostera noltii* hornem. in the bay of Arcachon (France). *Journal of Sea Research* 35, 269–277. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1385110196907546>, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S1385-1101\(96\)90754-6](http://dx.doi.org/10.1016/S1385-1101(96)90754-6).

Bernard, G., 2007. Changements à long terme des peuplements de magnoliophytes d'un étang sous forte influence anthropique : l'étang de Berre (Méditerranée, France). Ph.D. thesis. Université de la Méditerranée (Aix-Marseille II) Centre d'Océanologie de Marseille.

Bernard, G., Boudouresque, 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771407000728>, doi :10.1016/j.ecss.2007.03.003.
- Bernard, G., Morancy, R., Jouvenel, J.Y., Javel, F., Meinesz, A., 2013. Etude des possibilités de restauration des herbiers de *Zostera* dans l'étang de Berre par des réimplantations expérimentales, in : r (Ed.), *Lagun'r - Rencontres scientifiques autour de l'étang de Berre*.
- Boller, M.L., Carrington, E., 2006. In situ measurements of hydrodynamic forces imposed on *Chondrus crispus* stackhouse. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 337, 159–170. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022098106003285>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2006.06.011>.
- Borum, J., Duarte, C., Krause-Jensen, D., Greve, T. (Eds.), 2004. *European seagrasses : an introduction to monitoring and management. The M&MS project*.
- Borum, J., Sand-Jensen, K., Binzer, T., Pedersen, O., Greve, T., 2006. Oxygen movement in seagrasses, in : *Seagrasses : Biology, Ecology and Conservation*. Springer Netherlands, pp. 255–270. URL : http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-2983-7_10, doi :10.1007/978-1-4020-2983-7_10.
- Bos, A.R., Bouma, T.J., de Kort, G.L., van Katwijk, M.M., 2007. Ecosystem engineering by annual intertidal seagrass beds : Sediment accretion and modification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 74, 344–348. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771407001096>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2007.04.006>.
- Boudouresque, C., Bernard, G., Bonhomme, P., Charbonnel, E., Diviaccio, G., 2006. *Préservation et conservation des herbiers à Posidonia oceanica*.
- Boudouresque, C., Giraud, G., Perret-Boudouresque, M., 1979. Bibliography on vegetation and ecosystems of *Posidonia oceanica* part I. *Excerpta Botanica* 19(B), 145–161.

- Bouma, T., van Duren, L., Temmerman, S., Claverie, T., Blanco-Garcia, A., Ysebaert, T., Herman, P., 2007. Spatial flow and sedimentation patterns within patches of epibenthic structures : Combining field, flume and modelling experiments. *Continental Shelf Research* 27, 1020–1045. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434306004055>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.019>.
- Bouma, T., Vries, M.D., Low, E., Peralta, G., Tanczos, I., de Koppel, J.V., Herman, P., 2005. Trade-offs related to ecosystem engineering : a case study on stiffness of emerging macrophytes. *Ecology* 86, 2187–2199. URL : <http://depot.knaw.nl/11662/>, doi :URN:NBN:NL:UI:17-11662.
- Bradley, K., Houser, C., 2009. Relative velocity of seagrass blades : Implications for wave attenuation in low-energy environments. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* 114. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2007JF000951>, doi :10.1029/2007JF000951.
- 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022098106004965>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2006.09.003>.
- Carver, R., 1971. *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley Interscience, New York.
- Cavallaro, L., Re, C., Paratore, G., Viviano, A., Foti, E., 2011. Response of *Posidonia oceanica* to wave motion in shallow-waters. preliminary experimental results. *Coastal Engineering Proceedings* 1. URL : <http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/view/1125>.
- Certain, R., Meulé, S., Rey, V., Pinazo, C., 2005. Wave transformation on a microtidal

- barred beach (Sète, France). *Journal of Marine Systems* 58, 19–34. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796305001235>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.06.001>.
- Chen, Q., Zhao, H., 2012. Theoretical models for wave energy dissipation caused by vegetation. *Journal of Engineering Mechanics* 138 (2), 221–230. doi:[http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)EM.1943-7889.0000318](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)EM.1943-7889.0000318).
- Chen, S.N., Sanford, L., Koch, E., Shi, F., North, E., 2007. A nearshore model to investigate the effects of seagrass bed geometry on wave attenuation and suspended sediment transport. *Estuaries and Coasts* 30, 296–310. URL : <http://dx.doi.org/10.1007/BF02700172>. 10.1007/BF02700172.
- Chevallier, A., 1916. L'étang de Berre, in : et Cie, M. (Ed.), *Annales de l'institut océanographique*. L. Joubin. volume VII, p. 90.
- Coulombier, T., Neumeier, U., Bernatchez, P., 2012. Sediment transport in a cold climate salt marsh (St. Lawrence Estuary, Canada), the importance of vegetation and waves. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 101, 64–75. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771412000406>, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.014>.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition : comparison with others methods. *Journal of sedimentary Petrology* 44, 242–248.
- Fonseca, M., Fisher, J., 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., Fisher, J., Zieman, J., Thayer, G., 1982. Influence of the seagrass, *Zostera marina* L., on current flow. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 15, 351–364. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771482000406>, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714\(82\)90040-6](http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714(82)90040-6).

[//www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771482900464](http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771482900464),
doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714\(82\)90046-4](http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714(82)90046-4).

Fonseca, M., Kenworthy, W.J., 1987. Effects of current on photosynthesis and distribution of seagrasses. *Aquat. Bot.* 27, 59–78.

Fonseca, M.S., Bell, S.S., 1998. Influence of physical setting on seagrass landscapes near beaufort, North Carolina, USA. *Marine Ecology-Progress Series* 171, 109–121.

Fonseca, M.S., Calahan, J.A., 1992. A preliminary evaluation of wave attenuation by four species of seagrass. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 35, 565–576. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771405800393>, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714\(05\)80039-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714(05)80039-3).

Fonseca, M.S., Koehl, M., 2006. Flow in seagrass canopies : The influence of patch width. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67, 1 – 9. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771405003252>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2005.09.018>.

Gacia, E., Duarte, C., 2001. Sediment retention by a mediterranean *Posidonia oceanica* meadow : The balance between deposition and resuspension. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 52, 505 – 514. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771400907534>, doi :10.1006/ecss.2000.0753.

Gambi, M., Nowell, A., Jumars, P., 1990. Flume observations on flow dynamics in *Zostera marina* (eelgrass) beds. *Marine Ecology Progress Series* 61, 159–169.

Ganthy, F., Sottolichio, A., Verney, R., 2011a. 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.

- Ganthy, F., Sottolichio, A., Verney, R., 2011b. Seasonal modification of tidal flat sediment dynamics by seagrass meadows of *Zostera noltii* (Bassin d’Arcachon, Bassin d’Arcachon, France). *Journal of Marine Systems* URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796311002995>, doi :10.1016/j.jmarsys.2011.11.027.
- Germain, L., 1917. L’étang de Berre. *Annales de Géographie* 26-143. URL : http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/geo_0003-4010_1917_num_26_143_8557, doi :10.3406/geo.1917.8557.
- Gillanders, B.M., 2006. Seagrasses, fish, and fisheries, in : *Seagrasses : Biology, Ecology and Conservation*. Springer Netherlands, pp. 503–536. URL : http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-2983-7_21, doi :10.1007/1-4020-2983-7_21.
- Giorgetti, C., 1981. Les sources de pollution de l’étang de Berre, 2ème partie : la pollution inorganique. Technical Report. Université de Marseille.
- Gouze, E., Raimbault, P., Garcia, N., Bernard, G., Picon, P., 2008. Nutrient and suspended matter discharge by tributaries into the Berre Lagoon (France) : The contribution of flood events to the matter budget. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 233 – 244. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071307003987>, doi :10.1016/j.crte.2007.12.007.
- Granata, T.C., Serra, T., Colomer, J., Casamitjana, X., Duarte, C.M., Gacia, E., 2001. Flow and particle distributions in a nearshore seagrass meadow before and after a storm. *Marine Ecology Progress Series* 218, 95–106. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v218/p95-106/>, doi :10.3354/meps218095.
- Guyondet, T., Koutitonsky, V.G., 2008. Tidal and residual circulations in coupled restricted and leaky lagoons. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77, 396–408. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/>

- S027277140700460X, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2007.10.009>.
- Horikawa, K., 1988. Nearshore Dynamics and Coastal Processes : Theory, Measurement and Predictive Models. University of Tokyo Press.
- IFREMER, 2010. Fiche de Synthèse Habitat "Herbiers " – Fiche 5 : Les herbiers de zostères. Technical Report.
- Jadhav, R.S., Chen, Q., Smith, J.M., 2013. Spectral distribution of wave energy dissipation by salt marsh vegetation. Coastal Engineering 77, 99–107. URL : <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.02.013>, doi :10.1016/j.coastaleng.2013.02.013.
- Katwijk, M.V., Bos, A., Hermus, D., 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771410002283>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2010.06.008>.
- Koftis, T., Prinos, P., Stratigaki, V., 2013. Wave damping over artificial posidonia oceanica meadow : A large-scale experimental study. Coastal Engineering 73, 71–83. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383912001640>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.10.007>.
- Larkum, A.W., Orth, R.J., Duarte, C.M. (Eds.), 2006. Seagrasses : biology, ecology and conservation. Springer.
- Lefebvre, A., Thompson, C., Amos, C., 2010. Influence of zostera marina canopies on unidirectional flow, hydraulic roughness and sediment movement. Continental Shelf Research

- 30, 1783–1794. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434310002633>, doi : <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2010.08.006>.
- Lowe, R.J., Falter, J.L., Koseff, J.R., Monismith, S.G., Atkinson, M.J., 2007. Spectral wave flow attenuation within submerged canopies : Implications for wave energy dissipation. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 112. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003605>, doi : 10.1029/2006JC003605.
- Lowe, R.L., Koseff, J.R., Monismith, S.G., 2005. Oscillatory flow through submerged canopies : 1. velocity structure. *J. Geophys. Res.* 110.
- Luhar, M., Nepf, H.M., 2013. From the blade scale to the reach scale : A characterization of aquatic vegetative drag. *Advances in Water Resources* 51, 305–316. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170812000322>, doi : <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.02.002>. 35th Year Anniversary Issue.
- Madsen, J., Chambers, P., James, W., Koch, E., Westlake, D., 2001. The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. *Hydrobiologia* 444, 71–84. URL : <http://dx.doi.org/10.1023/A%3A1017520800568>, doi : 10.1023/A:1017520800568.
- Manca, E., Cáceres, I., Alsina, J., Stratigaki, V., Townend, I., Amos, C., 2012. Wave energy and wave-induced flow reduction by full-scale model *Posidonia oceanica* seagrass. *Continental Shelf Research* 50–51, 100–116. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434312002841>, doi : <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2012.10.008>.
- Martin, L., Gouze, E., Durand, N., Razafindrakoto, E., Hervouet, J., Pham, C., Sferratore, A., 2013. Modélisation tri-dimensionnelle de l'hydrodynamisme et de la biogéochimie de l'étang

- de berre. construction d'un outil de connaissances et d'aide à la décision, in : GIPREB (Ed.), *Lagun'r - Rencontres scientifiques autour de l'étang de Berre*.
- Mendez, F.J., Losada, I.J., 2004. An empirical model to estimate the propagation of random breaking and nonbreaking waves over vegetation fields. *Coastal Engineering* 51, 103–118. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383903001182>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2003.11.003>.
- Mendez, F.J., Losada, I.J., Losada, M.A., 1999. Hydrodynamics induced by wind waves in a vegetation field. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 104, 18383–18396. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/1999JC900119>, doi :[10.1029/1999JC900119](http://dx.doi.org/10.1029/1999JC900119).
- Murray, M.R., 2002. Is laser particle size determination possible for carbonate-rich lake sediments ? *Journal of Paleolimnology* 27, 173–183.
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research* 27, 1046–1059. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434307000027>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2005.07.009>.
- Nérini, D., Manté, C., Michez, N., Malkassian, A., Bayle, S., 2013. Analyse des données historiques issues du suivi d'indicateurs physiques et biologiques dans l'étang de Berre, in : GIPREB (Ed.), *Lagun'r - Rencontres scientifiques autour de l'Étang de Berre*.
- Ondiviela, B., Losada, I.J., Lara, J.L., Maza, M., Galván, C., Bouma, T.J., van Belzen, J., 2014. The role of seagrasses in coastal protection in a changing climate. *Coastal Engineering* 87, 158–168. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383913001889>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.11.005>. *coasts@Risks : THESEUS, a new wave in coastal protection*.

- Oudart, T., Jaymond, A., Larroudé, P., Paquier, A., Meulé, S., E.J., 2014. Simulate the wind-wave attenuation on sea-grass meadow in berre lagoon with tomawac and sph 3d, in : Proceeding of the XVIIIth Telemac & Mascaret User Club, EDF, Grenoble, p. Accepted.
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., Larroudé, P., 2014a. Interactions between wind-waves and a low shoot density *Zostera noltii* meadow in a fetch limited micro-tidal lagoon. In prep .
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., 2014b. Wind-driven and wave-induced currents in interaction with a patchy meadow in a fetch-limited lagoon. In prep .
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., Bernard, G., 2014c. Sedimentation and erosion patterns in a low shoot-density *Zostera noltii* meadow in the fetch-limited Berre Lagoon, Mediterranean France. *Journal of coastal research, Special Issue 70*, 563–567.
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., Bernard, G., Delanghe, D., 2014d. Interactions between hydrodynamics, meadow characteristics, grain size and substrate changes in *Zostera noltii* meadows in a fetch limited setting. In prep .
- Paul, M., Amos, C., 2011. Spatial and seasonal variation in wave attenuation over *Zostera noltii*. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 116. URL : <http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006797>, doi :10.1029/2010JC006797.
- Paul, M., Bouma, T., Amos, C., 2012. Wave attenuation by submerged vegetation : combining the effect of organism traits and tidal current. *Mar Ecol Prog Ser* 444, 31–41. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v444/p31-41/>.
- Peralta, G., van Duren, L., Morris, E., Bouma, T., 2008. Consequences of shoot density and stiffness for ecosystem engineering by benthic macrophytes in flow dominated areas : a hydrodynamic flume study. *Mar Ecol Prog Ser* 368, 103–115. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v368/p103-115/>.

- Prinos, P., Stratigaki, V., Manca, E., Losada, I., Lara, J.L., Sclavo, M., Caceres, I., Sanchez-Arcilla, A., 2010. Wave propagation over *Posidonia oceanica* : large scale experiments, Proceedings of the HYDRALAB III Joint User Meeting, Hannover.
- Procaccini, G., Jahnke, M., Bernard, G., 2014. Evaluation de la diversité et de la connectivité génétique de *Zostera noltii* dans l'étang de Berre. Volet 2 - Application aux zones de réimplantation d'herbier. Technical Report. Stazione Zoologica Anton Dohrn - GIPREB.
- Pujol, D., Nepf, H., 2012. Breaker-generated turbulence in and above a seagrass meadow. *Continental Shelf Research* 49, 1–9. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434312002531>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2012.09.004>.
- Ranasinghe, R., Turner, I.L., 2006. Shoreline response to submerged structures : A review. *Coastal engineering* 53, 65–79.
- Rigaud, S., 2011. Dynamique et Biodisponibilité des éléments traces métalliques dans les sédiments de l'étang de Berre. Ph.D. thesis. Université Paul Cézanne.
- Roux, M., Nodot, C., Rodier, M., Stora, M., Bella, D., Liorzou, B., 1985. Étude régionale intégrée : bilan des connaissances écologiques. Technical Report. IFREMER.
- Roux, M.R., 1983. L'étang de Berre : sédiments et dynamiques sédimentaires. Technical Report. Centre national de l'exploitation des océans - Centre océanologique de Bretagne.
- Seymour, R., Tegner, M., Dayton, P., Parnell, P., 1989. Storm wave induced mortality of giant kelp, *Macrocystis pyrifera*, in Southern California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 28, 277–292. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0272771489900188>, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714\(89\)90018-8](http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714(89)90018-8).

- Short, F., Carruthers, T., Dennison, W., Waycott, M., 2007. Global seagrass distribution and diversity : A bioregional model. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 350, 3–20. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002209810700305X>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jembe.2007.06.012>.
- Soulsby, R., Humphery, J., 1990. Field observations of wave-current interaction at the seabed. Kluwer Academic Publishers. pp. 413–428.
- Stapleton, K., Huntley, D., 1995. Seabed stress determinations using the inertial dissipation method and the turbulent kinetic energy method. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 807–815. URL : <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3290200906>, doi :10.1002/esp.3290200906.
- Stora, G., Arnoux, A., 1988. Effects on mediterranean lagoon macrobenthos of a river diversion : Assessment and analytical review, in : El-Sabh, M., Murty, T. (Eds.), *Natural and Man-Made Hazards*. Springer Netherlands, pp. 525–546. URL : http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-1433-9_35, doi :10.1007/978-94-009-1433-9_35.
- Sénéchal, N., Dupuis, H., Bonneton, P., Howa, H., Pedreros, R., 2001. Observation of irregular wave transformation in the surf zone over a gently sloping sandy beach on the French Atlantic coastline. *Oceanologica Acta* 24, 545–556. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0399178401011719>, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/S0399-1784\(01\)01171-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0399-1784(01)01171-9).
- Thomas, T., Phillips, M., Williams, A., Jenkins, R., 2011. Short-term beach rotation, wave climate and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Progress in Physical Geography* 35, 332–352.

- Umgiesser, G., Sclavo, M., Carniel, S., Bergamasco, A., 2004. Exploring the bottom stress variability in the venice lagoon. *Journal of Marine Systems* 51, 161–178.
- Vacchi, M., Montefalcone, M., Bianchi, C.N., Morri, C., Ferrari, M., 2012. Hydrodynamic constraints to the seaward development of *Posidonia oceanica* meadows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 97, 58–65. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771411004859>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2011.11.024>.
- 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. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434306003396>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2006.10.005>.
- 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., Hughes, A.R., Kendrick, G.A., Kenworthy, W.J., Short, F.T., Williams, S.L., 2009. Accelerating loss of seagrasses across the globe threatens coastal ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 12377–12381. URL : <http://www.pnas.org/content/106/30/12377.abstract>, doi :10.1073/pnas.0905620106.
- Weitzman, J., Aveni-Deforge, K., Koseff, J., Thomas, F., 2013. Uptake of dissolved inorganic nitrogen by shallow seagrass communities exposed to wave-driven unsteady flow. *Marine ecology Progress series* 475, 65–83.
- Widdows, J., Pope, N., Brinsley, M., Asmus, H., Asmus, R., 2008. Effects of seagrass beds (*Zostera noltii* and *Z. marina*) on near-bed hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Ecology Progress Series* 358, 125–136. URL : <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v358/p125-136/>, doi :10.3354/meps07338.

- Wilkie, L., O'Hare, M.T., Davidson, I., Dudley, B., Paterson, D.M., 2012. Particle trapping and retention by *Zostera noltii* : A flume and field study. *Aquatic Botany* 102, 15–22. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0304377012000666>, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.aquabot.2012.04.004>.
- Williams, J., Rose, C., Thorne, P., O'Connor, B., Humphery, J., Hardcastle, P., Moores, S., Cooke, J., Wilson, D., 1999. Field observations and predictions of bed shear stress-sand vertical suspended sediment concentration profiles in wave-current conditions. *Continental Shelf Research* 19, 507–536. URL : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434398000983>, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(98\)00098-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(98)00098-3).
- Winterwerp, J., de Graaff, R., Groeneweg, J., Luijendijk, A., 2007. Modelling of wave damping at Guyana mud coast. *Coastal Engineering* 54, 249–261.
- Zeller, R.B., Weitzman, J.S., Abbett, M.E., Zarama, F.J., Fringer, O.B., Koseff, J.R., 2014. Improved parameterization of seagrass blade dynamics and wave attenuation based on numerical and laboratory experiments. *Limnology and Oceanography* 59, 251–266. URL : http://www.aslo.org/lo/toc/vol_59/issue_1/0251.html, doi :10.4319/lo.2014.59.1.0251.