

Niveau d'eau à la côte en bassin semi-ouvert : effets combinés du vent, des vagues et de la bathymétrie

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 09 décembre 2021

pour l'obtention du

Doctorat en océanographie physique de l'Université de Toulon
(Mécanique des fluides, énergétique, thermique, combustion, acoustique)

par

Caroline PAUGAM

Composition du jury

<i>Rapporteurs :</i>	France FLOC'H Xavier BERTIN	MCF HDR, IUEM/UBO Géosciences Océan, Plouzané Directeur de Recherche, CNRS-La Rochelle Université
<i>Examineurs :</i>	Miguel MANNA Michel BENOIT Philippe SERGENT	Professeur Émérite, Université de Montpellier Chercheur-senior HDR, EDF, LNHE Directeur Scientifique HDR, CEREMA
<i>Directeur de thèse :</i>	Vincent REY	Professeur, Université de Toulon
<i>Co-directeur de thèse :</i>	Damien SOUS	MCF HDR, Université de Toulon
<i>Co-encadrant de thèse :</i>	Samuel MEULÉ	MCF, CEREGE, Aix-Marseille Université

*Je dédie cette thèse
à mes parents,
à mes deux sœurs,
à Papou et Papicha*

Sommaire

Introduction générale	1
-----------------------	---

Partie I Contexte de l'étude

Chapitre 1	
Définition et contexte général	7

Chapitre 2	
Variation du niveau marin en océan ouvert	11

2.1 Les marées	11
2.2 Effet de la pression atmosphérique	14
2.3 Ondes de tempêtes	14
2.4 Tsunamis	15
2.5 Effet stérique	15
2.6 Variabilités inter-annuelles	16
2.7 Changements climatiques et océaniques globaux	17
2.8 Cycles glaciaires-interglaciaires	18

Chapitre 3	
Spécificités des bassins côtiers semi-fermés	21

Chapitre 4	
Objectifs de la thèse	25

Partie II État de l'art

Chapitre 1

Basculement de la surface libre induit par le vent dans un bassin semi-ouvert ou fermé 29

1.1	Impact du vent sur la surface libre	29
1.2	Formulation du basculement de la surface libre	30
1.3	Caractérisation du coefficient de frottement	32
1.3.1	Définition du coefficient de frottement	32
1.3.2	Lien entre le coefficient de frottement et le vent	33
1.3.3	Lien entre le coefficient de frottement et les vagues	34
1.4	Courants générés par les basculements	35
1.4.1	Cas des bassins peu profonds	36
1.4.2	Effets secondaires	37

Chapitre 2

Les oscillations propres des bassins semi-ouverts : les seiches 41

2.1	Description générale des seiches	41
2.1.1	Théorie des ondes stationnaires	41
2.1.2	Application aux seiches	42
2.2	Origines des seiches	46
2.2.1	Ondes générées par transfert d'énergie d'origine atmosphérique	46
2.2.2	Ondes infra-gravitaires	47
2.2.3	Tsunamis	48
2.3	Courants associés aux seiches	48

Chapitre 1	
Présentation de la zone d'étude : littoral français de la partie orientale du Golfe du Lion	53
1.1 Présentation géographique	53
1.2 Climat	53
1.3 Courantologie	54
1.4 Les bassins côtiers étudiés	56
Chapitre 2	
L'étang de Vaccarès	59
2.1 Présentation géographique du site	59
2.2 Ouverture à la mer et apports d'eau	59
2.3 Régimes de vent	61
2.4 Courantologie	61
Chapitre 3	
L'étang de Berre	65
3.1 Présentation géographique du site	65
3.2 Ouverture à la mer et apports d'eau	66
3.3 Régimes de vent	68
3.4 Courantologie	69
Chapitre 4	
La Rade de Toulon	71
4.1 Présentation géographique du site	71
4.2 Ouverture à la mer et apports d'eau	72
4.3 Régimes de vent	73
4.4 Courantologie	73
Chapitre 5	
Comparaison et intérêt des sites étudiés	77

Chapitre 1**Données de Vent****81**

- | | | |
|-------|---|----|
| 1.1 | Source des données | 81 |
| 1.1.1 | Données obtenues à partir des messages internationaux d'observation
de surface (SYNOP) | 81 |
| 1.1.2 | Données issues de convention avec Météo-France | 82 |
| 1.2 | Traitement des données | 83 |
| 1.3 | Détermination de la vitesse effective du vent | 83 |

Chapitre 2**Données de niveau d'eau****87**

- | | | |
|-------|---|-----|
| 2.1 | Sources des données | 87 |
| 2.1.1 | Données du réseau HTM-NET | 87 |
| 2.1.2 | Données de campagnes expérimentales | 90 |
| 2.2 | Traitement des données | 95 |
| 2.2.1 | Calibration des capteurs de pression | 95 |
| 2.2.2 | Conversion des données de pression en données de niveau | 99 |
| 2.2.3 | Positionnement des stations | 101 |
| 2.2.4 | Traitements des données des stations de la campagne haute fréquence
dans l'étang de Vaccarès | 105 |
| 2.3 | Analyse du basculement | 106 |
| 2.3.1 | Détermination du basculement | 107 |
| 2.3.2 | Détermination de la pente de surface libre | 109 |
| 2.3.3 | Caractérisation d'un coefficient de frottement constant | 110 |
| 2.3.4 | Prévision des pentes de la surface libre | 110 |
| 2.3.5 | Biais de la méthode | 111 |
| 2.4 | Analyse des seiches | 113 |
| 2.4.1 | Détermination des fréquences de seiches par analyse spectrale | 113 |
| 2.4.2 | Évolution temporelle des seiches | 114 |
| 2.5 | Analyse des vagues | 115 |
| 2.5.1 | Analyse spectrale | 115 |
| 2.5.2 | Étude de la croissance des vagues en profondeur finie et en fetch limité | 117 |

Chapitre 3**Données de courants****123**

3.1	Sources des données	123
3.1.1	Données de la campagne expérimentale haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès	123
3.1.2	Données de profileur de courant dans le canal de Caronte	127
3.1.3	Données de profileurs de courants dans la Rade de Toulon	127
3.2	Traitement des données	129
3.2.1	Données provenant d'ADV	129
3.2.2	Données provenant de profileurs de courants	130

Partie V Basculements de la surface libre induits par le vent 131

Chapitre 1**Variations du niveau d'eau dans les trois sites d'étude 135**

- 1.1 Présentation des données de niveau d'eau 135
 - 1.1.1 Données de niveaux d'eau traitées et positionnées verticalement . . . 135
 - 1.1.2 Données de niveaux d'eau moyennés sur 3h 135
- 1.2 Marées 136
- 1.3 Variations du niveau causées par des forçages météorologiques 139
- 1.4 Fluctuations saisonnières du niveau d'eau 143

Chapitre 2**Basculements observés dans les sites d'étude 147****Chapitre 3****Détermination d'un coefficient de frottement et prévision du basculement 155**

- 3.1 Détermination d'un coefficient de frottement constant pour chaque site . . . 155
 - 3.1.1 Détermination de C_D 155
 - 3.1.2 Utilisation du C_D constant pour déterminer des pentes de surface libre théoriques 158
- 3.2 Coefficient de frottement et conditions de vagues dans l'étang de Vaccarès . . 159
 - 3.2.1 Caractérisation des conditions de vagues lors de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès 160
 - 3.2.2 Lien entre le coefficient de frottement et les conditions de vagues . . . 162

Chapitre 4**Circulation induite par le vent 173**

- 4.1 Courants dans l'étang de Vaccarès 173
- 4.2 Courants dans le canal de Caronte reliant l'étang de Berre à la mer 174
- 4.3 Courants dans la Rade de Toulon 179

Chapitre 5**Discussion 185**

- 5.1 Basculements de la surface libre induits par le vent observés dans les sites d'étude 185

5.2	Autres paramètres que le vent pouvant influencer les basculements	188
5.2.1	Conditions de vagues	188
5.2.2	Bathymétrie	188
5.2.3	Instabilité du vent	189
5.2.4	Courants	190

Partie VI Les seiches

193

Chapitre 1

Seiches dans l'étang de Vaccarès

197

- 1.1 Calcul des périodes théoriques des seiches 197
- 1.2 Seiches observées 198
- 1.3 Cause de génération des seiches 199

Chapitre 2

Seiches dans l'étang de Berre

203

- 2.1 Calcul des périodes théoriques des seiches 203
- 2.2 Seiches observées 204
- 2.3 Cause de génération des seiches 206

Chapitre 3

Seiches dans la Rade de Toulon

209

- 3.1 Calcul des périodes théoriques des seiches 209
- 3.2 Seiches observées 210
- 3.3 Cause de génération des seiches 213

Chapitre 4

Discussion

217

Annexe A On the use of long-term observation of water level and temperature along the shore for a better understanding of the dynamics : example of Toulon area, France	227
Annexe B Wind tides and surface friction coefficient in semi-enclosed shallow lagoons	249
Annexe C Évolutions du niveau d'eau en bassin semi-fermé forcées par le niveau de la mer et le vent : exemple de l'étang de Berre	263
Annexe D Hydro-Saline Dynamics of a Shallow Mediterranean Coastal Lagoon : Complementary Information from Short and Long Term Monitoring	273
Annexe E Le réseau de capteurs et de radars océanographiques de l'Université de Toulon détecte une onde de tempête associée à l'événement méditerranéen des 19 et 20 septembre 2020	301
Bibliographie	305

Introduction générale

Les changements climatiques globaux actuels et à venir et leurs impacts sur l'élévation du niveau de la mer suscitent un grand intérêt tant sur le plan scientifique qu'humain. Le dernier rapport du Groupement Intergouvernemental d'Experts sur l'Évolution du Climat (GIEC) estime qu'entre 1901 et 2018, le niveau moyen des mers à l'échelle du globe s'est élevé de 0.20 [0.15 à 0.25] m. Les projections à l'horizon 2100 issues des modèles climatiques indiquent une hausse moyenne globale entre 0.38 m et 0.77 m [IPCC, 2021]. De plus, des modifications des mécanismes atmosphériques tels que les tempêtes sont également à prévoir. A ces changements globaux s'ajoutent plusieurs facteurs responsables de variations du niveau marin à diverses échelles spatio-temporelles. La connaissance de ces phénomènes est un enjeu capital notamment en zone côtière, interface entre terre et mer, particulièrement vulnérable lors de niveaux extrêmes pouvant provoquer des inondations et avoir des impacts catastrophiques.

Actuellement, une augmentation de la population côtière est constatée : environ 50 % de la population française vit à moins de 50 km de la mer [Eurostat, 2012]. Ce constat, corrélé à l'élévation du niveau moyen de la mer et l'évolution probable des conditions météorologiques rend la zone côtière très vulnérable d'un point de vue économique et humain. Les bassins côtiers, très présents sur la façade méditerranéenne, présentent une grande richesse par ses écosystèmes et sont souvent très urbanisés. Les variations du niveau de l'eau dans ces systèmes pouvant conduire à des submersions et des inondations peuvent avoir des conséquences catastrophiques du fait de leur forte vulnérabilité. Pour ces raisons, l'étude des phénomènes à l'origine de variations du niveau de la mer en zone littorale et plus particulièrement dans les bassins côtiers est plus que jamais d'actualité.

Ce travail de thèse traite des variations du niveau d'eau en bassin semi-ouvert et de l'impact du vent, des vagues et de la bathymétrie. Deux phénomènes se produisant à l'échelle de quelques jours sont étudiés : les basculements de la surface libre induits par le vent et les oscillations propres des bassins, également appelées seiches.

Trois bassins côtiers ont été sélectionnés dans la partie orientale du Golfe du Lion, au nord-ouest de la mer Méditerranée sur le littoral français de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur. La zone d'étude bénéficie du climat méditerranéen tempéré caractérisé par la présence de vents violents. Le vent dominant est le mistral, vent de nord/nord-ouest, mais les vents marins provenant du sud-est sont également importants. La zone est le siège de forts flux océaniques horizontaux et verticaux avec la présence du Courant Nord, ou Courant Liguro-Provençal, se dirigeant d'est en ouest le long du talus du Golfe du Lion. Il s'agit du principal courant côtier présent dans la zone d'étude, présentant une forte variabilité saisonnière [Petrenko, 2003]. Il existe des intrusions du Courant Nord sur le plateau continental, principalement observées en conditions de vent d'est [Estournel et al., 2003, Declerck, 2016, Mazoyer, 2019].

Les trois bassins côtiers sélectionnés sont l'étang de Vaccarès appartenant à l'hydrosystème Vaccarès en Camargue dans les Bouches-du-Rhône, l'étang de Berre dans les Bouches-du-Rhône et la Rade de Toulon dans le Var, présentés sur la figure 1. Ces trois sites ont été choisis car ils sont géographiquement proches et sont exposés à des régimes de vents similaires : le mistral et le vent d'E-SE.

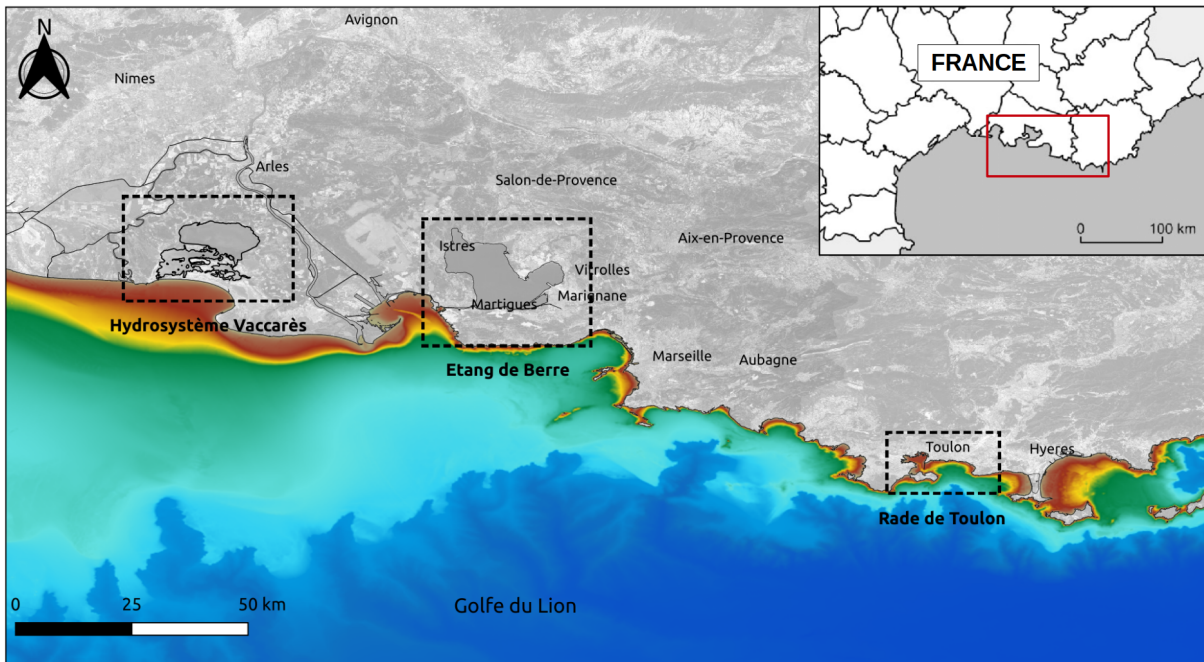


FIGURE 1 – Localisation des trois sites d'étude : l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et la Rade de Toulon sur le littoral français de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur

La Rade de Toulon communique librement avec la mer ouverte alors que l'ouverture de l'étang de Berre via le canal de Caronte est restreinte. L'étang de Vaccarès peut quant à lui être considéré fermé, ne communiquant avec la mer que de façon épisodique. De plus, les trois sites sont contrastés en termes de bathymétrie : très faible profondeur dans l'étang de Vaccarès (< 2 m), faible profondeur dans l'étang de Berre (< 10 m) et profond dans la Rade de Toulon (< 55 m).

Leurs différences en terme de morphologie, profondeur et ouverture à la mer permettent de réaliser une étude comparative et de mieux appréhender leur impact sur la génération de basculements induits par le vent et les seiches.

Des estimations issues de modélisations numériques du basculement du plan d'eau induit par le vent dans les étang de Berre et Vaccarès ont été proposées par [Leredde et al., 2002, Alekseenko, 2013, Boutron et al., 2015], bien que ces études n'ont pas porté spécifiquement sur le basculement. Dans la Rade de Toulon, il n'existe pas d'étude antérieure portant sur ce phénomène.

En ce qui concerne l'étude des seiches, [Millot et al., 1981] ont déterminé les principales périodes d'oscillations propres ainsi que les lignes nodales dans la Rade de Toulon, mais ils ne donnent pas d'ordre de grandeur sur les amplitudes des oscillations ni d'indications sur l'origine de la génération de ces dernières. Pour les étangs de Berre et de Vaccarès, il n'existe pas d'étude sur ce sujet actuellement.

Le lien entre les basculements du plan d'eau et la génération de seiches a été étudié dans quelques études [Harris, 1953, Niedda and Greppi, 2007]. Bien que ce ne soit pas le mécanisme le plus couramment responsable de la génération d'oscillations propres dans les bassins, nous ne savons pas quand ce dernier devient prédominant dans les bassins peu ouverts à la mer ou fermés et fortement exposés au vent.

Les questions auxquelles nous tenterons de répondre dans cette thèse sont les suivantes :

- Comment réagissent les bassins semi-ouverts ou fermés sous l'action du frottement du vent sur la surface libre ?
- Quels sont les ordres de grandeurs des basculements ?
- Les basculements générés sont-ils comparables dans les trois sites, soumis à des forçages similaires ?
- La morphologie, la bathymétrie ainsi que l'ouverture à la mer ont-elles un impact sur la génération du basculement ?
- Y a-t-il existence de seiches dans les bassins côtiers étudiés ?
- Quel est l'ordre de grandeur des amplitudes des seiches dans les différents sites ?
- Est-il possible de prévoir théoriquement les périodes d'oscillations des seiches ?
- Est-ce que le basculement de la surface libre induit par le vent peut-être responsable de la création de seiches dans les sites étudiés ?

Afin de répondre à ces questions, ce présent travail de thèse s'appuie sur l'utilisation de données de niveaux d'eau in-situ. Une partie des données provient du réseau de données du programme Hydrodynamique et Transport de Matière en suspension- Niveaux d'Eau et Température (HTM-NET), initié en 2013 pour le suivi long terme des niveaux d'eau et des températures par la mise en place de stations permanentes fournissant de l'information continue le long du littoral français des Bouches-du-Rhône et du Var. Ce réseau a permis d'étudier les variations du niveau d'eau dans l'étang de Berre et la Rade de Toulon, avec une période d'échantillonnage de 2 min. Dans l'étang de Vaccarès, deux campagnes expérimentales ont été réalisées pour ce travail de thèse : une campagne moyen terme de 23 mois durant laquelle des données de niveaux ont été collectées par deux stations toutes les 10 min et une campagne haute-fréquence de 50 jours fournissant des données de courants et de niveaux à haute fréquence permettant l'analyse des vagues.

L'analyse du basculement se base sur la formulation stationnaire 1-D de l'équation de la quantité de mouvement en eau peu profonde (Saint-Venant) moyennée en profondeur, comme cela a été réalisé par [Hellström, 1941]. Cette équation reflète l'équilibre local, moyenné sur la profondeur, entre la pente de surface et la contrainte du vent. L'équation suggère que le basculement devrait augmenter avec l'augmentation de la longueur du bassin, l'augmentation de la vitesse du vent et la diminution de la profondeur de l'eau. L'analyse du basculement est optimale si les stations sont disposées selon un axe similaire à celui des vents dominants. Ainsi, dans chaque bassin, des stations sont disposées au nord-ouest et au sud-est des bassins afin de correspondre aux vents dominants de la région : mistral et vent d'est/sud-est. Le basculement est défini comme étant la différence de niveaux d'eau de part et d'autre du bassin. Les stations utilisées pour cette analyse sont celles issues du réseau HTM-NET dans l'étang de Berre et la Rade de Toulon et celles provenant d'une des campagnes expérimentales dans l'étang de Vaccarès. Les données de vent provenant de stations MétéoFrance sont utilisées pour calculer la vitesse effective du vent, c'est à dire la composante de vitesse agissant selon l'axe de référence défini par l'emplacement des stations de niveaux, comme réalisé dans des études antérieures [Keulegan, 1953, Gillies, 1959]. Dans le cas de l'étang de Vaccarès ou nous disposons de données

de vagues acquises lors d'une campagne expérimentale, l'effet des conditions de vagues est étudié afin de comprendre l'impact de ces dernières sur la définition du coefficient de frottement, en conditions de profondeur finie et fetch limité. Les courants ont également été étudiés dans les différents sites : un profileur de courants dans le canal de Caronte entre l'étang de Berre et la mer, un ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) mesurant la valeur du courant en un point lors de la campagne haute-fréquence pour l'étang de Vaccarès et trois profileurs de courants dans la Rade de Toulon. La dynamique des masses d'eau induite par le vent, outre le basculement, est étudiée.

Les seiches sont analysées séparément pour chaque site grâce aux données de niveaux du réseau HTM-NET dans l'étang de Berre et la Rade de Toulon et aux données de niveaux de la campagne moyen-terme dans l'étang de Vaccarès. Afin de comprendre selon quels axes les seiches agissent, les périodes de seiches observées sont comparées aux périodes calculées théoriquement grâce aux formules de [Merian, 1828] et [Rabinovich, 2009] selon divers axes de résonance possibles en fonction de la configuration des bassins. Étant donné que les seiches sont des oscillations transitoires, leur amplitude varie dans le temps. Connaissant les périodes durant lesquelles il y a présence de seiches, des spectres ont été réalisés sur ces derniers afin de fournir des ordres de grandeurs d'amplitude des différentes seiches à chaque stations de chaque site. Les courants horizontaux maximaux sont également estimés grâce à la formule de [Sorensen et al., 2002], ces derniers ayant lieu au niveau des noeuds des seiches.

Puis, le lien entre l'établissement de basculements de la surface libre induits par le vent et l'excitation de seiches a été étudié.

Le manuscrit est organisé en sept parties :

- La partie I présente le contexte dans lequel s'inscrit cette thèse. Les facteurs responsables des variations du niveau de la mer en mer ouverte selon les diverses échelles spatio-temporelles sont définis, puis les spécificités propres aux bassins côtiers semi-fermés sont présentées. Enfin, les objectifs de la thèse sont définis.
- La partie II est un état de l'art sur les deux phénomènes étudiés dans cette thèse : les basculements de la surface libre induits par le vent et les seiches.
- La partie III présente la zone d'étude puis se concentre sur les trois bassins côtiers sélectionnés : leurs caractéristiques géographiques, leur ouverture à la mer et les apports d'eau, les régimes de vent et leur courantologie.
- La partie IV traite des données et des méthodes utilisées dans cette thèse. Les chapitres sont séparés par type de données (vent, niveaux d'eau et courants). La source des données, les traitements réalisés et les méthodes appliquées sont détaillés.
- La partie V présente les variations du niveau d'eau dans les trois sites d'étude, expose les résultats de l'analyse sur les basculements du plan d'eau induits par le vent et le travail réalisé sur la détermination d'un coefficient de frottement. Les courants induits par le vent sont également présentés dans cette partie.
- La partie VI traite des seiches séparément dans les trois bassins côtiers. Pour chaque site, les périodes théoriques selon divers axes de résonance sont calculées, puis les périodes observées grâce aux données sont présentées et enfin le lien avec les basculements du plan d'eau induits par le vent est étudié.
- La partie VII conclut sur les résultats de cette thèse et donne des perspectives sur d'éventuels travaux futurs.

Première partie
Contexte de l'étude

Définition et contexte général

Notre planète étant un système naturellement dynamique, le niveau marin fluctue. Ainsi, le niveau marin a fortement varié à l'échelle géologique suivant les grands cycles glaciaires-interglaciaires. Lors du dernier maximum glaciaire, il y a 21000 ans, le niveau marin était alors entre 120 et 130 m inférieur au niveau actuel. Le niveau marin serait ensuite progressivement remonté. Cependant depuis le milieu du 19^{ème} siècle le rythme d'élévation du niveau des mers est supérieur au rythme moyen des deux derniers millénaires. Cette augmentation du niveau marin accélérée serait corrélée au réchauffement du climat moyen [Kemp et al., 2011], résultat de l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre (dioxyde de carbone, méthane, etc...) dans l'atmosphère, conséquence de l'utilisation des combustibles fossiles par les activités industrielles humaines et de la consommation des ménages pour les transports et l'énergie. D'après le rapport du GIEC — Groupement Intergouvernemental d'Experts sur l'Évolution du Climat ; IPCC en anglais — [IPCC, 2021], entre 1901 et 2018, le niveau moyen des mers à l'échelle du globe s'est élevé de 0.20 [0.15 à 0.25] m. Les projections à l'horizon 2100 issues des modèles climatiques indiquent une hausse moyenne globale entre 0.38 m (0.28-0.55 m, fourchette probable) (scénario SSP1-1.9) et 0.77 m (0.63-1.02 m, fourchette probable) (scénario SSP5-8.5).

Le changement climatique à l'échelle globale pourrait également avoir des conséquences sur les mécanismes atmosphériques tels que les tempêtes. Les tempêtes peuvent être définies comme des zones étendues de vents violents créés par des phénomènes dépressionnaires, eux même générés par des instabilités baroclines du fait de la présence de gradients thermiques. Une modification des températures cause une modification des gradients thermiques, pouvant potentiellement être responsable de la modification des trajectoires et de la fréquence des tempêtes sur une échelle de temps de plusieurs décennies. D'après [IPCC, 2021], le vent moyen, les vents extrêmes et l'énergie potentielle du vent en Afrique du Nord et en Méditerranée devraient diminuer dans tous les scénarios (confiance élevée). La probabilité d'inondations causées par des ondes de tempête, des précipitations extrêmes et/ou le débit fluvial a augmenté dans certains endroits, et continuera à augmenter en raison de l'élévation du niveau de la mer et de l'augmentation des fortes précipitations, y compris les changements d'intensité des précipitations associées aux cyclones tropicaux (confiance élevée). En revanche, la fréquence des cyclones de type tropical en Méditerranée devrait diminuer (confiance moyenne).

S'ajoutant à ces variations climatiques à l'échelle globale, de nombreux autres facteurs à diverses échelles spatio-temporelles sont responsables de variations de niveau marin. Nous pouvons citer l'impact des marées astronomiques, des variations de pression atmosphérique, la présence des ondes longues océaniques ou encore des variabilités saisonnières ou inter-annuelles. La connaissance de ces divers facteurs responsables de variations du niveau marin est d'un enjeu capital

notamment en zone côtière, interface entre la terre et la mer, particulièrement vulnérable lors de niveaux extrêmes, pouvant causer des inondations côtières et avoir des impacts catastrophiques.

Les systèmes côtiers sont exposés aux forçages marins et terrestres et ont des géomorphologies diverses (plages, dunes, falaises, zones humides). Le trait de côte dépend de la géomorphologie ainsi que des forçages naturels ou anthropiques. Ces forçages sont les vagues, les vents, les courants, les marées, le niveau marin moyen, les apports sédimentaires. Des changements de ces forçages causent une évolution du trait de côte, créant en particulier des zones d'érosion et d'accrétion sédimentaires pour les côtes sableuses. L'augmentation du niveau marin va donc rendre la côte plus exposée aux forçages, causant des phénomènes d'érosion [van de Graaff, 1977, Sabatier, 2008, Suanez and Cariolet, 2010, Meur-Ferec et al., 2011, Hénaff et al., 2018]. L'érosion dépend de divers paramètres tels que la morphologie de la côte, la sédimentologie ainsi que l'hydrodynamisme local [van de Graaff, 1986]. La figure 1.1 d'après [Suanez and Cariolet, 2010] illustre la modification d'un profil transversal de plage et l'impact sur la morphologie d'une dune suite à une tempête associée à un niveau marin extrême. Il s'agit d'un principe d'ajustement du profil d'équilibre décrit par [Bruun, 1962] qui stipule que le volume érodé à la dune vient engraisser la plage, assurant ainsi une conservation du bilan sédimentaire sur l'ensemble du profil transversal.

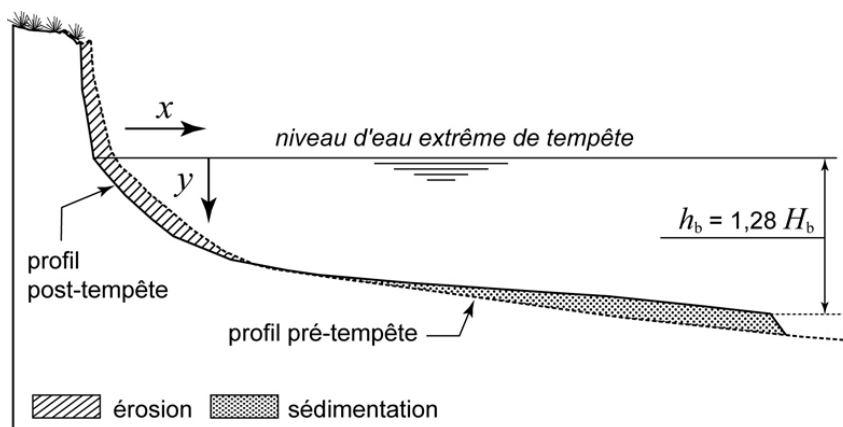


FIGURE 1.1 – Exemple de la modification d'un profil transversal de plage suite à une tempête associée à un niveau marin extrême, où h_b et H_b sont respectivement la profondeur d'eau et la hauteur des vagues au niveau des brisants, d'après [Suanez and Cariolet, 2010]

L'érosion de la zone côtière est un problème majeur tant du fait du recul de trait de côte que l'abaissement du profil des plages et la destruction partielle ou totale du système dunaire qui devient alors plus vulnérable aux inondations futures [Suanez and Cariolet, 2010].

En plus des risques d'érosion de la zone côtière, il existe des risques de submersion marine qui sont de plusieurs types : par débordement, par franchissement de paquets de mer ou par rupture d'un ouvrage de protection [Masselink and van Heteren, 2014] ou d'un cordon dunaire. La brutalité des submersions marines lors d'événements météorologiques extrêmes peut induire des changements qui peuvent dépasser la capacité des espèces à répondre aux changements environnementaux et avoir des conséquences dévastatrices sur les écosystèmes [Rothenbücher and Schaefer, 2006, Anras et al., 2018]. Cela est un problème majeur dans les zones humides contenant une grande biodiversité d'espèces végétales et animales. Les submersions marines sont également responsables de la salinisation des aquifères karstiques côtiers [Arfib et al., 2006] qui constituent des ressources en eau souterraine stratégiques et parfois uniques [Bakalowicz et al., 2003].

Ces dernières décennies, une augmentation de la population côtière a été observée. En France,

on estime que 50% de la population totale du pays vit à moins de 50 km de la mer [Eurostat, 2012]. La combinaison de la croissance de la population côtière avec l'élévation du niveau moyen de la mer et l'évolution des conditions météorologiques rend la zone côtière très vulnérable d'un point de vue humain, écologique et socio-économique. Nous pouvons citer par exemple la "grande inondation" dans la mer du Nord du 31 janvier au 1er février 1953, qui a touché les Pays-Bas, la Belgique et le Royaume-Uni, causant la mort de 2 551 personnes et endommageant 47 300 bâtiments [McRobie et al., 2005]. Un autre exemple est l'ouragan Katrina qui, du 28 au 30 août 2005, a touché les côtes des États-Unis et de Cuba, les impacts les plus graves étant concentrés à la Nouvelle-Orléans (Louisiane, États-Unis), causant la mort de 1 836 personnes et des dommages à 141 500 bâtiments [McTaggart-Cowan et al., 2007]. En France, la tempête Xynthia, les 27 et 28 février 2010, a touché la côte ouest. Il a été démontré que la submersion majeure associée à cette tempête résultait essentiellement d'une surverse causée par une onde de tempête combinée à la marée haute et aux vagues, et l'endommagement des ouvrages de défense de la côte a amplifié la situation localement [Bertin et al., 2014]. Plus de 50 000 ha de terres ont été inondés et 47 personnes sont mortes [Kolen et al., 2010, Lumbroso and Vinet, 2011]. Comme en 1953, il s'agit d'un événement clé, car il a renforcé la prise de conscience du risque d'inondation, et a donc conduit à l'introduction de nouvelles stratégies de gestion.

Dans la suite de cette partie, les diverses causes de variations du niveau marin en océan ouvert seront décrites. Nous nous concentrerons ensuite sur le cas particulier des bassins semi-ouverts ou fermés, qui nous intéressent dans ce travail de thèse. Deux phénomènes contribuant aux variations du niveau marin seront étudiés : les basculements du plan d'eau causés par la contrainte du vent et les oscillations propres (seiches). Enfin, les objectifs de la thèse seront énoncés.

2

Variation du niveau marin en océan ouvert

Les variations du niveau marin sont dues à divers facteurs ayant différentes échelles temporelles et spatiales. Les facteurs responsables de ces variations sont : les vagues, les seiches, les tsunamis, les ondes de tempêtes, les marées, les ondes de tempêtes extra-tropicales, la dilatation d'origine stérique annuelle des masses d'eau, les effets saisonniers : ENSO (oscillation australe - El Nino) et NAO (oscillation nord-atlantique), le changement climatique et les cycles glaciaires (figure 2.2).

Il est possible de classifier les oscillations du niveau marin à la côte à travers leur période, ou bien à travers les mécanismes à leur origine. Les deux sont étroitement liés car généralement la source détermine la plage fréquentielle et spatiale du signal engendré. Cependant, dans de nombreuses occasions, différentes sources peuvent produire des oscillations à la même fréquence (correspondant par exemple au mode propre d'un bassin), alors que la même source peut induire des oscillations de différents types et de plages fréquentielles différentes. La pression atmosphérique est un exemple de sources créant des oscillations sur une grande plage de fréquence, allant de la variation climatique au phénomène de seiche.

2.1 Les marées

Bien que les marins avaient depuis longtemps compris l'importance de la lune dans la marée [Conner, 2014], Johannes Kepler (1596-1650), alors qu'il développait des lois pour décrire les orbites des planètes autour du soleil, a pour la première fois suggéré que l'attraction gravitationnelle de la lune sur les océans pourrait être la cause des marées. Isaac Newton (1642-1727) est allé plus loin et a réussi à expliquer la présence de deux marées par jour et il a également mis en évidence que la position relative de la lune et du soleil a une importance cruciale dans la génération de marée [Pugh and Woodworth, 2014]. Ces travaux pionniers ont été à l'origine de la théorie statique de la marée, considérant que la surface de la mer est à tout instant en équilibre sous l'action des forces auxquelles elle est soumise et que la Terre est sphérique, entièrement recouverte d'une couche d'eau liquide. Cependant, la théorie statique a par la suite été remplacée par la théorie dynamique, plus complexe mais plus réaliste, prenant en compte d'autres phénomènes :

- La déviation de l'onde de marée du fait de la rotation de la Terre (force de Coriolis) ;
- La présence des continents qui contraignent l'onde de marée ;

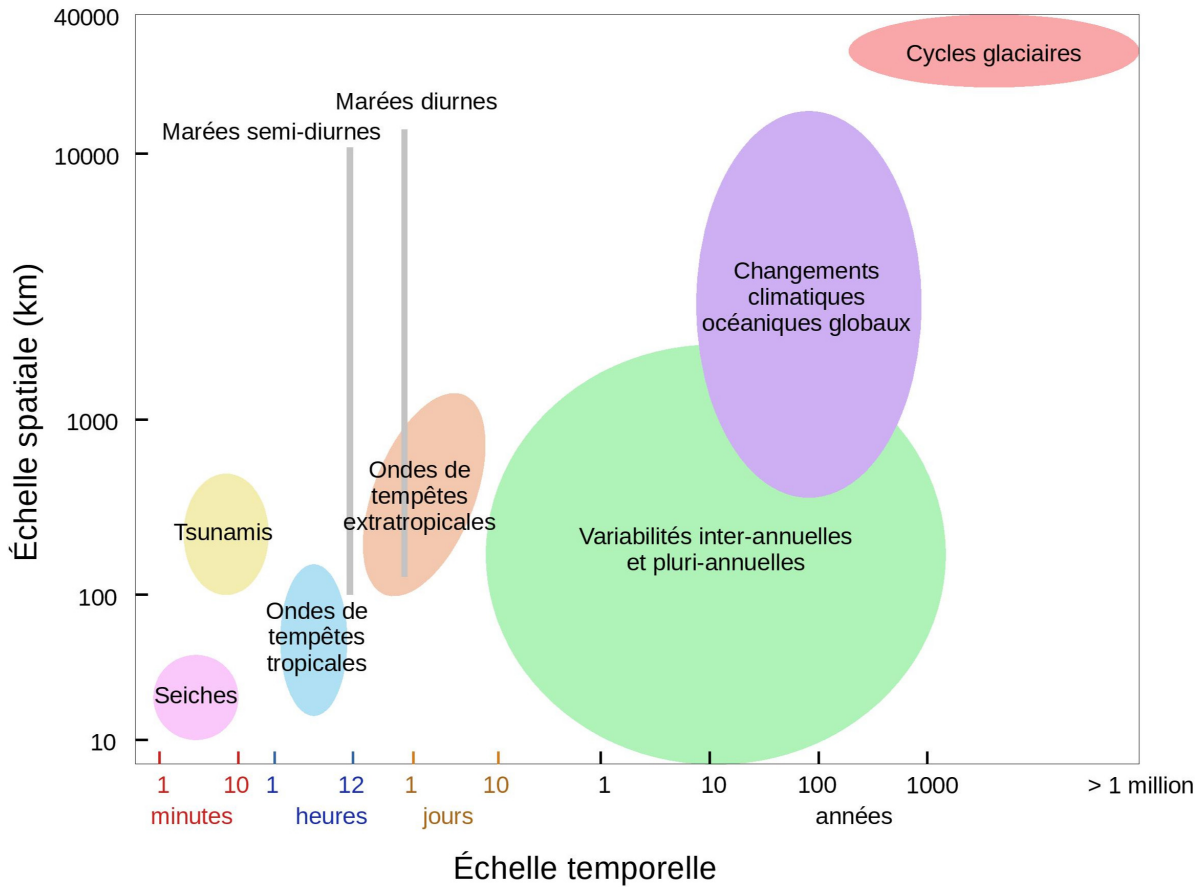


FIGURE 2.2 – Carte d'emprises spatiale et temporelle des divers phénomènes responsables des variations du niveau marin, modifié d'après [Pugh and Woodworth, 2014]

- L'amplification de l'onde dans certaines conditions par résonance du fait de la géométrie des bassins côtiers.

Les caractéristiques des marées sont :

- Le marnage : différence de hauteur entre basse mer et haute mer successives. Les périodes de marnage maximal sont appelées vives-eaux et ont lieu quelques jours après la nouvelle lune et après la pleine lune. Les périodes de marnage minimaux, mortes-eaux, sont observées après le premier et le dernier quartier de lune.
- La période : temps entre un niveau haut (ou bas) et le suivant. On distingue trois types de marée : semi-diurne (période d'une demi journée), diurne (période d'un jour) et mixte. D'autres cycles plus longs existent tels que 182 jours et 365 jours : une composante semi-annuelle (SSa) partiellement d'origine astronomique et une composante annuelle (Sa) plus irrégulière qui résulte de la combinaison d'effets stériques (décrits dans la section 2.5) et de cycles saisonniers atmosphériques [Marcos and Tsimplis, 2007].

L'analyse des marées grâce aux marégraphes permet la prédiction des marées, important pour la navigation et d'autres opérations maritimes.

Trois méthodes de prédiction des marées ont été développées :

- Méthode non-harmonique : consiste à mettre en relation les hauts et bas niveaux ainsi que leur période directement avec les phases de la lune et d'autres paramètres astronomiques.

- Méthode harmonique : cette méthode repose sur le fait que la marée est considérée comme une somme d’harmoniques fonctions du temps. Les vitesses angulaires sont déterminées par la connaissance de forçages astronomiques.
- Méthode de réponse : exprime la marée comme une moyenne pondérée de valeurs passées, présentes et futures d’un nombre relativement petit de fonctions d’entrées variant dans le temps [Lambert, 1974].
- Les modèles numériques hydrodynamiques de propagation de la marée.

La méthode harmonique est couramment utilisée. Cette dernière a été développée par Laplace et améliorée par Lord Kelvin à la fin du 19^{ème} siècle. Cette méthode permet d’obtenir l’amplitude de la marée à une localisation et un temps donnés. Cette analyse harmonique se base sur l’hypothèse que les variations de niveaux causées par les marées peuvent être représentées par un nombre fini de termes harmoniques. Dans la mer Méditerranée (France), les composantes harmoniques semi-diurnes dont les amplitudes sont les plus importantes sont K2, S2, M2 et N2 et les composantes diurnes majoritaires sont K1, P1, O1 et Q1 d’après [Rey et al., 2020]. Le tableau 2.1 liste les principales composantes harmoniques précédemment citées, leur périodes et leurs origines. Cette méthode a cependant des limites puisque la formule de Laplace et l’analyse harmonique qui lui est associée ne permettent de prédire la marée qu’aux endroits où elle peut-être mesurée.

Composante harmonique	Période (h)	Origine
K2	11.967	Déclinaison lunaire
S2	12.00	Solaire principale
M2	12.4206	Lunaire principale
N2	12.658	Ellipse lunaire la plus large
K1	23.935	Solaire principale
P1	24.066	Solaire principale
O1	25.891	Lunaire principale
Q1	26.87	Ellipse lunaire la plus large

TABLEAU 2.1 – Composantes harmoniques, leurs périodes et leur origine

Actuellement, la méthode la plus utilisée pour prédire les marées sont les modèles de propagation, permettant d’accéder à une représentation de la marée à l’échelle globale. Ces méthodes numériques ont été particulièrement améliorées grâce à l’altimétrie depuis 1975 permettant de proposer des modèles globaux de marées précis. Cependant, la modélisation en zone littorale reste plus complexe et est actuellement un défi scientifique d’actualité.

En Mer Méditerranée, les premières études qui expliquaient les marées par des théories gravitationnelles ont été examinées par [Grace, 1931]. La majorité de ces études considéraient la marée d’équilibre, ou de petites déviations de celle-ci, comme le forçage principal appliqué soit à un bassin méditerranéen fermé, soit à un bassin influencé par la marée atlantique. D’autres études ont mis en évidence qu’entre plusieurs marégraphes sur la côte Méditerranéenne, le signal de marée ne présente pas ou peu de décalage de phase, suggérant la présence d’ondes stationnaires dans le bassin ouest méditerranéen pour les modes M2, S2 et N2 [Alberola et al., 1995, Lozano and Candela, 1995, Tsimplis et al., 1995, Rey et al., 2020].

2.2 Effet de la pression atmosphérique

Pour une variation locale de la pression atmosphérique ΔP autour de la pression atmosphérique moyenne au-dessus des océans, une variation du niveau marin $\Delta \zeta$ sera observée par rapport au niveau moyen : c'est l'effet baromètre inverse, présenté par l'équation 2.1.

$$\Delta \zeta = - \frac{\Delta P_{atm}}{\rho_{eau} g} \quad (2.1)$$

Avec P_{atm} la pression atmosphérique en m, ζ l'élévation de la surface libre en cm, ρ_{air} la masse volumique de l'eau et g l'accélération de la gravité.

Une augmentation de la pression atmosphérique de 1 hPa produira une baisse du niveau de la mer de 1 cm. Dans les zones extratropicales, pendant une année, la pression atmosphérique varie en général entre des valeurs de 980 hPa et 1030 hPa. Si l'on considère que la pression atmosphérique moyenne est de 1013 hPa, le niveau de la mer oscillera entre +33 cm et -17 cm. Cependant, des dépressions extratropicales peuvent parfois atteindre des pressions atmosphériques plus basses. Par exemple, lors de la tempête Hercules sur la côte Atlantique pendant l'hiver 2013-2014, une dépression particulièrement intense atteignant un minimum de 936 hPa est passée au nord du Royaume-Uni [Slingo et al., 2014], ce qui correspond à une augmentation de niveau de la mer de 77 cm d'après l'effet du baromètre inverse.

Cependant, la variation de niveau d'eau ne suit pas toujours précisément le baromètre inversé [Rey et al., 2020].

2.3 Ondes de tempêtes

Les cyclones extra-tropicaux sont des phénomènes météorologiques d'échelle synoptique formés dans les latitudes moyennes dans des zones de transition entre deux masses d'air de températures différentes. Ces derniers sont responsables de la génération de forts gradients de pression atmosphérique causant des vents violents dirigés dans le sens anti-horaire dans l'hémisphère nord du fait de la rotation de la terre (effet de Coriolis). Les cyclones se forment au niveau des tropiques et se déplacent ensuite vers l'est et se dissipent sur les océans ou les continents des moyennes latitudes [Neumann, 1993]. Comme nous l'avons détaillé dans la section 2.2, la dépression générée par le cyclone va être à l'origine d'une augmentation du niveau marin localement. En régime permanent et en eau profonde, la composante littorale de la contrainte exercée par le vent entraîne une configuration d'Ekman sur la côte située à droite du vent dans l'hémisphère nord [Morey et al., 2006, Kennedy et al., 2011, Bertin et al., 2012]. En eau peu profonde, la contrainte exercée par le vent devient dominante par rapport à l'effet barométrique inverse en raison de la contrainte exercée par le fond [Rego and Li, 2009]. Une amplification de l'onde de tempête se produit alors à la côte en raison de la présence du plateau continental [Bertin et al., 2012] et par interaction avec d'autres phénomènes tels les ondes de marées [Zhang et al., 2010], l'état de mer [Bertin et al., 2009] ou encore les interactions vagues-courants [Ardhuin et al., 2008]. Ainsi, à la côte, une onde de tempête provoque une élévation au-dessus du niveau marin, également appelé surcote. Diverses études ont étudié l'occurrence des ondes de tempête et suggèrent des changements futurs dans la période de retour des événements extrêmes d'ondes de tempête [Ali, 1996, Lowe et al., 2001b, Wang et al., 2008, Wadey et al., 2014]. Les ondes de tempête peuvent causer une élévation du niveau marin de l'ordre du m, par exemple, la surcote ayant été associée à la tempête Xynthia les 27 et 28 février 2010 sur la côte atlantique française était de +1.5 m [Migaud and Bertrand, 2010]. En mer Méditerranée, des ondes de tempêtes sont fréquemment observées en particulier dans la mer Adriatique en automne et

en hiver. La partie nord de la mer Adriatique est alors fortement impactée dans le cas d'un système local de basse pression et d'un fort sirocco de sud-est, canalisé par l'orographie. Par exemple, le 16 Novembre 2002, une surcote à Venise provoquée par une onde de tempête a été le quatrième événement le plus important jamais enregistré dans la ville : dans le centre historique (Punta Salute), le niveau de l'eau a atteint +1.47 m, inondant plus de 90% du sol de la ville [Zampato et al., 2006].

2.4 Tsunamis

Un tsunami résulte d'un grand déplacement de volume d'eau causé par exemple par un tremblement de terre, un glissement de terrain terrestre ou sous-marin, une éruption volcanique ou encore par l'impact d'un astéroïde ou d'une comète. L'équilibre est alors restauré par la propagation d'une onde longue dans l'océan jusqu'à la côte.

La période d'un tsunami est de l'ordre de grandeur 10^2 - 10^4 s (min-h). Par exemple le tsunami du 26 décembre 2004 ayant touché la côte indonésienne suite à un tremblement de terre au large de Sumatra avait une période de 40 min et la surélévation du niveau marin était d'environ 35 m à Banda Aceh, et sur la côte nord-ouest de Sumatra [Tsuji, 2005]. En mer Méditerranée, le 21 mai 2003 un tsunami associé à un tremblement de terre dans la région de Boumerdès-Zemmouri en Algérie a affecté les côtes de la partie ouest de la Méditerranée. Les ports de La Figueirette et de Mouré-Rouge en région PACA (France) ont été les plus impactés par le tsunami : ils ont tous deux subi une variation du niveau de la mer de grande amplitude : 0.9 à 1.5 m respectivement [Sahal et al., 2009] à cause d'une amplification des oscillations dans les ports par effet de résonance (génération de seiches).

2.5 Effet stérique

L'échauffement de l'atmosphère se transmet à l'océan par divers processus physiques tels que le rayonnement, la conduction, la diffusion d'eau de précipitation ou de ruissellement. Un accroissement de 1°C de la température d'une colonne d'eau de mer à 15°C de 1000 m d'épaisseur entraînerait une augmentation de niveau de 16 cm par dilatation thermique. Mais l'échauffement homogène d'une telle couche d'eau n'est pas réaliste. La diffusion vers les couches profondes de l'échauffement de surface est un processus très complexe qui doit être intégré dans le cadre plus vaste de la circulation océanique à l'échelle de l'Océan mondial.

Les anomalies de température ou salinité provoquent une expansion ou une contraction volumique par un phénomène barocline et par conséquent une variation de la densité sur la colonne d'eau et donc une modification de la hauteur d'eau d'après [Pattullo et al., 1955]. En mer Méditerranée, l'effet stérique joue un rôle non négligeable sur les variations du niveau marin [Lisitzin, 1958]. Le niveau maximum est observé en novembre, et le niveau minimum à la fin de l'hiver.

Bien que ces variations soient à l'origine provoquées par la dilatation stérique, elles sont considérées comme des harmoniques de marées semi-annuelles et annuelles, caractérisées par des constantes harmoniques S_{SA} et S_A respectivement. D'après [Pérez et al., 2014], à Ibiza, les amplitudes des composantes S_{SA} et S_A ont été estimées à 5.26 cm et 1.94 cm respectivement, et à Barcelone, une amplitude de S_{SA} de 5.29 cm a été déterminée.

Il est à noter que ces variations peuvent fortement varier d'une année à l'autre et d'un lieu à l'autre, en particulier entre hémisphère nord et hémisphère sud [Vinogradov and Ponte, 2010].

[Tsimplis et al., 2008] ont estimé le changement stérique du niveau dans la Mer Méditerranée à partir des anomalies de densité calculées à partir des valeurs de température et salinité et intégrées du fond à la surface. Le résultat est présenté à la figure 2.3. Les changements du niveau de la mer induits par les variations de densité sont non négligeables du fait du changement climatique prédit à l'avenir (scénario A2 des émissions de gaz à effet de serre). L'élévation maximale du niveau de la mer est d'environ 0.3 m, mais elle semble confinée au gyre de la mer d'Alboran.

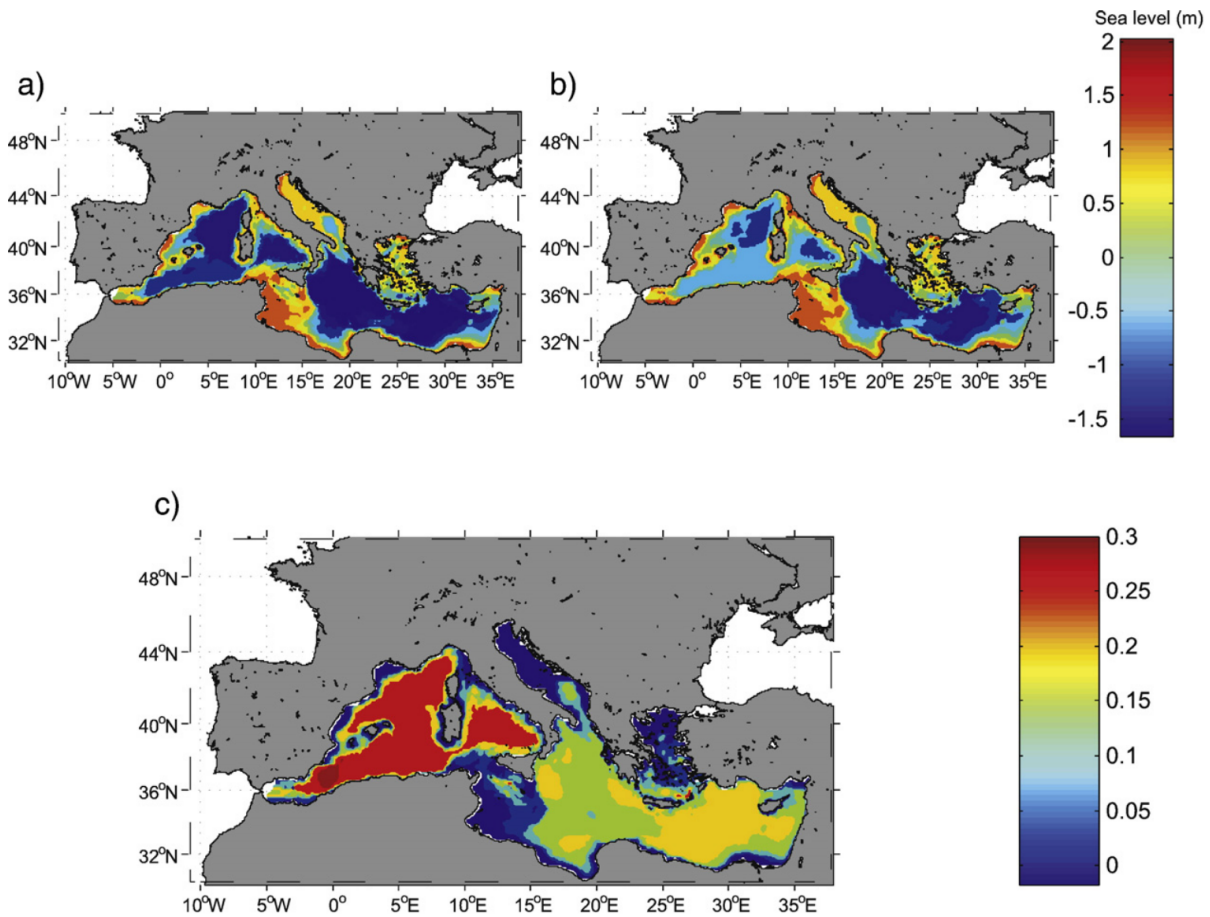


FIGURE 2.3 – Niveau de la mer stérique pour les périodes 1961-1990 (a) et 2070-2099 (b) et leurs différences (c) d'après [Tsimplis et al., 2008]

2.6 Variabilités inter-annuelles

L'analyse des principaux paramètres climatiques (températures de l'eau et de l'air, pression atmosphérique et niveaux d'eau) provenant de jeux de données à l'échelle globale démontre l'existence d'une variabilité inter-annuelle à large échelle. A titre d'exemple, nous pouvons citer deux phénomènes climatiques à large échelle : l'oscillation australe - El Niño (ENSO) et l'oscillation Nord-Atlantique (NAO).

Le phénomène ENSO se produit approximativement tous les 3 à 7 ans. En période "normale" dans l'océan Pacifique ("La Niña"), la circulation de Walker, qui caractérise la boucle atmosphérique organisée en cellule le long de l'équateur dans l'océan Pacifique, produit des Alizés d'est.

Ainsi, l'eau chaude est déplacée vers l'ouest de l'océan. Cela provoque une augmentation de la topographie de la surface de la mer dans la partie ouest de l'océan Pacifique dans les régions tropicales. A cela s'ajoute un upwelling (résurgence des eaux océaniques venues des profondeurs) sur les côtes du Pérou et de l'Equateur. Lors de cette période, le SOI (Southern Oscillation Index) qui représente la différence de pression de l'air entre Tahiti et Darwin est positif. Lorsque le phénomène ENSO se produit, le SOI devient négatif et les Alizés se relaxent. Les eaux chaudes se déplacent vers l'est de l'océan Pacifique. De plus, on observe un approfondissement de la thermocline (zone de transition thermique entre les eaux superficielles chaudes et les eaux profondes froides) dans la partie est de l'océan [McPhaden et al., 1998]. Ainsi, la modification des conditions océaniques et météorologiques entraîne des changements des courants océaniques régionaux et l'amortissement des phénomènes d'upwelling sur les côtes.

La NAO est un phénomène climatique touchant le nord de l'océan Atlantique. Il est difficile de déterminer une périodicité particulière à ce phénomène, ne s'agissant donc pas d'une véritable oscillation. Ce phénomène est caractérisé par l'indice de l'oscillation nord-Atlantique, représentant le gradient de pression entre la dépression en Islande et l'anticyclone des Açores. Une modification de cet indice aura donc pour conséquences la modification des vitesses et directions des vents d'ouest ainsi que des trajectoires de tempêtes à travers l'océan Atlantique nord [Pinto and Raible, 2012]. En mer Méditerranée, la NAO induit des variations de niveau marin de 5 à 10 cm du fait de sa communication avec l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar [Volkov et al., 2019].

2.7 Changements climatiques et océaniques globaux

Entre 1901 et 2018, le niveau moyen des mers à l'échelle du globe s'est élevé de 0.20 (0.15 à 0.25) m [IPCC, 2021]. Depuis le milieu du XIX^e siècle, le rythme d'élévation du niveau des mers est supérieur au rythme moyen des deux derniers millénaires. Des changements ont été constatés depuis 1950 environ en ce qui concerne bon nombre de phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes. Ce constat a été corrélé à la croissance économique et démographique entraînant l'augmentation des émissions de CO_2 dues à l'utilisation des combustibles fossiles. L'élévation moyenne du niveau de la mer était de 1.3 [0.6 à 2.1] mm/an entre 1901 et 1971, augmentant à 1.9 [0.8 à 2.9] mm/an entre 1971 et 2006, puis à 3.7 [3.2 à 4.2] mm/an entre 2006 et 2018. D'ici 2050, le niveau de la mer à l'échelle globale devrait augmenter de 0.18 m [0.15-0.23 m] selon le scénario SSP1-1.9 et de 0.23 m [0.20-0.30 m] selon le scénario SSP5-8.5. D'ici 2100, l'élévation prévue est de 0.38 m [0.28-0.55 m] selon SSP1-1.9 et 0.77 m [0.63-1.02 m] selon SSP5-8.5 [IPCC, 2021]. Cette élévation globale du niveau moyen des mers est lié à divers processus tels que l'effet stérique, la fonte des glaces, l'eustatisme et la subsidence.

L'élévation du niveau marin ne sera pas uniforme d'une région à une autre. En mer Méditerranée, l'élévation du niveau moyen de la mer a été estimée à 1.72 mm/an de 1993 à 2009 [Haddad et al., 2012]. [Romano, 2018] a cependant estimé une élévation de 2.5 mm/an à Toulon (données de 1992 à 2016), 3.3 mm/an à Marseille (données de 1980 à 2016) ou encore 0.5 mm/an à Nice (données de 1980 à 2015). [Dodet et al., 2019] ont quant à eux déterminé une élévation moyenne de la mer sur le pourtour méditerranéen français de 3.11 ± 0.92 mm/an selon les données de marégraphes disponibles de 1993 à 2018, avec un taux d'élévation de 3.09 ± 0.62 mm/an à Toulon et 4.25 ± 0.82 mm/an à Nice. D'après l'étude de [Tsimplis et al., 2008] les changements de niveaux seraient causés par les variations de la structure de densité et les variations de la circulation océanique. Le changement relatif entre les périodes 2070-2099 et 1961-1990 est cartographié sur la figure 2.4. Les variations relatives du niveau de la mer varient entre -6 cm

et +6 cm, étant minimales dans la mer Ionienne et la mer Égée du Nord et maximales dans la mer d'Alboran. L'augmentation du niveau marin en Méditerranée sera donc plus importante à l'avenir dans la partie ouest du bassin méditerranéen.

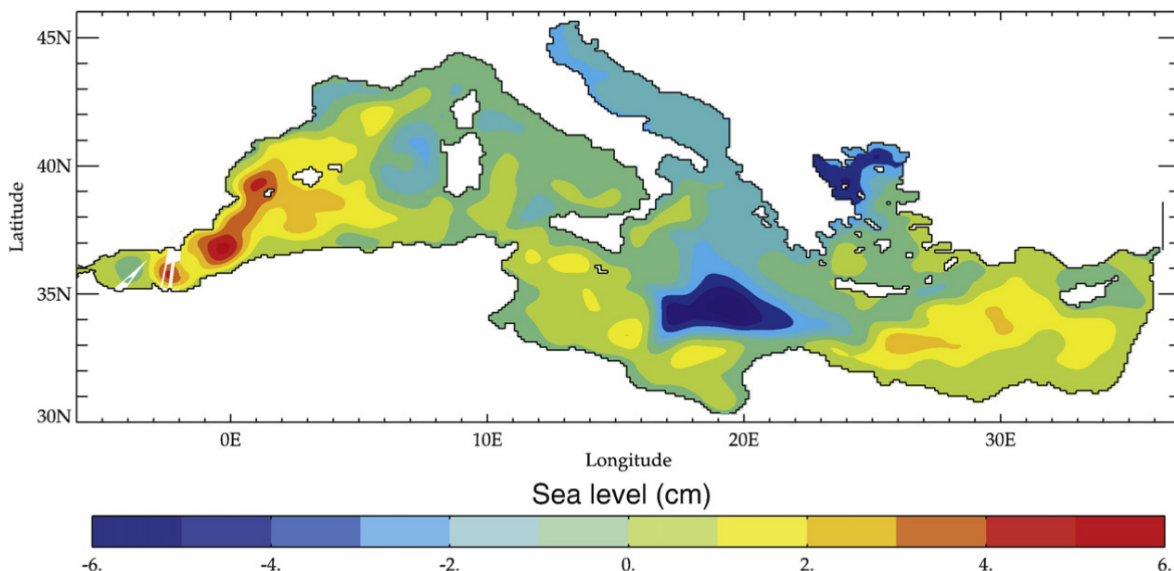


FIGURE 2.4 – Différence de niveau marin due aux variations de la circulation océanique entre les périodes 2070-2099 et 1961-1990 d'après [Tsimplis et al., 2008]

Ces changements climatiques à l'échelle globale pourraient également être responsables de modifications d'autres phénomènes impactant la variation du niveau marin. Bien que ces aspects soient controversés, il existe de nombreuses études en faveur d'une modification de la trajectoire et de la fréquence des ondes de tempête [Ali, 1996, Lowe et al., 2001a, Wang et al., 2008, Wadey et al., 2014, Bianchi and Malki-Epshtein, 2021]. En revanche, en mer Méditerranée, il semble qu'une diminution de la fréquence et de l'ampleur des ondes de tempête pour le 21^e siècle soit prévue [Marcos et al., 2011, Cid et al., 2016]. De plus, les changements climatiques futurs peuvent avoir un impact sur les caractéristiques des vagues telles que la hauteur significative, la période moyenne et la direction moyenne. Les résultats de [De Leo et al., 2021] en mer Méditerranée montrent, en moyenne, une tendance à la baisse de la hauteur significative des vagues et de la période moyenne, tandis que les directions des vagues peuvent être caractérisées par un léger déplacement vers l'est.

2.8 Cycles glaciaires-interglaciaires

La période géologique du Quaternaire a été marquée par une succession de périodes glaciaires et de périodes plus chaudes, appelées interglaciaires. L'Holocène, époque géologique actuelle, est une période interglaciaire. Il dure depuis la fin de la dernière période glaciaire, il y a environ 11 700 ans.

La théorie de Milankovitch a permis d'identifier trois forçages astronomiques régissant l'énergie solaire fournie aux différentes latitudes de la Terre : l'obliquité correspond à l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, l'excentricité de l'orbite terrestre autour du soleil. L'étude des paléoclimats a permis de valider

l'implication des trois paramètres orbitaux dans la cyclicité des périodes glaciaires-interglaciaires du Quaternaire [Berger and Loutre, 2004, Labeyrie, 2006].

Une augmentation de la température globale peut provoquer une augmentation du niveau marin par divers processus [Jouzel et al., 2012] :

- L'expansion thermique (dilatation) des océans ;
- La fonte des glaciers de montagne et les calottes glaciaires responsable d'un apport important d'eau douce ;
- La modification du cycle hydrologique, influençant l'apport en eau des réserves continentales.

Ainsi, le niveau marin a fortement varié à l'échelle géologique suivant les grands cycles glaciaires-interglaciaires. Lors du dernier maximum glaciaire, il y a 21000 ans, le niveau marin était alors entre 120 et 130 m inférieur au niveau actuel. En mer Méditerranée, le niveau le long de la côte et dans les zones littorales immédiates se situait entre 105 et 115 m sous le niveau actuel lors du dernier cycle glaciaire [Lambeck and Bard, 2000]. La figure 2.5 représente la mer Méditerranée pendant le pic du dernier maximum glaciaire (il y a environ 18 000 ans) d'après [Mazza et al., 2013].



FIGURE 2.5 – La Méditerranée pendant le pic du dernier maximum glaciaire (il y a environ 18 000 ans), le contour en pointillé représente le littoral méditerranéen actuel d'après [Mazza et al., 2013]

Le niveau marin serait ensuite progressivement remonté jusqu'à 950 ans après J.C. Le niveau marin aurait ensuite augmenté à une vitesse moyenne de 0,6 mm/an durant 400 ans. Par la suite, le niveau a fortement augmenté du fait de l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, comme expliqué dans la section 2.7.

3

Spécificités des bassins côtiers semi-fermés

Nous nous intéressons ici aux bassins côtiers semi-fermés. Ces derniers peuvent être des baies, des rades ou des lagunes côtières.

Une baie côtière est une échancrure du littoral, moins grande qu'un golfe et moins profonde qu'une rade. Il y a lieu de dire qu'une baie est une entrée d'eau entourée de terre à l'exception d'un côté, où se trouve une ouverture vers la mer ouverte.

Une rade se distingue d'une baie ou d'un golfe par une ouverture vers la mer plus étroite et une profondeur de l'eau plus importante. Si l'ouverture est très resserrée, le passage est appelé goulet. Elle peut être créée artificiellement par des jetées et des digues. Les rades sont souvent utilisées pour installer des bases navales, et des ports du fait de leurs configurations abritées.

Une lagune côtière (également appelé étang littoral) est une étendue d'eau salée généralement peu profonde séparée de la mer par un cordon littoral (lido) comme présenté sur le figure 3.6. La lagune communique avec la mer soit directement par l'intermédiaire de passes permanentes ou temporaires (graus) dans le lido ou indirectement par des nappes d'eau souterraines. Les lagunes côtières occupent près de 13% du linéaire côtier mondial. En Europe, elles sont particulièrement importantes le long des côtes méditerranéennes [Cromwell, 1971], dénombant une trentaine de lagunes dont la superficie de ces complexes lagunaires (lagunes et zones humides périphériques incluses) a été estimée à environ 1300 km^2 [Barral et al., 2007].

Les variations du niveau marin présentées dans la section 2, bien que la liste ne soit pas exhaustive, représentent un large éventail temporel et spatial. Or, en fonction des dimensions d'un site et la durée sur laquelle il est étudié, seuls certains phénomènes seront pris en compte. Nous nous intéressons ici au cas des bassins semi-ouverts ou fermés, ou lagunes côtières, dont la longueur est de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Les lagunes côtières sont des systèmes complexes, avec de forts enjeux écologiques et socio-économiques. La compréhension de la dynamique du niveau d'eau dans les lagons côtiers est d'un intérêt primordial pour les infrastructures voisines, les zones habitées et cultivées. Lorsqu'ils sont largement connectés à la mer ouverte, les niveaux d'eau des lagons sont influencés par les variations à grande échelle du niveau au large, telles que les marées astronomiques ou les surcotes provoquées par les systèmes de basse pression et/ou de vent. Nous nous intéressons dans ce travail aux phénomènes provoquant des variations du niveau de l'eau dans un bassin semi-ouvert et ayant une durée allant de la dizaine de minutes à quelques jours.

Les bassins côtiers peuvent être ouverts à la mer ou fermés naturellement (accrétion sédimentaire, diminution du niveau et fermeture par immersion des haut fonds, etc.) ou par la mise en



FIGURE 3.6 – Représentation d’une lagune côtière d’après [Le Fur, 2018]

place d’ouvrages causant la fermeture du système. D’après [Gordon, 1991], il existe deux régimes distincts d’équilibre de l’eau pour les lagunes côtières :

- Lorsque la lagune est ouverte sur la mer (figure 3.7(a)) : les fluctuations du niveau de la mer ouverte sont répercutées dans la lagune, comme la marée ou les ondes de tempête.
- Lorsque la lagune est fermée (figure 3.7(b)) : le niveau moyen de l’eau du bassin est déterminé par les flux entrants (cours d’eau, eaux souterraines et précipitations) et les flux sortants (évaporation et percolation).

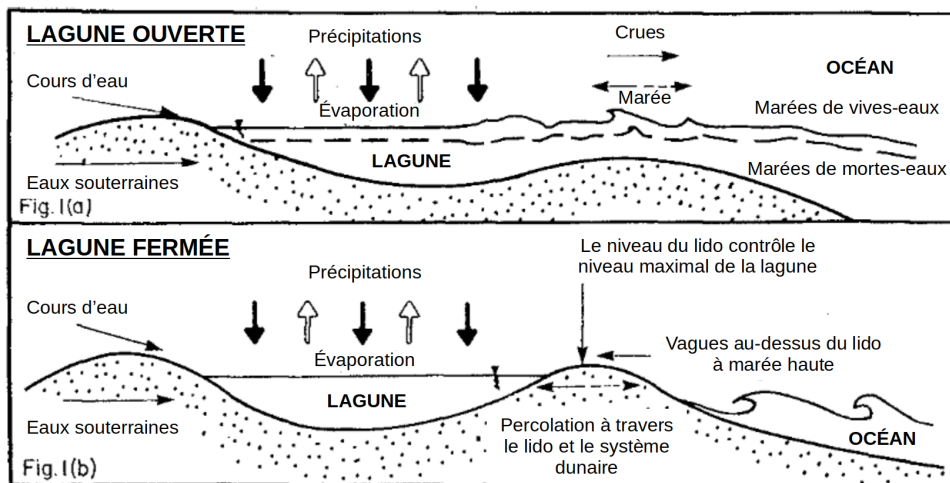


FIGURE 3.7 – Régimes d’équilibre de l’eau dans un bassin semi-ouvert (a) et dans un bassin fermé (b), modifié d’après [Gordon, 1991]

Ainsi, dans un bassin semi-ouvert les marées peuvent se transmettre par une ou plusieurs embouchures. Ces dernières sont atténuées par dissipation par le frottement dans le chenal, et sont également distordues générant l’apparition de constituants non-linéaires à plus haute et plus basse fréquences. De plus, la présence de marée influence fortement la courantologie dans ces environnements. Par exemple, dans la lagune de Términos au Mexique, les marées expliquent environ 70% de la variabilité des niveaux d’eau, et environ 95 et 65% de la variabilité des courants dans

les bras de mer et à l'intérieur de la lagune, respectivement d'après [David and Kjerfve, 1998].

De la même manière que pour la marée, les ondes de tempêtes se propagent jusqu'à la côte. Elles génèrent des surcotes au niveau du littoral qui peuvent être transmises dans un bassin semi-ouvert du fait du gradient de hauteurs d'eau de part et d'autre de l'ouverture. Ainsi, ces phénomènes peuvent avoir un impact important dans les bassins semi-ouverts tels que les lagunes, les lacs et les étangs et causer des niveaux marins extrêmes.

Il convient de préciser que dans un bassin fermé dont la longueur est de l'ordre de la dizaine de kilomètre, il est d'usage de considérer que la pression atmosphérique varie uniformément sur l'ensemble du bassin et par conséquent, l'effet baromètre inverse aura le même effet sur tout le bassin.

En présence de vent, une contrainte est exercée sur la surface de l'eau d'un bassin. Cette contrainte est responsable d'un basculement de l'ensemble de la masse d'eau. Ce basculement sera d'autant plus important que la longueur du bassin est grande, que la vitesse du vent est élevée et que le bassin est peu profond [Hellström, 1941]. De plus, dans le cas d'un bassin semi-ouvert dont la communication avec la mer est étroite, en fonction de la direction du vent par rapport à la configuration du bassin, le gradient de niveau entre le bassin et la mer provoquera soit une évacuation de l'eau de la lagune, soit un remplissage par la mer [Antiqueira et al., 2004].

Un autre phénomène spécifiquement observé dans les bassins fermés ou semi-fermés est la résonance des modes propres, également appelé seiches, qui sont également à l'origine de fluctuations du niveau. Il s'agit d'oscillations longues et régulières dont la période correspond à la période naturelle de résonance du bassin et est déterminée par sa géométrie et sa profondeur : la période sera d'autant plus grande que la longueur du bassin sera élevée et que sa profondeur sera faible [Merian, 1828, Wilson, 1972]. La période des seiches peut varier de quelques dizaines de secondes à plusieurs heures et leur amplitude est de l'ordre de quelques centimètres.

Objectifs de la thèse

Ce présent travail traite des variations du niveau moyen de l'eau à l'échelle de quelques jours dans des bassins côtiers semi-ouverts ou fermés. Les deux phénomènes responsables de changements du niveau étudiés sont les basculements du plan d'eau induits par le vent ainsi que les oscillations propres, autrement dit, les seiches. L'impact du vent, des conditions de vagues, de la morphologie du bassin et son ouverture à la mer ainsi que l'effet de la topographie du fond sur ces phénomènes y sont investigués.

La plupart des études sur les basculements du plan d'eau induits par le vent et les paramétrisations du coefficient de frottement (C_D) ont été réalisées à grande échelle et/ou dans des bassins profonds. Malgré leur omniprésence et leur importance socio-écologique dans le monde entier, les lagons peu profonds à plus petite échelle restent peu documentés. La question se pose de la validité d'une paramétrisation généralisée de C_D et de l'estimation théorique des basculements induits par le vent dans le contexte des lagunes peu profondes. De plus, dans le cas de bassins de faible profondeur, les conditions d'établissement des vagues en fetch limité et profondeur finie pourrait jouer un rôle non négligeable dans le frottement de surface et donc sur l'établissement du basculement du plan d'eau.

Les seiches dans les bassins ou ports ont largement été étudiées. Les études mettent en évidence la multitude de causes possibles de génération de ces ondes longues en fonction du site considéré. Nous pouvons nous demander dans quelle mesure l'ouverture à la mer, la morphologie du bassin et la topographie du fond peuvent faire varier la réponse du bassin en terme d'oscillations propres face aux divers mécanismes possibles de génération.

De plus, le lien entre la relaxe suite à un basculement du plan d'eau causé par le vent et la génération de seiches a été investigué lors de quelques études [Harris, 1953, Niedda and Greppi, 2007]. Bien que ce ne soit pas le mécanisme le plus couramment responsable de la génération d'oscillations propres dans des bassins, nous ne savons pas quand il devient prédominant dans des bassins peu ouverts à la mer ou fermés et fortement exposés au vent.

Ces constats mettent en évidence l'intérêt de ce présent travail, basé sur l'analyse comparative de données de niveau d'eau sur le long terme, permettant d'observer, de quantifier et d'expliquer ces phénomènes sur trois bassins côtiers géographiquement proches et exposés à des vents similaires. Nous nous concentrerons donc sur les deux phénomènes précédemment décrits : les basculements du plan d'eau induits par le vent et les seiches. Il est à préciser que les fluctuations du niveau marin dues aux vagues ne sont pas décrites dans ce présent travail, bien que ces dernières seront étudiées pour la paramétrisation du coefficient de frottement nécessaire à l'étude des basculements.

Deuxième partie

État de l'art

1

Basculement de la surface libre induit par le vent dans un bassin semi-ouvert ou fermé

Sommaire

1.1	Impact du vent sur la surface libre	29
1.2	Formulation du basculement de la surface libre	30
1.3	Caractérisation du coefficient de frottement	32
1.3.1	Définition du coefficient de frottement	32
1.3.2	Lien entre le coefficient de frottement et le vent	33
1.3.3	Lien entre le coefficient de frottement et les vagues	34
1.4	Courants générés par les basculements	35
1.4.1	Cas des bassins peu profonds	36
1.4.2	Effets secondaires	37

1.1 Impact du vent sur la surface libre

Comme présenté dans la section 3, un processus important dans l'étude de la variation du niveau de l'eau dans une lagune côtière est associé à l'effet direct du vent sur la surface de l'eau. La contrainte exercée par le vent sur la surface de l'eau de la lagune induit une inclinaison de l'ensemble du plan d'eau, ce qui donne lieu à ce que l'on appelle le basculement du plan de l'eau ("wind tide" en anglais). Cet effet peut être important dans de nombreuses lagunes côtières, qui sont souvent des bassins peu profonds et partiellement fermés, et peut donc contribuer à l'inondation des zones de faible altitude. Dans les bassins fermés ou semi-fermés, le vent est généralement le facteur dominant de l'inclinaison de la surface de l'eau.

Une série d'études a été menée pour quantifier, comprendre et modéliser les basculements du plan d'eau induits par le vent. Parmi elles, on peut citer : [Kenney, 1979] dans le lac Winnipeg au Canada, [Hellström, 1941, Keulegan, 1953, Gillies, 1959, Platzman, 1963] dans le lac Érié au Canada et aux États-Unis, [Saville, 1952, Kivisild, 1954, Farrer, 1957] dans le lac Okeechobee aux États-Unis, [Harris, 1957, Hugues, 1965, Platzman, 1965] dans le lac Michigan aux États-Unis, [Nomitsu, 1935, Hayami et al., 1996] dans le lac Biwa au Japon, [Nomitsu, 1935] dans le lac Kariba en Zambie et au Zimbabwe, [De Lauro et al., 2018] dans la lagune de Venise en Italie ou [Metler et al., 1975] dans le lac Balaton en Hongrie. Afin de fournir des estimations

du basculement observé en fonction des caractéristiques du vent et du bassin, certains exemples bien documentés utilisant des données in-situ et modélisées sont résumés dans le tableau 1.1. Une large gamme de valeurs est observée entre les différents sites, liée aux différences de dimensions du bassin, de vitesse du vent et d'autres caractéristiques locales.

Étude	L (km)	l (km)	h_{moy} (m)	V (m/s)	$\Delta\zeta$ (m)	S (cm/km)	Type
Lac Erie, Canada, État-Unis [Platzman, 1963]	390	65	18	26.5	4	1	In-situ
Lac Okeechobee, État-Unis [Farrer, 1957]	58	47	3	30	4.5	7.8	In-situ
Lac Michigan, État-Unis [Platzman, 1965]	494	190	85	28	1.7	0.3	In-situ
Lac Kariba, Zambie, Zimbabwe [Ward Peter, 1979]	220	40	31	4.5	0.06	0.03	In-situ
Lac Biwa, Japon [Hayami et al., 1996]	64	23	40	20	0.3	0.5	In-situ
Lagune de Venise, Italie [De Lauro et al., 2018]	45	5	10.5	16	0.1	0.4	In-situ
Étang de Berre, France [Leredde et al., 2002]	18.7	7	6.9	17	0.2	1.1	Modélisées
Étang de Berre, France [Alekseenko, 2013]	18.7	7	6.9	22	0.23	1.2	Modélisées
Étang de Vaccarès, France [Boutron et al., 2015]	7.2	5	1.8	7.6	0.1	1.4	Modélisées

TABLEAU 1.1 – Exemples d'études sur les basculements de la surface libre dans des bassins fermés ou semi-fermés. Y sont présentés L la longueur du bassin, l la largeur, h_{moy} la profondeur moyenne, V la vitesse du vent, $\Delta\zeta$ le basculement, S la pente de la surface libre et enfin le type de données utilisées

1.2 Formulation du basculement de la surface libre

L'étude des variations du niveau de l'eau sur quelques heures à quelques semaines correspond à l'échelle de temps sur laquelle la mer répond dynamiquement aux forçages météorologiques : pression atmosphérique et vent. La contribution des variations de la pression atmosphérique et du vent peut être étudiée par des modèles en 2-D.

Pour tout mouvement à l'échelle du bassin tel que le basculement de la surface libre, la plupart des lagunes côtières peuvent être considérées comme peu profondes, c'est-à-dire où l'échelle de longueur horizontale typique (longueur d'onde du basculement) est très grande par rapport à la profondeur moyenne. La dynamique principale peut donc être représentée par les équations

en eau peu profonde basées sur une intégration sur la profondeur. Une formulation en 2-D des forçages météorologiques est obtenue grâce à la pression atmosphérique et la tension du vent. La tension du vent représente la contrainte de cisaillement exercée par le vent sur la surface de l'eau. Elle est paramétrée en fonction de la vitesse du vent à une certaine hauteur (généralement 10 m) au dessus de la surface, juste au dessus de la couche limite. Les composantes selon les axes X et Y de la tension du vent τ_s ($N.m^{-2}$) sur la surface de l'eau sont présentées respectivement par les équations 1.1 et 1.2.

$$\tau_{sx} = \rho_{air} C_D V_x \sqrt{V_x^2 + V_y^2} \quad (1.1)$$

$$\tau_{sy} = \rho_{air} C_D V_y \sqrt{V_x^2 + V_y^2} \quad (1.2)$$

Avec ρ_{air} la masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$), C_D le coefficient de frottement sans dimensions, V_x et V_y les composantes de la vitesse totale du vent V selon les axes X et Y.

Les contraintes exercées sur le fond τ_f ($N.m^{-2}$) selon les axes X et Y sont présentées respectivement par les équations 1.3 et 1.4.

$$\tau_{fx} = \rho_{eau} C_F u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (1.3)$$

$$\tau_{fy} = \rho_{eau} C_F v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (1.4)$$

Avec ρ_{eau} la masse volumique de l'eau ($kg.m^{-3}$), C_F le coefficient de frottement du fond sans dimensions, u et v les composantes horizontales du courant au fond selon les axes X et Y, qui sont les mêmes que sur toute la hauteur de la colonne d'eau en 2-D.

Les équations 2-D non-linéaires prenant en compte la pression atmosphérique et la tension du vent pour les eaux peu profondes (NLSW), également appelées équations de Saint-Venant, sont présentées par les équations 1.5, 1.6 et 1.7.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_{eau}} \frac{\partial P_{atm}}{\partial x} + \frac{1}{\rho_{eau} h} (\tau_{sx} - \tau_{fx}) \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_{eau}} \frac{\partial P_{atm}}{\partial y} + \frac{1}{\rho_{eau} h} (\tau_{sy} - \tau_{fy}) \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \quad (1.7)$$

Avec ζ l'élévation de la surface libre (m), P_{atm} la pression atmosphérique (Pa), g l'accélération de la gravité ($g = 9.81m.s^{-2}$), h la hauteur de la colonne d'eau (m) (soit $h = z - \zeta$ sachant que z est la profondeur) considérée constante dans les conditions d'un fond plat et f le paramètre de Coriolis (s^{-1}).

Dans le cas des zones côtières peu profondes, les termes de flux de quantité de mouvement liés à la tension du vent des équations 1.5 et 1.6 augmentent quand la profondeur décroît.

En considérant que la pression atmosphérique ne varie spatialement pas à l'échelle du bassin, soit $\frac{\partial P_{atm}}{\partial x} = 0$, et que la force de Coriolis n'agit pas $fv = 0$, nous obtenons l'équation 1.8 sur laquelle nous pouvons faire une analyse dimensionnelle des différents termes afin de mieux appréhender l'importance respective de chaque terme. Nous utilisons les ordres de grandeurs suivants qui correspondent à ceux attendus dans ce présent travail de thèse : $u = 0.05$ m/s, $t = 10000$ s, $h = 10$ m, $x = 5000$ m, $\frac{\partial \zeta}{\partial x} = S = 10^{-5}$, $C_D = 10^{-3}$, $C_F = 10^{-3}$ et $V = 5$ m/s.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_{eau} h} - \frac{\tau_{fx}}{\rho_{eau} h} \quad (1.8)$$

Les ordres de grandeurs des différents termes sont donc : $\frac{\partial u}{\partial t} \approx 5.10^{-6} \text{ m.s}^{-2}$, $u \frac{\partial u}{\partial x} \approx v \frac{\partial u}{\partial y} \approx 5.10^{-7} \text{ m.s}^{-2}$, $g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \approx 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, $\frac{\tau_{sx}}{\rho_{eau} h} \approx 10^{-3} \text{ m.s}^{-2}$ et $\frac{\tau_{fx}}{\rho_{eau} h} \approx 10^{-7} \text{ m.s}^{-2}$.

Il apparaît ici que les termes les plus importants dans l'équation sont $g \frac{\partial \zeta}{\partial y}$ et $\frac{\tau_{sx}}{\rho_{eau} h}$. Ainsi, une première approche pour l'étude des variations du niveau moyen de l'eau induites par le vent dans un bassin peu profond peut être obtenue en utilisant la formulation stable 1-D de l'équation de quantité de mouvement en eau peu profonde (Saint-Venant) moyennée en profondeur (équation 1.9) [Hellström, 1941]. Cette équation reflète l'équilibre local, moyennée sur la profondeur, entre la pente de la surface et la contrainte du vent.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\tau_s}{\rho_{eau} g h} \quad (1.9)$$

Finalement, l'équation 1.10 en 1D est obtenue.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\rho_{air} C_D V_x^2}{\rho_{eau} g h} \quad (1.10)$$

1.3 Caractérisation du coefficient de frottement

1.3.1 Définition du coefficient de frottement

Un paramètre clé de l'équation 1.10 est le coefficient de frottement C_D qui intègre un large éventail de processus à petite échelle lié au développement des vagues, à la rugosité de la surface et à la stabilité de la couche limite atmosphérique en une seule quantification globale du transfert d'énergie du vent à la masse d'eau. C_D peut être déduit de l'estimation macroscopique de la quantité de mouvement relative au vent et à l'inclinaison de la surface (équation 1.10).

C_D peut également être obtenu par des mesures locales de la contrainte turbulente. En effet, comme le suggère les équations 1.1 et 1.2, il existe une relation entre le coefficient de frottement et la contrainte du vent. Dans la couche limite, c'est à dire la couche de contrainte au-dessus de la surface de la mer et en dehors de la fine couche visqueuse proche de la surface, le transport turbulent domine et la contrainte de surface est calculée grâce à la vitesse de frottement u^* (équation 1.11).

$$\tau_s = \rho_{air} u^{*2} \quad (1.11)$$

[Charnock, 1955] a suggéré une relation entre la vitesse de frottement et la hauteur de rugosité de surface z_0 (équation 1.12) qui est un paramètre de longueur caractéristique relié à l'effet de la rugosité de surface dans un flux turbulent.

$$z_0 = \frac{C_h u^{*2}}{g} \quad (1.12)$$

Avec C_h le paramètre de Charnock.

Dans le modèle du profil logarithmique des vitesses dans la couche limite (équation 1.13), ce paramètre est équivalent à la hauteur à laquelle la vitesse théorique du vent deviendrait nulle. Sous cette hauteur z_0 , la vitesse du vent ne suit plus une loi logarithmique.

$$\frac{V_z}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (1.13)$$

Avec V_z la vitesse du vent à l'altitude z et κ la constante de von Karman (≈ 0.4).

Ainsi, il y a une relation entre le coefficient de frottement (calculé pour une hauteur z au dessus de la surface de la mer) et la longueur de la rugosité de la surface comme le suggère l'équation 1.14.

$$C_{D,z} = \kappa^2 \left(\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right)^{-2} \quad (1.14)$$

L'équation 1.14 permet donc de déterminer le coefficient de frottement de surface si la couche limite turbulente répond aux hypothèses de la couche logarithmique (stationnarité, absence de gradients de pression horizontaux, rugosité constante, etc) à vérifier expérimentalement, et si la hauteur de rugosité z_0 est connue. Ce dernier paramètre est cependant mal connu dans le cas de la rugosité induite par les vagues en fetch limité et profondeur finie, empêchant de déterminer C_D dans ces conditions.

Le lien entre le coefficient de frottement et certains de ces processus tels que le vent ou les conditions de vagues sont détaillés dans les sections 1.3.2 et 1.3.3.

1.3.2 Lien entre le coefficient de frottement et le vent

La principale tendance est que C_D augmente avec la rugosité de surface qui augmente avec la vitesse du vent en raison du développement des vagues. Une diminution de C_D pour une vitesse de vent extrême ($> 33 m.s^{-1}$) a été constatée du fait de la saturation de la rugosité de la surface de la mer [Powell et al., 2003]. Nous nous intéressons dans cette section aux formulations empiriques les plus simples qui ne prennent en considération que l'effet du vent local sans prendre en compte les conditions de vagues. En effet, les formulations empiriques présentées ici supposent toutes que le coefficient de frottement est constant dans l'espace, c'est-à-dire que l'échelle de longueur pour le développement de la rugosité de surface est négligeable par rapport à l'échelle du bassin. De plus, l'effet de profondeur est également négligé, ce qui présuppose que la rugosité de surface n'est pas affectée par la profondeur.

Diverses formulations empiriques de C_D dépendant du vent ont été proposées. Par exemple, [Wu, 1969] a proposé l'équation 1.15 pour des vents faibles à modérés ($1 m.s^{-1} < V < 15 m.s^{-1}$) et l'équation 1.16 pour des vents forts ($V > 15 m.s^{-1}$).

$$C_D = 0.5V^{\frac{1}{2}} \times 10^{-3} \quad (1.15)$$

$$C_D = 2.6 \times 10^{-3} \quad (1.16)$$

Une autre formulation a été proposée par [Garratt, 1977] d'après des données in-situ (équation 1.17).

$$C_D = (0.75 + 0.067V) \times 10^{-3} \quad (1.17)$$

Nous pouvons également citer l'étude de [Babanin and Makin, 2008] réalisée au lac George en Australie, proposant l'équation 1.18.

$$C_D = 1.92 \times 10^{-7}V^3 + 9.6 \times 10^{-4} \quad (1.18)$$

Ces trois formulations empiriques de C_D en fonction de la vitesse du vent sont présentées graphiquement par la figure 1.1.

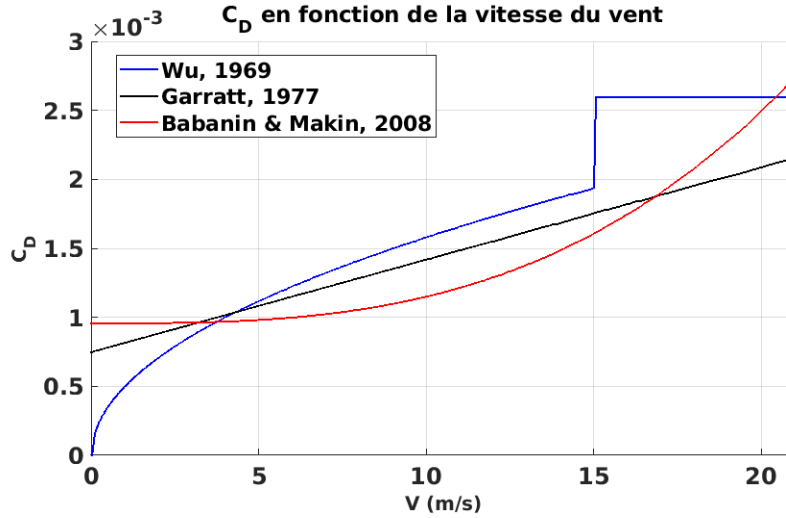


FIGURE 1.1 – Formulations de C_D en fonction de la vitesse du vent (V) d'après [Wu, 1969] (bleu), [Garratt, 1977] (noir) et [Babanin and Makin, 2008] (rouge)

1.3.3 Lien entre le coefficient de frottement et les vagues

L'influence de l'état de la mer sur le frottement de la surface libre a été largement étudiée, principalement en océan ouvert et pour des vitesses de vent modérées. Les interactions air-mer sont très complexes à petite échelle, car de multiples mécanismes affectent simultanément le frottement [Babanin and Makin, 2008].

Les travaux pionniers de [Dorn, 1953] sur la contrainte du vent dans un étang artificiel ont mis en évidence que le basculement du plan d'eau est proportionnel à la contrainte de surface, et que cette dernière diminue en l'absence de vagues grâce à l'ajout de détergent dans l'étang. [Kitaigorodskii, 1965] a suggéré que le paramètre de Charnock présent dans l'équation 1.12 peut être considéré comme étant une fonction de l'âge des vagues. L'âge des vagues ξ représente la mesure du temps pendant lequel le vent a agi sur un groupe de vagues, soit parce que le vent a soufflé pendant une durée déterminée, soit parce que le fetch est limité ; généralement exprimée sous la forme d'un nombre sans dimension, la vitesse de phase du pic spectral c_p de la vague divisée par la vitesse de frottement u_* (équation 1.19). D'après les mesures de [Oost et al., 2002], u_* représente environ 5% de V .

$$\xi = \frac{c_p}{u_*} \quad (1.19)$$

La relation entre l'âge des vagues et le frottement de surface, bien que controversé, a largement été étudié [Stewart, 1974, Donelan, 1982, Janssen, 1989, Smith et al., 1992, Donelan et al., 1993, Young and Verhagen, 1996, Oost, 1998, Oost et al., 2002, Uz et al., 2002, Babanin and Makin, 2008, Kudryavtsev et al., 2014, Bertin et al., 2015, Pineau-Guillou et al., 2020].

Parmi ces études, nous pouvons citer celle de [Oost et al., 2002] proposant une formulation de C_D en fonction de l'âge des vagues (équation 1.20).

$$\frac{\kappa}{C_D^{0.5}} = 0.52 \ln(\xi) + \ln(2\pi) - 0.91 \quad (1.20)$$

[Babanin and Makin, 2008] ont quant à eux proposé la formulation présentée par l'équation 1.21 en reliant C_D à $\frac{V}{c_p}$, qu'ils définissent comme étant l'inverse de l'âge des vagues.

$$C_D = 9.33 \times 10^{-7} \left(\frac{V}{c_p} \right)^4 + 0.00096 \quad (1.21)$$

D'autres études tentent de relier C_D à la pente des vagues [Hsu, 1974, Taylor and Yelland, 2001]. La pente des vagues est définie par le quotient de la hauteur significative des vagues H_s et de la longueur d'onde des vagues au pic du spectre des vagues λ . [Taylor and Yelland, 2001] ont proposé que z_0 puisse être déterminé empiriquement à partir de la hauteur significative et de la pente des vagues (équation 1.22).

$$\frac{z_0}{H_s} = A_1 \left(\frac{H_s}{\lambda} \right)^{B_1} \quad (1.22)$$

Avec $A_1 = 1200$ and $B_1 = 4.5$.

D'autres études ont montré que la valeur du coefficient de frottement est plus élevée dans les mers soumises à des vents forts, avec des vagues courtes et raides, que dans les mers développées associées à des vagues plus longues [Smith et al., 1992, Young and Verhagen, 1996, Babanin and Makin, 2008, Kudryavtsev et al., 2014].

Toutes ces études sont en accord entre elles : plus l'âge des vagues est important, plus les vagues sont développées avec apparition d'ondes longues et donc moins les frottements sont importants. Cet effet doit donc être pris en compte dans les bassins fermés, où les conditions de fetch limité affecteront la contrainte du vent : les bassins dont le fetch est court devraient présenter une contrainte du vent et un coefficient de frottement plus élevés.

Bien que cela soit moins documenté car la plupart des études sur les relations entre C_D et la vitesse du vent et les conditions de vagues ont considéré l'océan ouvert ou profond, l'état de la mer est également fortement influencé par la profondeur. En eau profonde (si $\lambda > 2 \times h$) alors $\tan(kh) \approx 1$, la célérité des ondes (c) augmente avec leur période (T) : $c \approx \frac{g}{2\pi} \times T$. On considère que les vagues atteignent leur période maximale (fetch illimité) lorsque leur vitesse est approximativement égale à celle du vent. En revanche, les vagues en eaux peu profondes sont non dispersives (hypothèse "en eau peu profonde"), dans ce cas $\tan(kh) \approx kh$, la limite de vitesse des vagues est $c \approx \sqrt{gh}$ quelle que soit leur fréquence et donc les vagues n'atteignent pas nécessairement la vitesse du vent. Il en résulte un contrôle de la profondeur du champ de vagues favorisant les vagues plus courtes dans les eaux peu profondes. Comme pour le fetch limité, une profondeur finie augmentera le frottement de surface par rapport à l'océan ouvert en empêchant le développement de vagues longues [Smith et al., 1992, Kudryavtsev and Makin, 2004, Babanin and Makin, 2008].

Des bassins à la fois plus courts et moins profonds sont donc associés à des spectres de vagues à plus haute fréquences, ce qui devrait augmenter le frottement de surface. Ce dernier mécanisme a été confirmé par des expériences en laboratoire par [Uz et al., 2002], où la réduction des spectres d'ondes de vent courtes a entraîné une diminution de la contrainte de vent de 20 à 30 % pour une vitesse de vent donnée.

1.4 Courants générés par les basculements

Dans un bassin semi-ouvert ou fermé, la circulation dépend d'un grand nombre de facteurs tels que la morphologie du bassin, la configuration des côtes, les conditions au fond, l'exposition au vent, les conditions climatiques générales, les ouvertures à la mer, la rotation de la terre, la stratification en densité etc... Nous nous plaçons dans le cas où le vent est l'acteur le plus

important de la génération de courants, dans les bassins côtiers semi-ouverts ou fermés. On suppose que le forçage du vent est constant (dans le temps) et uniforme (dans l'espace), bien qu'en réalité, les fluctuations en direction et en amplitude rendent la situation plus complexe.

1.4.1 Cas des bassins peu profonds

Comme nous l'avons vu précédemment, le vent est responsable de l'établissement d'un basculement statique de la masse d'eau dans un bassin qui est compensé par la contrainte du vent sur la surface. Nous considérons ici les bassins peu profonds, pour lesquels les vitesses verticales peuvent être négligées. Nous nous intéressons donc uniquement aux structures horizontales des courants induits par le vent.

Dans le cas d'un bassin de forme et de profondeur arbitraire, considérant que la contrainte du vent est uniforme en temps et imposée au temps $t=0$, et en négligeant la force de Coriolis, les équations de mouvement et de continuité pour les composantes de courant u et v intégrées en profondeur, linéarisées et en supposant l'approximation hydrostatique sont obtenues et présentées par les équations 1.23, 1.24 et 1.25.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_{eau}} \quad (1.23)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_{eau}} \quad (1.24)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (1.25)$$

A noter que l'absence de friction au fond est uniquement valide pour la période initiale de réponse avant que des vitesses de courants significatives ne se développent. En considérant que la distribution de l'élévation $\zeta(x, y)$ est indépendante du temps, il est possible d'écrire : $\frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0$. Donc les composantes de vitesses u et v sont des fonctions linéaires du temps, c'est à dire que $u = At$ et $v = Bt$, et les équations 1.26, 1.27 et 1.28 sont obtenues [Csanady, 1973].

$$A = -gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_{eau}} \quad (1.26)$$

$$B = -gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_{eau}} \quad (1.27)$$

$$\frac{\partial A}{\partial x} + \frac{\partial B}{\partial y} = 0 \quad (1.28)$$

Le long d'une section transversale d'un étang long et étroit, considérant que la contrainte du vent est constante en temps et en espace selon l'axe x (F_x constant et $F_y = 0$), il a été mis en évidence que le transport dépend de l'équilibre entre le gradient de pression et la contrainte du vent, en fonction de la profondeur de l'eau [Csanady, 1973] :

- Lorsque la profondeur d'eau correspond à la profondeur moyenne de la section transversale, le gradient de pression est en équilibre avec la contrainte du vent. Il n'y a donc pas de courant.
- Pour des profondeurs inférieures, la contrainte du vent domine et un courant dans le sens du vent est établi.
- Pour des profondeurs plus élevées que la moyenne de la section transversale, le gradient de pression domine et un courant en sens inverse du vent est généré.

Il en résulte un schéma de circulation en double gyre dans les bassins, largement observé dans la littérature [Campbell, 1985, Beletsky, 2001, Boutron et al., 2015]. La figure 1.2 représente un modèle simple de lac long avec des rivages et des contours de profondeur parallèles, et la circulation induite par le vent en double gyre d'après [Csanady, 1973].

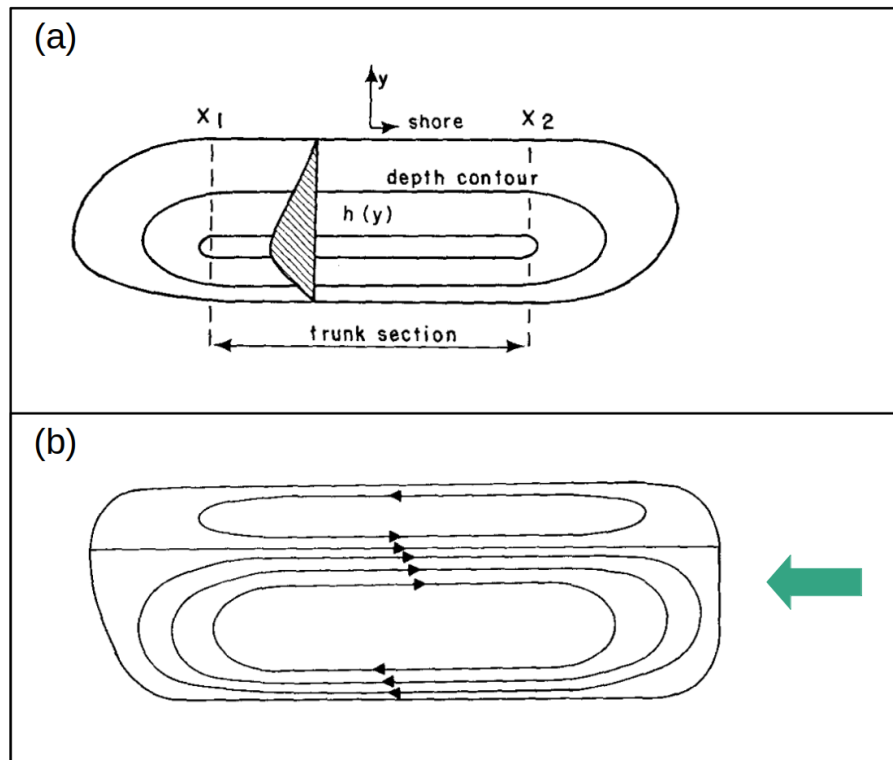


FIGURE 1.2 – Présentation d'un modèle simple de lac long avec des rivages et des contours de profondeur parallèles (a), et la circulation induite par le vent en double gyre (b), où la flèche verte représente le forçage par le vent, d'après [Csanady, 1973]

En absence de stratification, la température du bassin est homogène et la densité de l'eau ne dépend que de la pression hydrostatique. Toute la masse d'eau se déplace du fait de la circulation induite par le vent sur la surface [Salençon and Calmels, 1994]. La surface libre bascule sous l'effet de la contrainte du vent sur la surface. En amont du bassin, le niveau d'eau diminue et s'accumule en aval.

1.4.2 Effets secondaires

A grande échelle, on suppose que l'écoulement est essentiellement horizontal. Cependant dans la réalité il peut y avoir une circulation verticale secondaire une fois que le basculement est établi : le long des parois en aval, l'eau plonge vers le fond et une source apparaît de l'autre côté du bassin. Il y a création d'un courant barotrope.

Comme dans les océans et les mers, il peut y avoir existence d'une stratification dans les bassins semi-ouvert ou fermés. On distingue trois couches de profondeur en fonction de la température de l'eau :

- La couche d'eau superficielle est appelée couche de mélange ou épilimnion. L'action du vent permet à cette couche de se mélanger du fait de l'agitation. L'épaisseur de cette

couche dépend des saisons.

- La couche intermédiaire est le métalimnion. La température est plus froide que dans l'épilimnion et varie fortement avec la profondeur dans cette couche. La diminution de température crée une véritable barrière physique entre les couches du fait de la différence de densité. On appelle thermocline la profondeur à laquelle la variation de température est la plus importante.
- L'hypolimnion est la couche inférieure dans laquelle la température, qui varie peu, est la plus froide.

La stratification change en fonction des saisons. En effet, dans la région méditerranéenne, la stratification est généralement mieux établie en été car les vents sont globalement moins intenses. Cependant, dans les bassins semi-ouverts ou fermés peu profonds, la stratification peut ne pas s'établir en été ou alors sur de courtes périodes si l'action du vent est suffisante pour mélanger l'intégralité de la colonne d'eau. [Bengtsson, 1978] a mis en évidence que l'étude des courants induits par le vent dans des bassins est complexifiée lorsqu'il y a une stratification en densité. En effet, en-dessous de la couche de mélange, de faibles anomalies de la densité impactent fortement la circulation. D'après [Salençon and Calmels, 1994], dans le cas d'un bassin stratifié, la densité dépend de la pression hydrostatique et de la température. La thermocline se déplace pour compenser le gradient de pression causé par le basculement de la surface libre. Il y a création d'un gradient horizontal de densité. Il s'agit d'un écoulement barocline. Comme le montre la figure 1.3, la thermocline agit comme une barrière physique. L'eau s'accumule au bord en aval, et la thermocline bascule également et s'enfonce. De l'autre côté, la thermocline se rapproche de la surface : il s'agit de la réponse barocline. L'eau résurgente provient de l'épilimnion. S'en suit un courant de cisaillement le long de l'interface. Ainsi, le courant entraîne l'eau de l'hypolimnion [Salençon and Calmels, 1994].

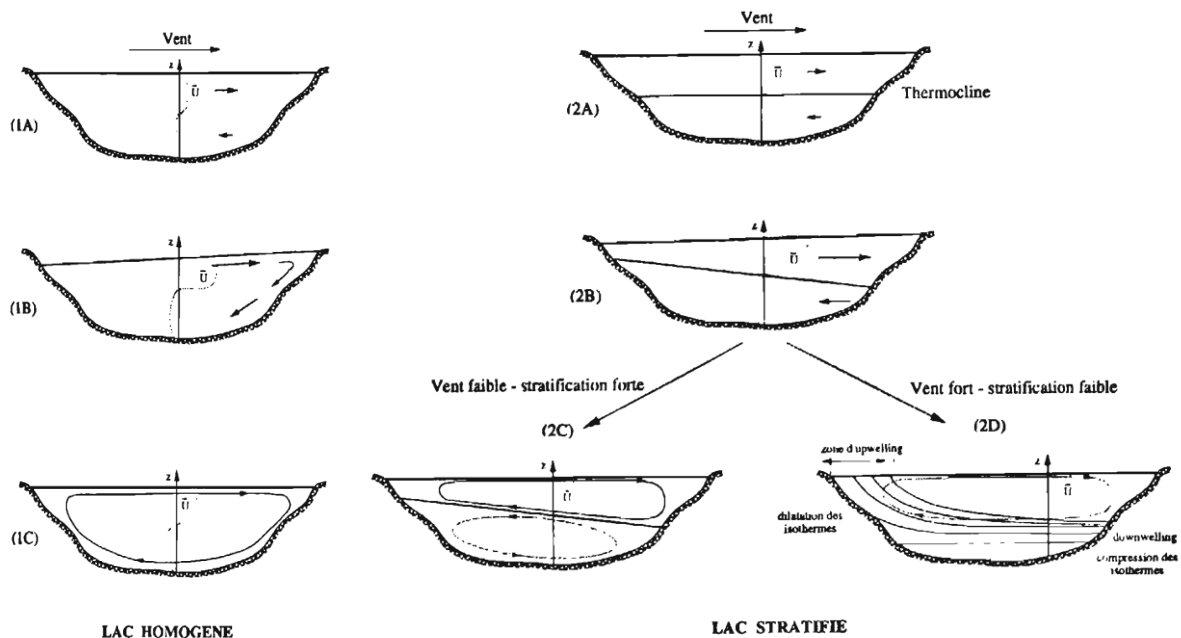


FIGURE 1.3 – Effet du vent sur la circulation d'un lac homogène et d'un lac stratifié [Salençon and Calmels, 1994]

Quand l'effet de la force de Coriolis est négligeable, cette circulation a lieu dans le plan vertical. En revanche, si la contrainte du vent n'est pas compensée par le gradient de pression, la thermocline va basculer jusqu'à la surface et causer la remontée en surface d'eaux profondes, on appelle ce phénomène l'upwelling. Cela a également été confirmé par d'autres études dans des bassins semi-ouverts ou fermés [Simons and TJ, 1980, Heaps, 1984, Schoen et al., 2014].

2

Les oscillations propres des bassins semi-ouverts : les seiches

Sommaire

2.1	Description générale des seiches	41
2.1.1	Théorie des ondes stationnaires	41
2.1.2	Application aux seiches	42
2.2	Origines des seiches	46
2.2.1	Ondes générées par transfert d'énergie d'origine atmosphérique	46
2.2.2	Ondes infra-gravitaires	47
2.2.3	Tsunamis	48
2.3	Courants associés aux seiches	48

2.1 Description générale des seiches

Les seiches sont des oscillations stationnaires responsables d'oscillations du niveau d'eau pouvant être observées dans des lacs, des baies, des estuaires ou encore des ports.

2.1.1 Théorie des ondes stationnaires

Une onde stationnaire est un phénomène vibratoire résultant de la superposition de deux ondes progressives sinusoïdales de même pulsation et se propageant en sens contraire. Il s'agit d'une onde incidente et de son onde réfléchie.

Les caractéristiques de la réflexion sont les suivantes :

- Une onde réfléchie se déplace à la même vitesse que l'onde incidente.
- Si la réflexion se fait sans perte d'énergie, l'onde réfléchie à la même amplitude que l'onde incidente.
- La réflexion induit un déphasage φ (*rad*) entre l'onde incidente et l'onde réfléchie :
 - $\varphi = 0$: l'onde incidente et l'onde réfléchie sont en phase.
 - $\varphi = \pi$: l'onde incidente et l'onde réfléchie sont en opposition de phase.

Une onde progressive incidente d'amplitude a_i provoque en un point une déformation de la surface libre η_i qui est réfléchie, créant à son tour une déformation η_r d'amplitude a_r comme présentées par les équations 2.1 et 2.2 respectivement.

$$\eta_i = a_i \cos(\omega t - kx) \quad (2.1)$$

$$\eta_r = a_r \cos(\omega t + kx + \varphi) \quad (2.2)$$

Avec k le nombre d'onde ($rad.m^{-1}$) défini par $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ avec λ la longueur d'onde (m), ω est la fréquence angulaire ($rad.s^{-1}$) déterminée par $\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}$ avec f la fréquence (Hz) égale à l'inverse de la période T (s), et x la position.

Ainsi, la superposition de l'onde incidente et l'onde réfléchie peut être exprimée par l'équation 2.3.

$$\eta = a_i \cos(\omega t - kx) + a_r \cos(\omega t + kx + \varphi) \quad (2.3)$$

Si $a_i = a_r$ alors il s'agit d'une onde stationnaire, si en revanche $a_i > a_r$ alors l'onde est quasi-stationnaire.

En définissant A comme étant l'amplitude de l'onde modulée, correspondant à l'amplitude de l'enveloppe de l'onde stationnaire ou quasi-stationnaire (formule 2.4), nous pouvons définir l'expression 2.5 et déterminer les amplitudes d'enveloppe maximale A_{max} et minimale A_{min} par les équations 2.6 et 2.7 respectivement.

$$|\eta| = A \quad (2.4)$$

$$|\eta|^2 = A^2 = a_i^2 + a_r^2 + 2a_i a_r \cos(2kx + \varphi) \quad (2.5)$$

$$A_{max} = a_i + a_r \quad (2.6)$$

$$A_{min} = a_i - a_r \quad (2.7)$$

Ainsi, l'amplitude de l'onde modulée sera égale à A_{max} au niveau d'un ventre, et pour un noeud, A_{min} . La distance entre deux ventres (ou deux noeuds) est la distance entre deux A_{max} (ou A_{min}) successifs, et est égale à $\frac{\lambda}{2}$. La figure 2.4 représente une onde incidente, son onde réfléchie ainsi que leur superposition formant une onde stationnaire.

2.1.2 Application aux seiches

Une seiche est une onde stationnaire, somme de deux ondes progressives se propageant dans des sens contraires dans les bassins côtiers semi-ouverts ou fermés. Leur mécanisme est différent si le bassin est semi-ouvert ou fermé. Leurs caractéristiques sont donc présentées séparément dans les deux cas.

Cas d'un bassin fermé

La période et la longueur d'onde des seiches dépendent de la configuration du bassin (longueur et profondeur). De part et d'autre du bassin sur chaque rive, le niveau d'eau est alternativement bas et haut (ventre), alors qu'au centre, le niveau d'eau est constant (noeud).

Si la profondeur de l'eau divisée par la longueur du bassin est inférieure à 0.1, alors on peut considérer que l'onde se propage en eau peu profonde (tout au moins pour le mode fondamental),

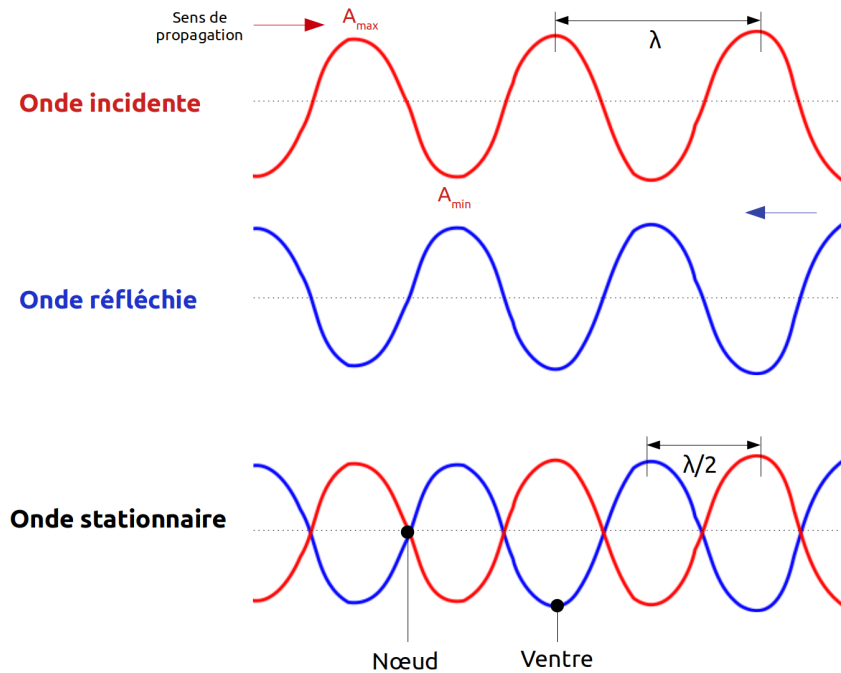


FIGURE 2.4 – Onde incidente, onde réfléchie et leur superposition pour former une onde stationnaire

on parle donc d'onde longue. La période de l'oscillation T et la longueur d'onde λ sont données par les équations 2.8 (formule de Merian) et 2.9 respectivement [Merian, 1828].

$$T_n = \frac{2L}{n\sqrt{gh}} \quad (2.8)$$

$$\lambda_n = \frac{2L}{n} \quad (2.9)$$

Avec L la longueur du bassin (m), h la profondeur du bassin (m), g l'accélération de la gravité ($m.s^{-2}$) et n un entier correspondant au mode de l'oscillation.

Dans le cas de $n = 1$, il s'agit du mode fondamental de la seiche, la longueur d'onde est égale au double de la longueur du bassin dans ce cas. La formule de Merian (équation 2.8) met en évidence que plus la longueur du bassin est élevée, ou que la profondeur est faible, plus la période de la seiche est élevée.

Cas d'un bassin semi-ouvert

Les seiches en bassin semi-ouvert s'établissent différemment de celles en bassin fermé. En effet, dans le cas de baies ouvertes, un nœud se retrouve à l'entrée du bassin et un ventre à l'autre extrémité du bassin. Dans ce cas, la longueur du bassin correspond au quart de la longueur d'onde de la seiche. La période T et la longueur d'onde λ des seiches en bassin semi-ouvert s'expriment pas les équations 2.10 et 2.11 respectivement. Contrairement au cas des bassins fermés, en bassin semi-ouvert il existe un mode $n = 0$, également appelé mode d'Helmholtz, comprenant une seule ligne nodale à l'entrée du bassin.

$$T_n = \frac{4L}{(2n+1)\sqrt{gh}} \quad (2.10)$$

$$\lambda_n = \frac{4L}{2n+1} \quad (2.11)$$

Les configurations de seiches en bassin fermé et en bassin semi-ouvert sont présentées sur la figure 2.5. Comme cela est illustré, dans un bassin fermé, au mode 1, un noeud est présent au centre du bassin et deux noeuds sont localisés sur les bords de part et d'autre. Dans le cas d'un bassin semi ouvert, au mode 0, un noeud est présent à l'entrée du bassin et le ventre se situe à l'extrémité de ce dernier.

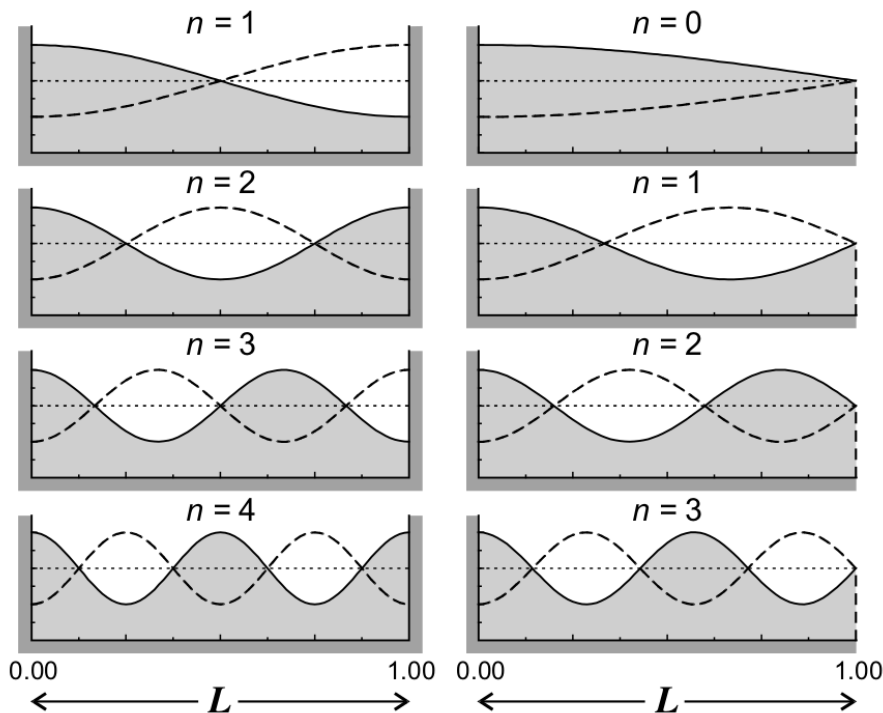


FIGURE 2.5 – Configurations de seiches en bassin fermé (gauche) et en bassin semi-ouvert (droite) pour plusieurs modes n [Rabinovich, 2009]

Il est à noter que dans la direction transversale des bassins semi-ouverts, fermée aux deux extrémités, on retrouve des modes identiques à ceux du cas bassin fermé.

Influence de la géométrie du bassin sur les caractéristiques des seiches

Les formules 2.8, 2.9, 2.10 et 2.11 sont valides dans le cas idéalisé d'un bassin de profondeur uniforme.

[Wilson, 1972] a développé des formules permettant d'obtenir les périodes des modes de seiches pour des formes courantes des bassins, qui dans de nombreux cas sont d'assez bonnes approximations des formes plutôt irrégulières des bassins côtiers naturels. Ces résultats ont également fait l'objet de modifications par [Rabinovich, 2009]. Des exemples de géométries étudiées sont présentées par la figure 2.6. La figure 2.6.A représente un bassin fermé dont le fond décrit une parabole, la figure 2.6.B un bassin fermé avec un fond de forme triangulaire et la figure 2.6.C

un bassin ouvert dont la côte forme un demi-cercle et le fond est semi-parabolique. Les formules proposées par [Rabinovich, 2009] pour ces trois exemples sont présentées dans le tableau 2.2.

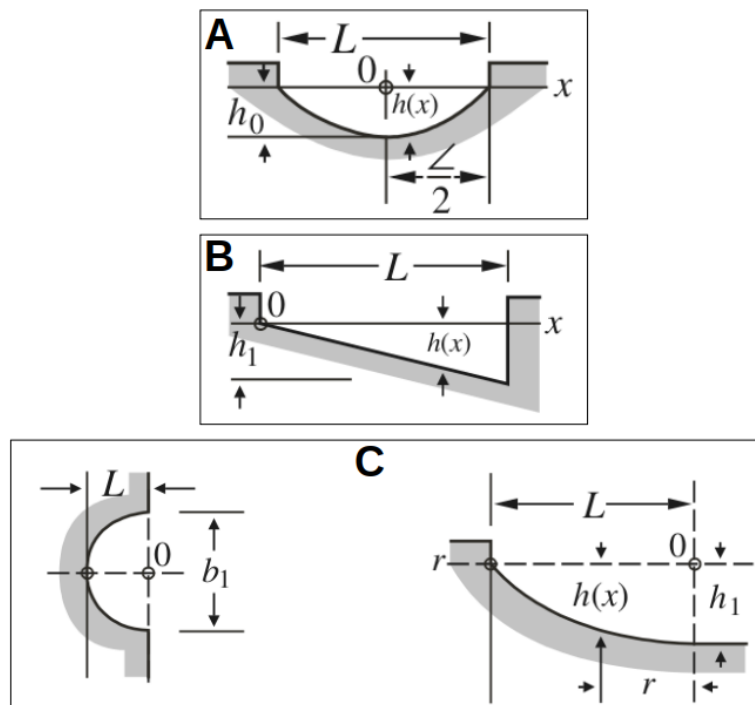


FIGURE 2.6 – Exemples de géométries de bassins fermés (A et B) et semi-ouvert (C) [Rabinovich, 2009]

Type de bassin	Période fondamentale
Bassin fermé avec un fond parabolique (figure 2.6.A)	$T_1 = 1.242 \frac{2L}{\sqrt{gh_0}}$
Bassin fermé avec un fond triangulaire (figure 2.6.B)	$T_1 = 1.640 \frac{2L}{\sqrt{gh_1}}$
Bassin ouvert dont la côte forme un demi-cercle et dont le fond est semi-parabolique (figure 2.6.C)	$T_0 = 2.220 \frac{2L}{\sqrt{gh_1}}$

TABLEAU 2.2 – Exemples de formules proposées par [Rabinovich, 2009] pour la détermination de la période fondamentale des seiches dans des bassins de géométrie variées

L'étude des seiches se complexifie dans le cas de bassins formés de plusieurs baies. [Nakano, 1932] a étudié le cas de deux bassins juxtaposés ayant des dimensions similaires donc des périodes propres presque identiques. Il a démontré qu'il existe un phénomène de couplage entre les deux bassins provoqué par la diffraction des ondes rayonnées par les bassins, et un transfert d'énergie entre les deux baies.

Une autre étude réalisée par [Monserrat et al., 2006] a mis en évidence que dans le cas de deux baies juxtaposées possédant des périodes propres différentes, une transmission des seiches d'un bassin à l'autre peut se produire. Il a également été suggéré que ce phénomène pourrait être responsable de l'amplification de certaines seiches, en fonction de leur origine de génération. Ce serait le cas pour la seiche causée par la propagation de météotsunamis, appelée "rissaga", observée à Ciutadella à Minorque dans la partie ouest de la mer Méditerranée.

2.2 Origines des seiches

Les seiches étant des oscillations de résonances naturelles d'un bassin, les ondes longues qui vont forcer la dynamique dans le bassin et créer une seiche peuvent être générées par un large éventail de mécanismes. Dans les bassins fermés, les seiches sont directement générées par des forçages extérieurs impactant la surface libre. De plus, les générations de seiches en bassin semi-ouvert sont précédées par la formation d'ondes longues en pleine mer qui sont ensuite transmises à l'intérieur du bassin où elles subissent une amplification par résonance. La figure 2.7 présente les principaux mécanismes générant des ondes longues pouvant être à l'origine de la création de seiches [Rabinovich, 2009].

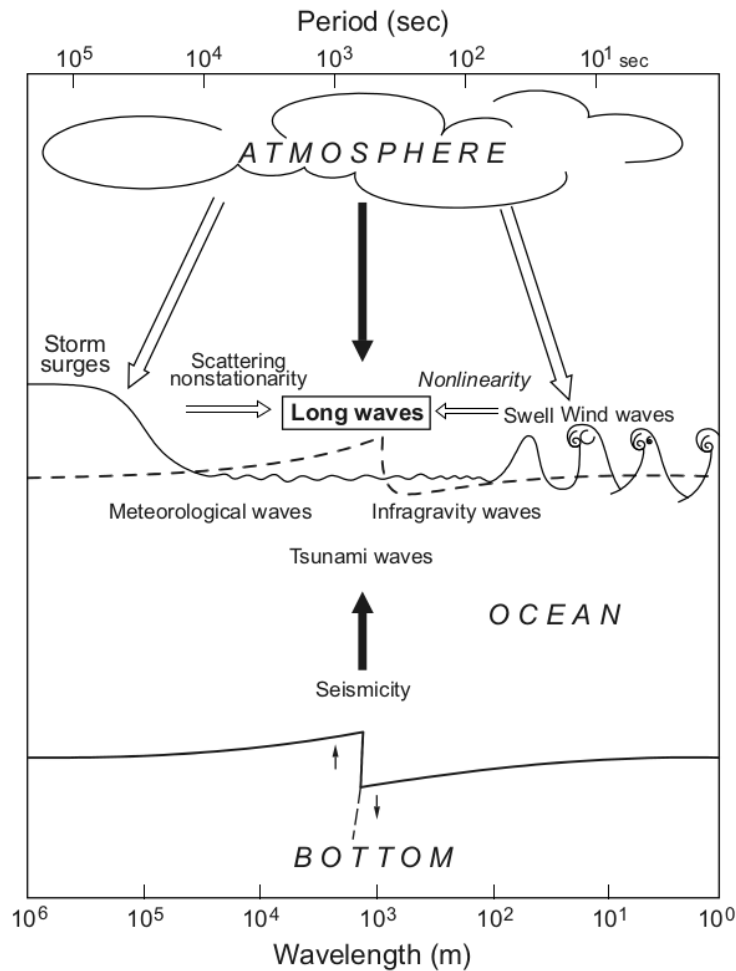


FIGURE 2.7 – Principaux mécanismes de génération d'ondes longues d'après [Rabinovich, 2009]

Les principales causes de génération d'ondes longues responsables de la création de seiches sont présentées dans cette section.

2.2.1 Ondes générées par transfert d'énergie d'origine atmosphérique

Il existe plusieurs mécanismes responsables du transfert d'énergie d'origine atmosphérique en ondes longues dans l'océan [Rabinovich, 1993] :

- Variations de la pression atmosphérique et du vent générant directement des ondes longues.
- Génération d’ondes basse fréquence (exemple des ondes de tempête) puis transfert d’énergie vers des fréquences plus élevées par des phénomènes non-linéaires, par diffusion topographique ou par non-stationarité des mouvements résultants.
- Génération d’ondes de gravité à haute fréquence tels que la mer de vent ou la houle, puis transfert d’énergie vers les fréquences plus basses par des phénomènes non-linéaires.

Les seiches générées par des ondes provenant d’un transfert d’énergie d’origine atmosphérique ont été largement étudiées [Chuang and Boicourt, 1989, Fais and Michelato, 1980, Gomis et al., 1993, De Jong et al., 2003, Vilibić et al., 2005, Ardhuin et al., 2010, Bajo et al., 2019].

D’après [De Jong et al., 2003], dans les grands ports, le forçage est principalement associé aux variations de pression atmosphérique. Par exemple, d’après [De Jong, 2004], dans le port de Rotterdam aux Pays-Bas, la génération des seiches est très probablement liée à la présence de systèmes dépressionnaires ainsi que des fronts froids du sud de la Mer du Nord allant vers l’Allemagne. En revanche, [Ardhuin et al., 2010] a mis en évidence que certaines seiches à Port Tudy en France, port de dimensions inférieures à celles du port de Rotterdam, ne sont pas corrélées avec la pression ou la variation de pression du site. En revanche, les seiches de forte amplitude sont corrélées avec la présence des houles longues d’hiver.

Un autre type de phénomène atmosphérique est responsable de la génération d’ondes longues en mer ouverte, et qui, en se propageant à la côte, est susceptible d’exciter les modes propres des bassins côtiers : le météotsunami. Les météotsunamis (ou tsunamis météorologiques) sont formés par des cyclones, des bourrasques frontales, des sauts de pression atmosphérique ou encore des orages intenses sur une dizaine ou centaine de kilomètres et sur plusieurs minutes ou heures. Les oscillations de pression atmosphérique de quelque hPa provoquent une variation du niveau marin de quelques centimètres.

D’après [Monserrat et al., 2006], pour que les météotsunamis soient à l’origine de génération de seiches dans un bassin côtier, trois phénomènes successifs doivent se produire :

- Résonance de Proudman au large qui se produit lorsque la vitesse d’un forçage de pression atmosphérique correspond à la vitesse de l’onde en eau peu profonde.
- Shoaling à l’approche de la côte : la longueur d’onde des ondes diminue et leur amplitude augmente du fait de la remontée de la bathymétrie.
- Résonance dans les ports ou baies.

Ce phénomène est appelé «rissaga» dans les îles des Baléares [Monserrat et al., 2006], «mar-rubbio» en Sicile [Colucci et al., 1976] ou encore «abiki» au Japon [Hibiya and Kajiuira, 1982]. Il y a alors création d’une onde longue de même échelle temporelle et spatiale et de même amplitude que celles créées par les tsunamis, créant une confusion entre les deux phénomènes.

La figure 2.8 schématise le mécanisme responsable de la formation du météotsunami catastrophique ayant eu le lieu le 31 mars 1979 dans la baie de Kagasaki au Japon [Pugh and Woodworth, 2014].

2.2.2 Ondes infra-gravitaires

Les ondes infra-gravitaires sont des groupes de vagues formant des ondes longues générées par les interactions non-linéaires de la mer de vent ou la houle [Munk, 1949]. Ces ondes ont des périodes allant de 30 à 600 s et des échelles de longueur de 100 m à 10 km. Du fait de leur période élevée, les ondes infra-gravitaires sont susceptibles d’exciter les modes de bassin, et par conséquent être à l’origine de la formation de seiches [Okiihiro et al., 1993, MacMahan, 2015, Bellafont, 2019, André et al., 2021]. D’après [De Jong et al., 2003], dans les petits ports, la période de résonance étant plus petite que dans les grands ports, ce sont des groupes de vagues qui génèrent un important signal gravitaire qui serait à l’origine de la création de seiches.

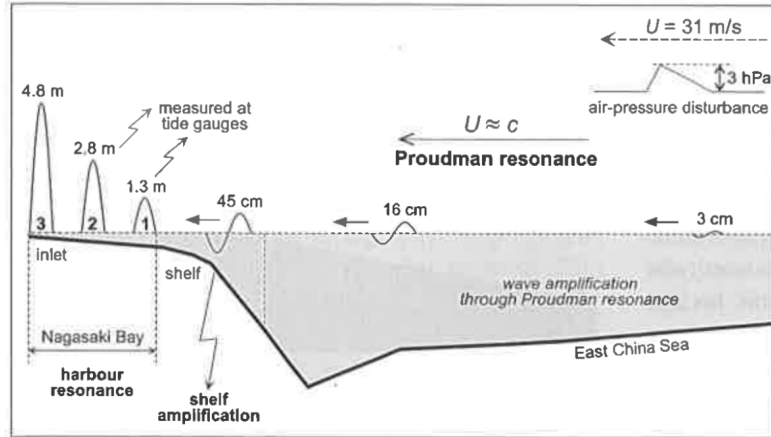


FIGURE 2.8 – Mécanisme responsable de la formation du météotsunami catastrophique ayant eu le lieu le 31 mars 1979 dans la baie de Kagasaki, Japon [Pugh and Woodworth, 2014]

2.2.3 Tsunamis

Des tremblements de terre sous-marins, des glissements de terrain sous-marins ou des éruptions volcaniques sont responsables d'un brusque mouvement d'un grand volume d'eau, générant une onde. Si cette onde se propage jusqu'à la côte, sa longueur d'onde et sa vitesse diminuent, tandis que son amplitude augmente du fait des principes de conservation du flux d'énergie. Bien que ces événements soient relativement rares, ils sont capables de produire une grande quantité d'énergie et peuvent être à l'origine de la formation de seiches parmi les plus destructrices [Matuzawa et al., 1933, Wilson, 1971, Murty, 1977, Ichinose et al., 2000, Pelinovsky et al., 2001].

2.3 Courants associés aux seiches

Dans la section 2.1, il a été défini que l'amplitude de l'enveloppe d'une onde stationnaire sera maximale au niveau d'un ventre, et minimale au niveau d'un noeud. En revanche, la principale préoccupation pour les opérations portuaires et les navires et bateaux dans les ports n'est pas due aux variations du niveau de l'eau causées par les seiches mais aux forts courants associés à ces oscillations.

Les vitesses horizontales maximales des courants se produisent au niveau des noeuds. Par conséquent, ce sont les endroits situés à proximité des noeuds qui sont potentiellement les plus risqués pour la navigation. Les vitesses maximales V_{max} peuvent être estimées de manière approximative par l'équation 2.12 [Sorensen et al., 2002].

$$V_{max} = A_n \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (2.12)$$

Avec A_n l'amplitude de l'oscillation pour le mode n , se trouvant au niveau des ventres.

Par exemple, d'après cette formule, pour une seiche d'amplitude maximale égale à 10 cm se propageant dans un bassin de 10 m de profondeur, la vitesse maximale horizontale sera de 10 cm/s. L'étude réalisée par [Lorke et al., 2002] dans le lac Alpnach en Suisse, un bassin de faibles dimensions ayant une longueur de 5 km et une largeur de 1.5 km et dont la profondeur maximale est de 34 m, a permis d'obtenir des mesures de courants causés par les seiches, de

l'ordre du cm/s avec des vitesses maximales de 7 cm/s, ce qui est du même ordre de grandeur. Cependant des vitesses plus importantes pouvant aller jusqu'à 40 cm/s ont été mesurées par [Cerralbo et al., 2015] dans la baie d'Alfacs en Espagne, qui est un bassin côtier semi-ouvert, d'une longueur de 16 km et d'une largeur de 4 km, peu profond (profondeur moyenne de 4 m).

Troisième partie

Présentation des sites d'étude

1

Présentation de la zone d'étude : littoral français de la partie orientale du Golfe du Lion

Sommaire

1.1	Présentation géographique	53
1.2	Climat	53
1.3	Courantologie	54
1.4	Les bassins côtiers étudiés	56

1.1 Présentation géographique

La zone d'étude est située dans la partie orientale du Golfe du Lion, au nord-ouest de la mer Méditerranée sur le littoral français de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur (figure 1.1). Cette région française maritime et littorale, largement ouverte sur la mer Méditerranée, est d'une grande diversité : elle comporte de nombreux sites naturels remarquables, trois métropoles, trois ports de commerce, plus de 135 ports de plaisance et de pêche ainsi que de nombreuses stations balnéaires. Le littoral régional est par conséquent un espace de forts enjeux tant pour l'aménagement du littoral que pour le développement économique.

Il est à noter la présence d'un site remarquable dans la zone d'étude : le delta du Rhône. Le Rhône crée ce delta à son embouchure avec la mer via une subdivision en deux bras près de la ville d'Arles : le Grand Rhône et le Petit Rhône. Le delta forme une zone humide littorale nommée Camargue qui abrite de nombreuses espèces animales et végétales. La Camargue est classée réserve de biosphère et parc naturel régional.

1.2 Climat

Le golfe du Lion bénéficie du climat méditerranéen dans son ensemble. Ce climat tempéré est caractérisé par un ensoleillement important, des étés chauds et secs et des hivers froids et plus humides. Une autre spécificité de ce climat est la présence de vents violents.

Dans le Golfe du Lion, il existe des régimes de vents provenant du sud/sud-est tels que le vent marin et le sirocco. Le vent marin est un vent humide venant du sud-est lié à la présence

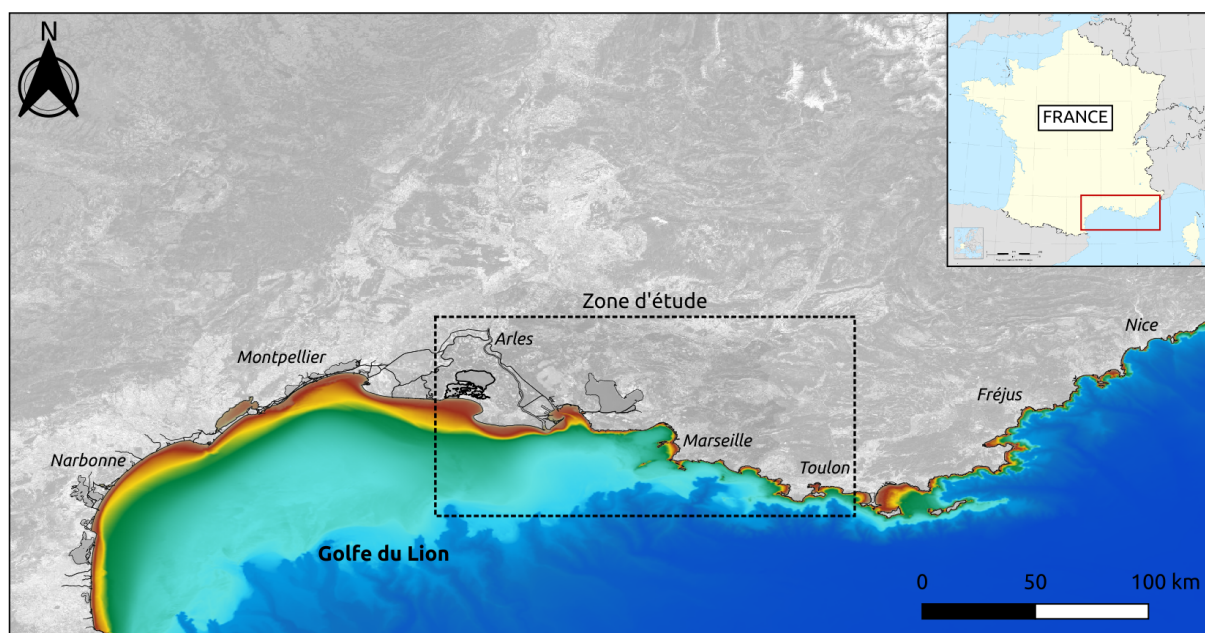


FIGURE 1.1 – Localisation de la zone d'étude dans le Golfe du Lion

d'un centre dépressionnaire sur la Méditerranée occidentale (Baléares, Golfe du Lion) ou vers la péninsule Ibérique et d'un anticyclone vers les Alpes ou l'Europe Centrale. Le relief va ensuite canaliser ce vent, en lui faisant longer les côtes varoises et le renforcer de l'embouchure du Rhône au Languedoc-Roussillon. Le sirocco est un vent chaud et sec provenant du sud/sud-est moins fréquent que ceux précédemment décrits. Il est engendré par un axe dépressionnaire s'étirant du Golfe de Gascogne à l'Espagne et au Maghreb et par de plus hautes pressions vers l'Italie et les Balkans. il souffle sur la Corse et les régions méditerranéennes et transporte du sable saharien.

Cependant, les vents dominants dans le golfe du Lion sont le mistral et la tramontane, vents secs de nord/nord-ouest. La cause première de ces vents est l'établissement d'une dépression située dans la région de Gênes ou à proximité ainsi qu'un anticyclone en France ou dans le nord-ouest de l'Europe. Un exemple de ces conditions atmosphériques est présenté sur la figure 1.2 d'après [Jacq et al., 2005] : on remarque la présence d'une dépression (D) dans le Golfe de Gênes et d'un anticyclone (A) au nord-ouest de l'Irlande.

Ces vents sont donc le résultat de gradients de pression et sont canalisés et accélérés dans la vallée du Rhône (vent de mistral) et entre les Pyrénées et le sud du Massif central (tramontane). La délimitation des zones d'action du mistral et de la tramontane dans le Golfe du Lion est présentée figure 1.3 d'après [Jacq et al., 2005].

Le mistral est le vent dominant dans notre site d'étude. Ce dernier subit des modifications tant sur sa direction que sur son intensité le long de la côte de l'ouest vers l'est. Le mistral, provenant du nord, est canalisé par la vallée du Rhône, puis se disperse à l'embouchure du Rhône et gagne l'est du golfe du Lion et la Provence avec une direction nord-ouest.

1.3 Courantologie

Le Golfe du Lion est le siège de forts flux océaniques horizontaux et verticaux, ce qui en fait l'un des moteurs de la circulation méditerranéenne. Cette dynamique est impactée par la

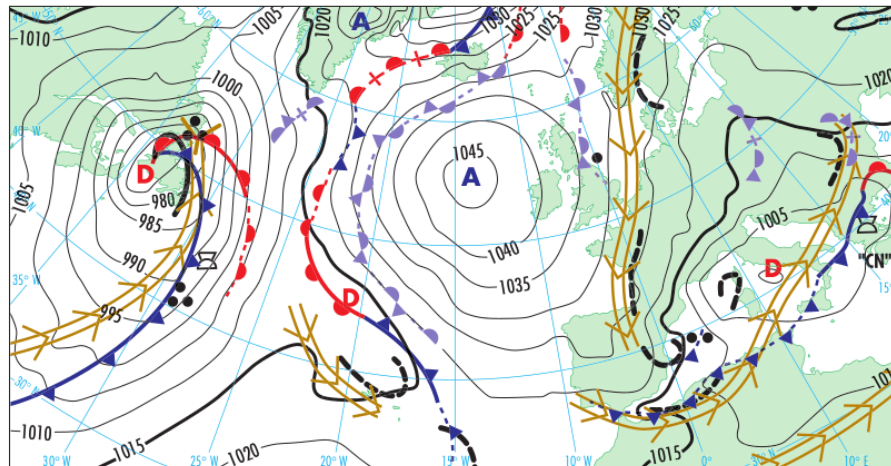


FIGURE 1.2 – Conditions atmosphériques favorables à l'établissement de mistral et tramontane : dépression (D) dans le Golfe de Gênes et anticyclone (A) au nord-ouest de l'Irlande d'après [Jacq et al., 2005]

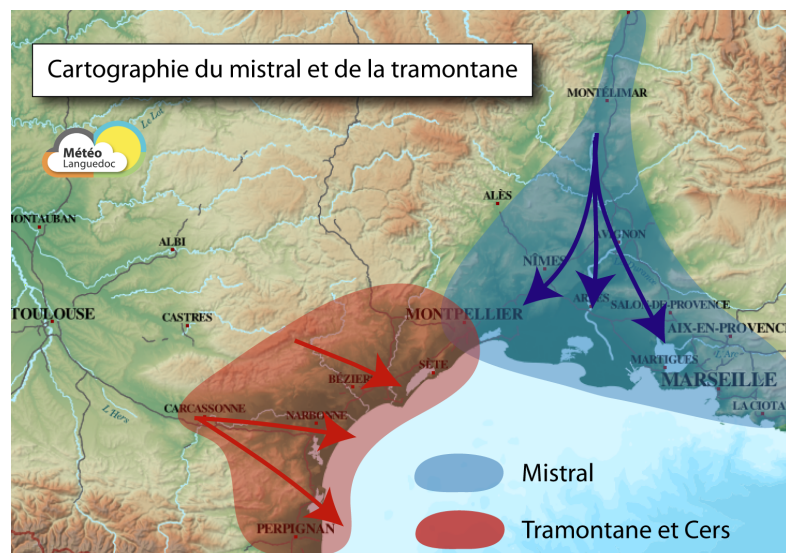


FIGURE 1.3 – Carte de zones d'action de la tramontane sur le Roussillon et le Languedoc et mistral en Provence. Source : Météo Languedoc (<https://www.meteolanguedoc.com/actualites-meteo-languedoc/mistral-et-tramontane-formation-et-occurrence/p412>)

présence d'un large plateau continental ouvert sur le bassin profond et présentant de nombreux canyons sous-marins. Le principal courant côtier présent dans la zone est le Courant Nord, ou Courant Liguro-Provençal, qui représente la branche nord de la circulation cyclonique du bassin méditerranéen occidental. Il s'agit d'un courant géostrophique, principalement contrôlé par l'équilibre entre la force de Coriolis et le gradient de pression. Il est caractérisé par la présence d'eaux plus chaudes en surface par rapport au plateau et au large. Il se dirige d'est en ouest le long de la côte Ligure, du talus du Golfe du Lion et du plateau Catalan, comme illustré par la figure 1.4 d'après [Pairaud et al., 2012].

Le Courant Nord présente une forte variabilité saisonnière sur sa position, sa largeur, sa

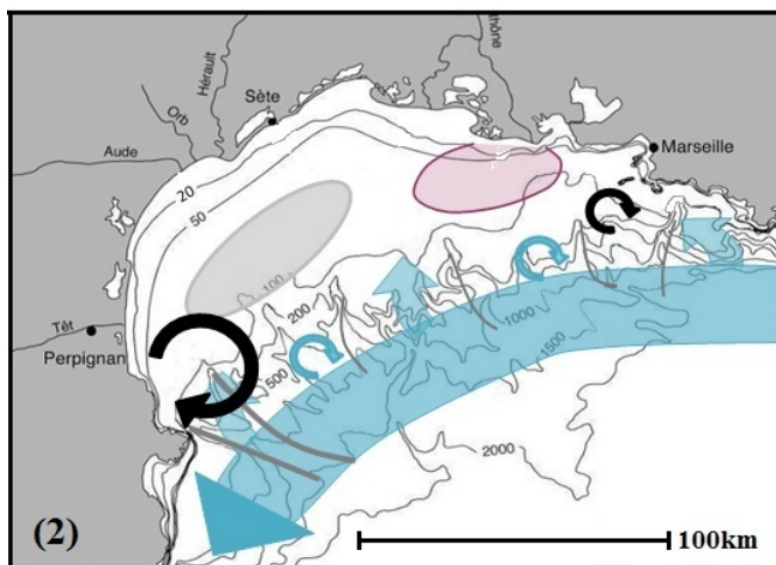


FIGURE 1.4 – Carte des principaux courants marins du Golfe du Lion. La grande flèche bleue représente le Courant Nord et les petites flèches bleues ses intrusions. La zone rose représente une zone de dilution du Rhône (eau douce rencontrant l'eau salée de la mer), la zone en gris représente la localisation privilégiée de formation d'eau dense sur le plateau et leur plongée le long de la pente et les flèches noires représentent des structures tourbillonnaires temporaires d'après [Pairaud et al., 2012]

profondeur et son intensité. Pendant l'été, il est plus large (35 km), moins profond (≈ 200 m) et plus faible (courants maximums de $40-50$ $cm.s^{-1}$) que pendant l'hiver (respectivement, 28 km, 250-300 m, 70 $cm.s^{-1}$) d'après [Petrenko, 2003].

Il existe des intrusions du Courant Nord sur le plateau continental principalement observées en conditions de vent d'est [Estournel et al., 2003, Declerck, 2016, Mazoyer, 2019].

1.4 Les bassins côtiers étudiés

Pour cette thèse, trois bassins côtiers semi-ouverts ou fermés ont été sélectionnés dans la région Provence-Alpes-Côte d'Azur (figure 1.5), d'ouest en est :

- L'étang de Vaccarès, appartenant à l'hydrosystème Vaccarès en Camargue dans les Bouches-du-Rhône ;
- L'étang de Berre dans les Bouches-du-Rhône ;
- La Rade de Toulon dans le Var.

Les deux premiers sites sont situés dans le département des Bouches-du-Rhône et le dernier, dans le département du Var.

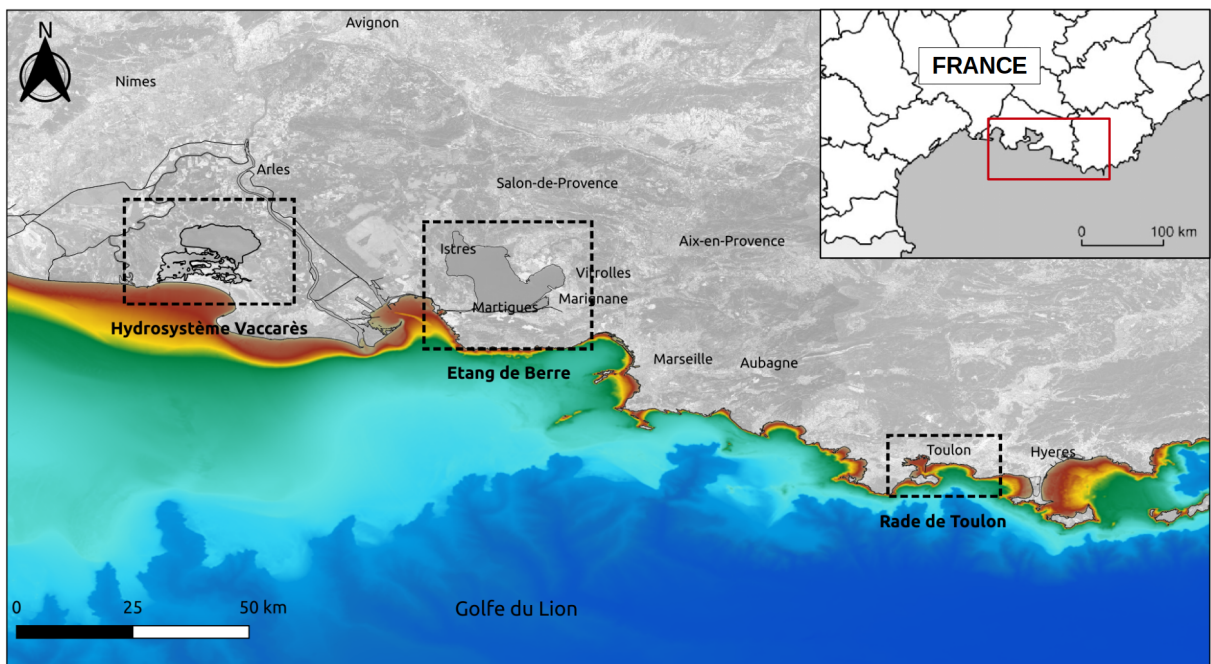


FIGURE 1.5 – Localisation des trois sites d'étude : l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et la Rade de Toulon

L'étang de Vaccarès

Sommaire

2.1	Présentation géographique du site	59
2.2	Ouverture à la mer et apports d'eau	59
2.3	Régimes de vent	61
2.4	Courantologie	61

2.1 Présentation géographique du site

L'hydrosystème Vaccarès est situé dans le parc naturel régional de Camargue et occupe une part centrale du delta du Rhône. Il est situé entre les deux bras du Rhône : le Grand Rhône et le Petit Rhône. Il est composé de trois bassins inter-connectés : l'étang de Vaccarès au nord de 65.9 km^2 , le système des Impériaux au sud-ouest de 36 km^2 et le système Lion/Dame au sud-est de 8.3 km^2 (figure 2.6). Nous nous intéressons pour cette étude à l'étang de Vaccarès, contenant approximativement 80% du volume d'eau de l'hydrosystème, soit 101 Mm^3 [Boutron et al., 2015].

L'étang de Vaccarès est situé dans une zone préservée et non urbanisée. L'originalité du bassin réside dans sa faible profondeur : la profondeur moyenne est d'environ 1.8 m et la profondeur maximale est de 2 m. Les caractéristiques morphologiques de l'étang sont présentées dans le tableau 2.1 et la bathymétrie sur la figure 2.7.

Longueur de grand axe (km)	Largeur (km)	Profondeur moyenne (m)	Profondeur maximale (m)
7.5	5	1.8	2

TABLEAU 2.1 – Caractéristiques morphologiques de l'étang de Vaccarès

2.2 Ouverture à la mer et apports d'eau

L'hydrosystème Vaccarès est séparé de la mer par une digue construite au 19^{ème} siècle pour isoler le delta du Rhône de l'influence de la mer (figure 2.8). Des échanges directs avec la mer Méditerranée se produisent via le système des Impériaux par une structure hydraulique composée de 13 vannes manuelles à la Fourcade, proche de Saintes-Maries-de-la-Mer (SMM). La gestion de ces vannes est complexe et dépend de plusieurs paramètres tels que la migration des poissons, la

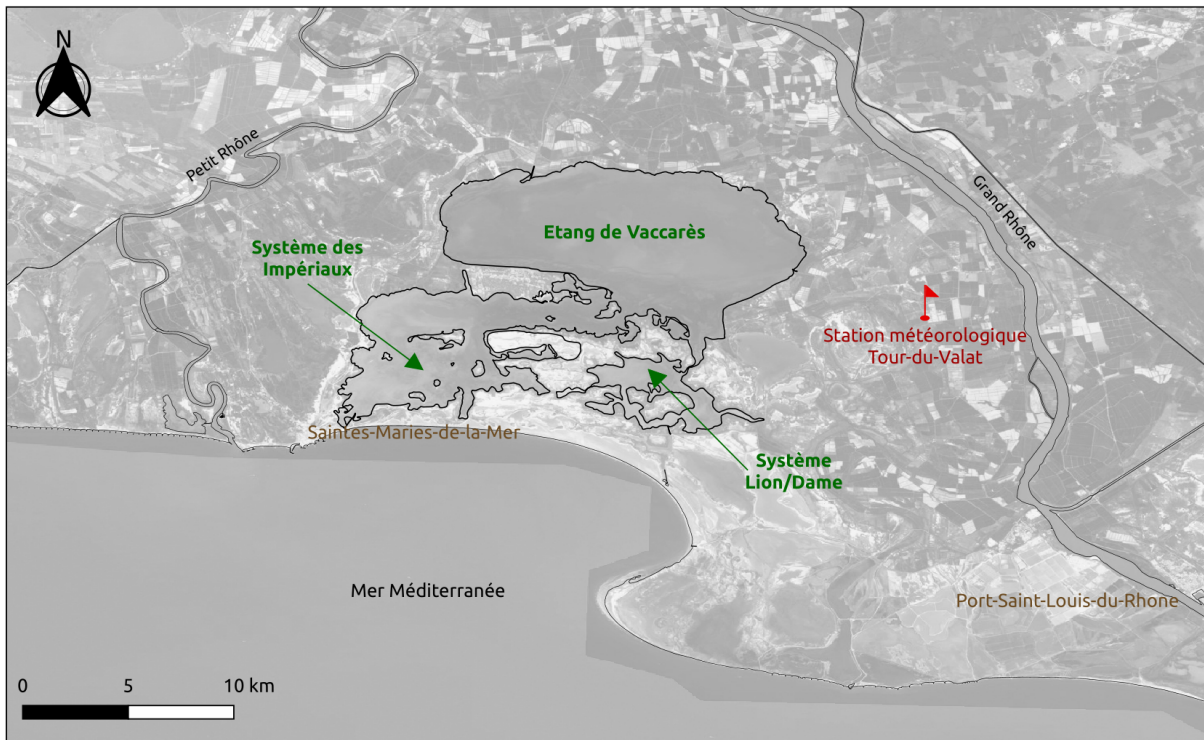


FIGURE 2.6 – Présentation de l'hydrosystème Vaccarès

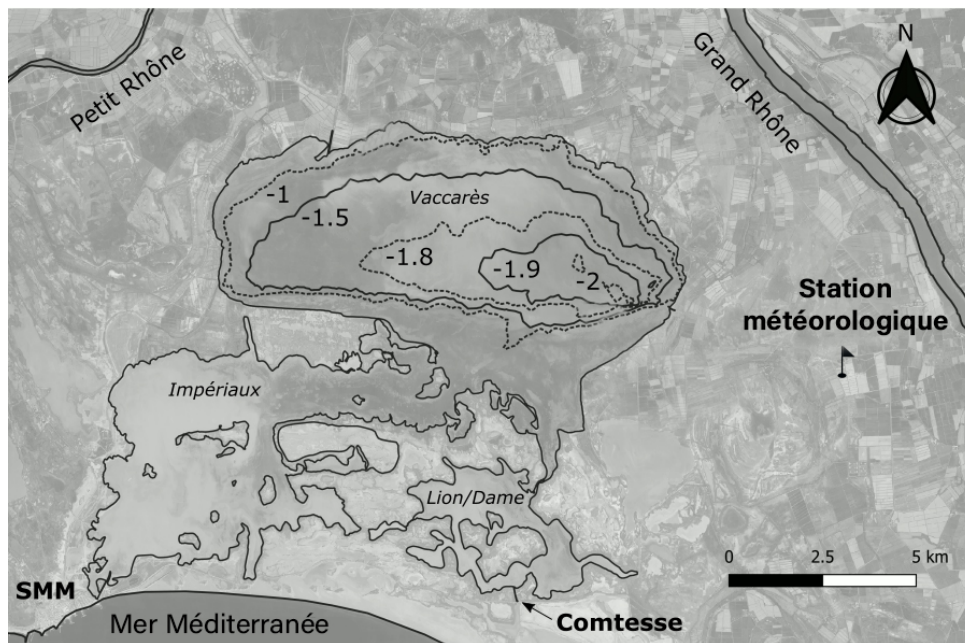


FIGURE 2.7 – Bathymétrie en mNGF dans l'étang de Vaccarès

gestion des tempêtes et des surcotes et le contrôle de la salinité dans l'hydrosystème. Ainsi, entre 2010 et 2020, toutes les vannes étaient fermées pendant 40% de l'année, 2 vannes étaient ouvertes pendant 28% et 3 vannes 32%. En se basant sur des données de débit à la Fourcade de 1999 à

2007, les échanges d'eau de la mer à l'hydrosystème sont de $39000 \text{ m}^3/\text{jour}$ et inversement de l'hydrosystème à la mer de $48000 \text{ m}^3/\text{jour}$ [Boutron et al., 2021].

L'étang de Vaccarès communique principalement avec le système des Impériaux mais également avec les étangs du système Lion/Dame, majoritairement en réponse aux forçages du vent [Boutron et al., 2015]. Le signal de marée n'est pas observé dans l'étang de Vaccarès au vu des échanges hydriques complexes à la Fourcade ainsi que l'amortissement du signal dans le système des Impériaux de faible profondeur (moyenne d'environ 0.5 m).

L'étang de Vaccarès est bordé par des terres agricoles principalement rizicoles. Les rizières sont irriguées par des stations de pompage sur les deux bras du Rhône de mi-avril/début mai jusqu'à mi-septembre/début octobre. Dans les zones non poldérisées, les eaux de ruissellement sont rejetées dans l'étang de Vaccarès par deux canaux de drainage : le Fumemorte (FUM) et le Roquemaure (ROQ) présentés figure 2.8 d'après [Boutron et al., 2021]. Le volume moyen déversé par le Fumemorte est estimé à $115000 \text{ m}^3/\text{jour}$, en revanche le débit au Roquemaure ne représente pas plus de 20% de celui du Fumemorte [Chauvelon et al., 2003]. Dans les zones poldérisées, plus occasionnellement, les eaux de ruissellement des rizières sont rejetées dans l'étang par le canal de Rousty (ROU).

Le niveau d'eau moyen de l'étang de Vaccarès est fortement contrôlé par l'évaporation et les précipitations. Sur la base de données historiques, on estime que les précipitations annuelles moyennes sont de l'ordre de 600 mm/an et l'évaporation annuelle moyenne de 1500 mm/an .

La problématique majeure de l'étang de Vaccarès au vu de échanges hydriques complexes est la gestion de la salinité avec une tendance globale à la salinisation [Boutron et al., 2021]. De plus, la gestion du niveau est également un enjeu important, ce dernier devant rester assez faible afin d'éviter les inondations, l'érosion des berges et faciliter les drainages agricoles, mais assez élevé pour maintenir les activités de pêche.

2.3 Régimes de vent

La figure 2.9 est la rose des vents des données provenant de la station météorologique de la Tour-du-Valat se basant sur les données datant du 27/06/2019 au 31/05/2021. Deux régimes de vent sont retrouvés dans la région de l'étang de Vaccarès : le mistral qui est le plus fréquent, et les vents marins du sud-est. Les vitesses de vent les plus élevées observées sur la période considérée sont d'environ 19 m/s en cas de mistral et 15 m/s pour les vents de sud-est. L'historique des données de vent sur les 20 dernières années montrent des vitesses du vent maximales de 17.8 m/s provenant du SE et de 24.3 m/s pour le mistral.

2.4 Courantologie

La circulation dans l'étang de Vaccarès est principalement induite par le vent. D'après [Millet et al., 2010] qui ont modélisé numériquement les courants dans l'étang, pour des événements de mistral ou de sud-est (vitesses de vent constantes lors des simulations), les vitesses d'écoulement moyennées en profondeur sont en moyenne égales à 8 cm/s pouvant atteindre au maximum 26 cm/s proche du rivage au sud de l'étang, une fois que le régime stationnaire est établi. D'après [Boutron et al., 2015] les écoulements se produisent dans la même direction que le vent le long des hauts-fonds. Dans les parties plus profondes, il y a généralement des contre-courants plus lents qui s'opposent à la direction du vent. Ces différents flux le long des hauts-fonds et dans les zones plus profondes sont reliés entre eux par des gyres circulatoires. Ces observations de la courantologie dans l'étang de Vaccarès sont basées sur un modèle numérique

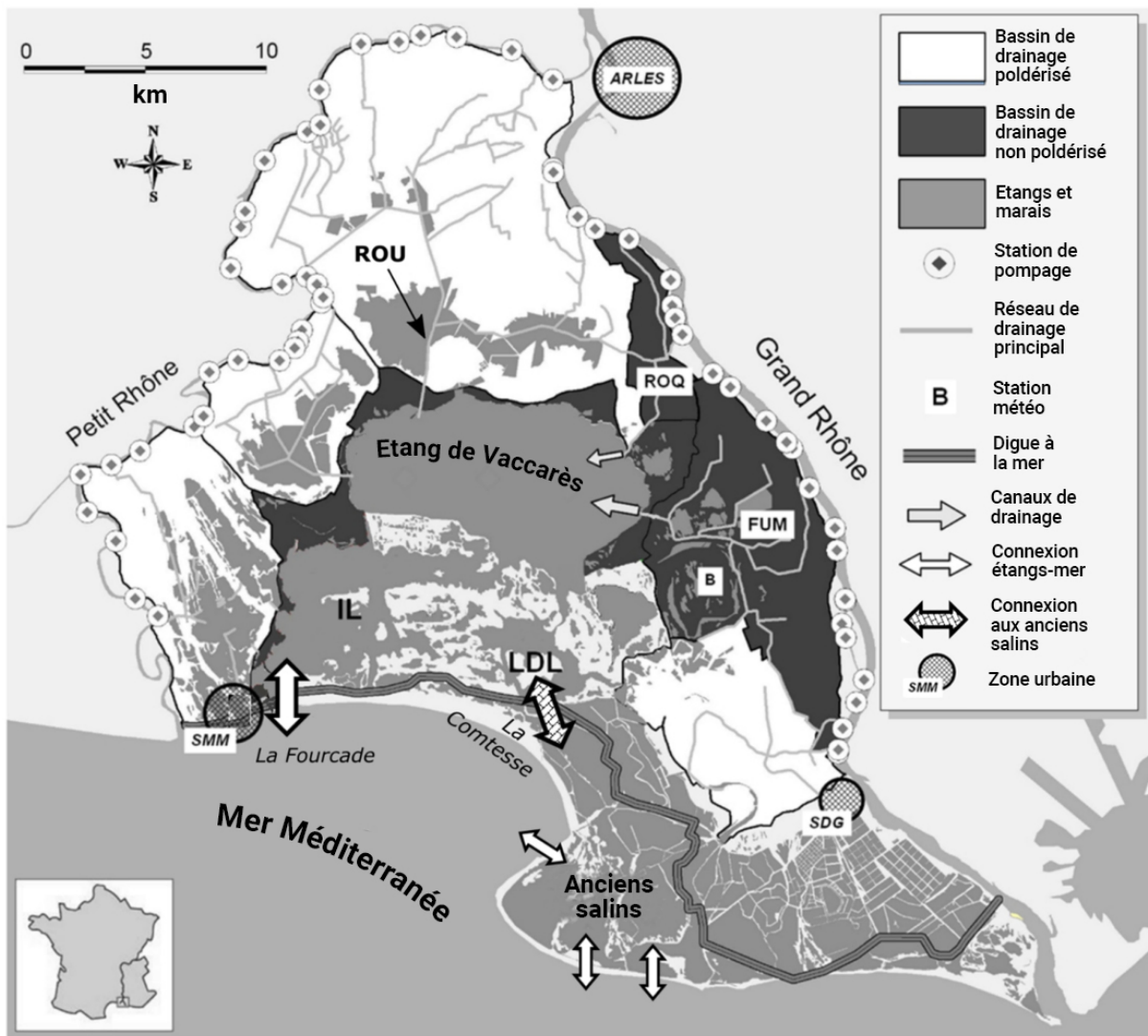


FIGURE 2.8 – Présentation de l’hydrosystème Vaccarès, modifié d’après [Boutron et al., 2021]

réalisé par la fondation Tour-du-Valat, utilisant TELEMAC 2D. Il n’existe actuellement pas de modèle fonctionnant en 3D permettant d’étudier les mouvements verticaux dans l’étang.

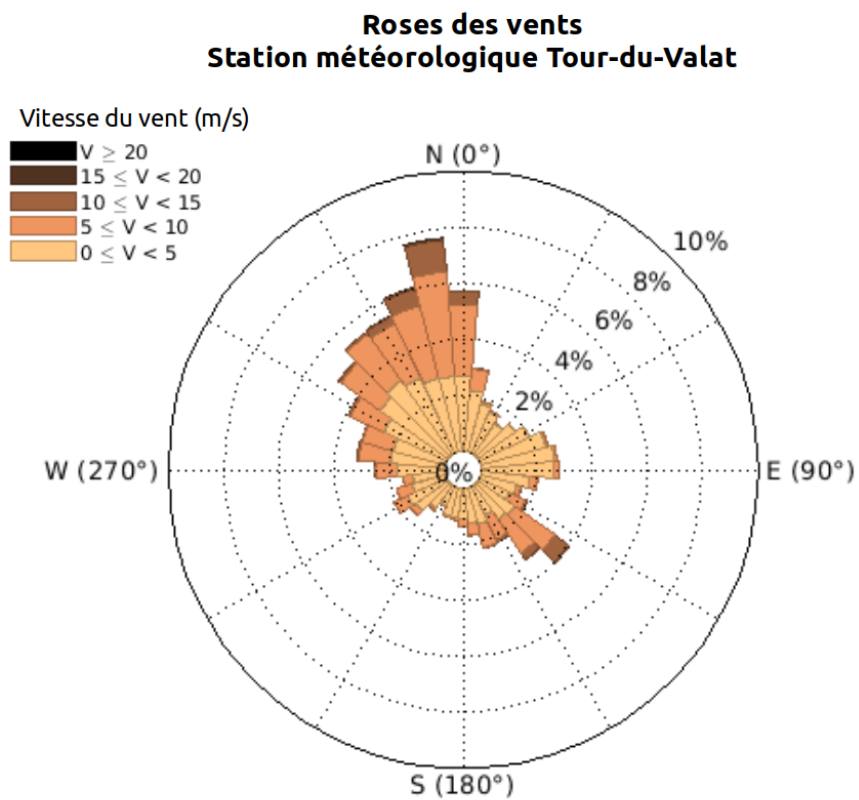


FIGURE 2.9 – Rose des vent à la station météorologique de la Tour-du-Valat du 27/06/2019 au 31/05/2021

L'étang de Berre

Sommaire

3.1	Présentation géographique du site	65
3.2	Ouverture à la mer et apports d'eau	66
3.3	Régimes de vent	68
3.4	Courantologie	69

3.1 Présentation géographique du site

L'étang de Berre est une lagune méditerranéenne située dans le département des Bouches-du-Rhône entre le golfe de Fos et la Rade de Marseille et relié par la mer par le canal de Caronte entre Port-de-Bouc et Martigues. Cette lagune est l'une des plus grandes d'Europe et est située dans une zone urbanisée et industrielle, les inondations constituent donc un problème majeur.

L'étang est constitué de deux parties : le grand étang à l'ouest et l'étang de Vaïne à l'est, séparés par un haut fond. Il a une superficie totale de 155 km^2 et représente un volume d'eau de 980 millions de m^3 . Au sud de l'étang de Berre se trouve l'étang de Bolmon qui est une lagune peu profonde de 5.78 km^2 et dont le volume d'eau représente 8.3 millions de m^3 . Cet étang est séparé du grand étang par le cordon sableux du Jaï qui s'étend sur 7 km . La figure 3.10 présente géographiquement l'étang de Berre.

L'étang de Berre est plus profond que l'étang de Vaccarès : la profondeur maximale est d'environ 10 m et la profondeur moyenne est de 6 m. Les caractéristiques morphologiques principales de l'étang de Berre sont présentées par le tableau 3.2. La bathymétrie de l'étang est présentée sur la figure 3.11.

Longueur de grand axe (km)	Largeur (km)	Profondeur moyenne (m)	Profondeur maximale (m)
18	7.5	6	10

TABLEAU 3.2 – Caractéristiques morphologiques de l'étang de Berre

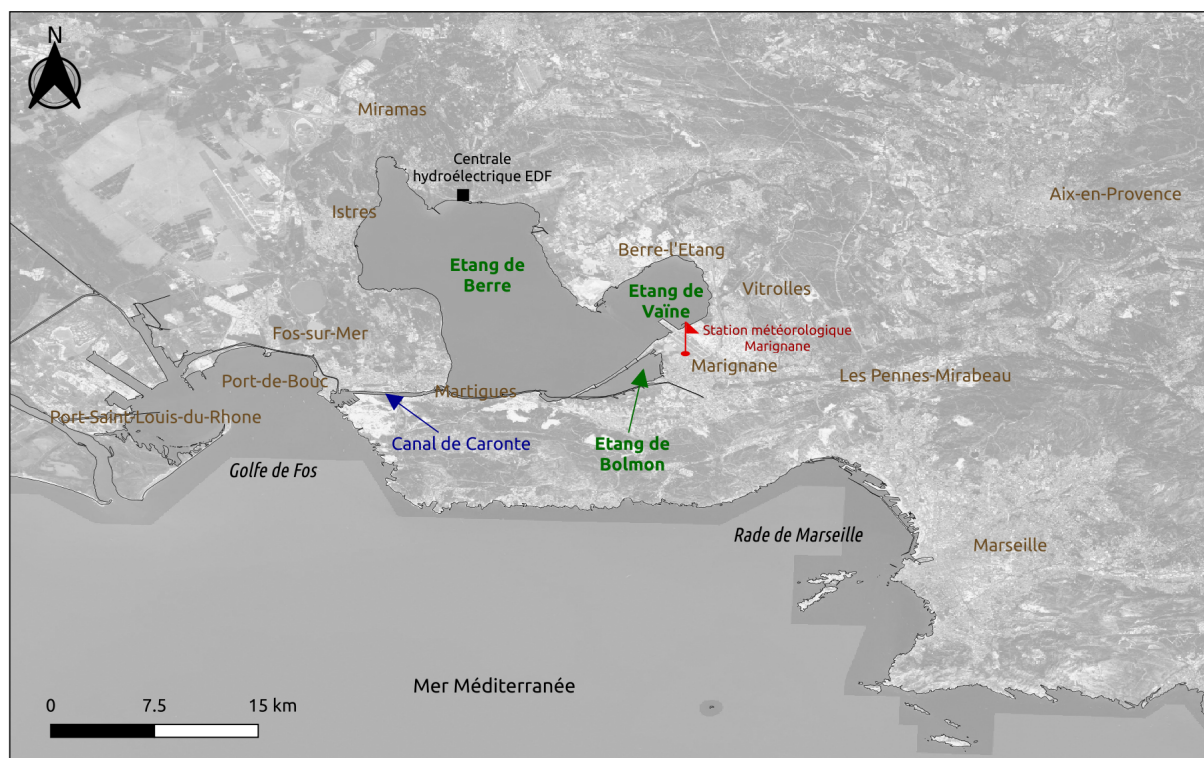


FIGURE 3.10 – Présentation de l'étang de Berre

3.2 Ouverture à la mer et apports d'eau

L'étang de Berre communique avec la mer via le canal de Caronte, canal de navigation d'une largeur maximale d'environ 200 m, long de 6 km et avec une bathymétrie comprise entre 7 et 10 m. Les échanges avec la mer ont lieu dans les deux sens (lagune vers la mer et mer vers la lagune). Dans l'étang de Berre, les variations du niveau de l'eau de la mer Méditerranée sont transmises par le canal de Caronte. Les fluctuations du niveau marin à grande échelle dues aux systèmes de pression atmosphérique sont suffisamment lentes pour être transmises entièrement et uniformément dans l'étang de Berre. A une échelle de temps plus petite, on observe que les oscillations micro-tidales du niveau marin ouverte se propagent dans la lagune.

L'étang de Berre reçoit des apports d'eau de trois cours d'eau : l'Arc, la Touloubre et la Durance, constituant un bassin versant très anthropisé d'environ 1700 km^2 (figure 3.12). De plus, la nappe alluviale de l'Arc communique avec l'étang par sa façade est de l'étang de Vaine. L'étang de Bolmon quant à lui reçoit les eaux de deux cours d'eau : la Cadière et le Romartin, formant un bassin versant de 73 km^2 .

L'étang reçoit également les eaux du canal usinier EDF de Saint-Chamas, drainant les eaux de la Durance (figure 3.13). De l'eau douce ainsi que du limon sont déversés dans l'étang en grande quantité de manière sporadique. D'après le GIPREB (Groupement d'Intérêt Public pour la Réhabilitation de l'Étang de Berre), il est estimé que la moyenne annuelle des apports entre 2005 et 2019 est de 927 millions de m^3 d'eau douce et 48220 tonnes de limons (<https://etangdeberre.org/decouvrir/geographie/>).

Les étangs de Berre et de Bolmon communiquent par trois bourdigues (espaces destinés à la pêche, délimités au moyen de paniers et de bâtons déposés sur le sable, qui capturent le poisson quand la mer se retire) traversant le Jaï. Hors événements de vent particulier, les eaux

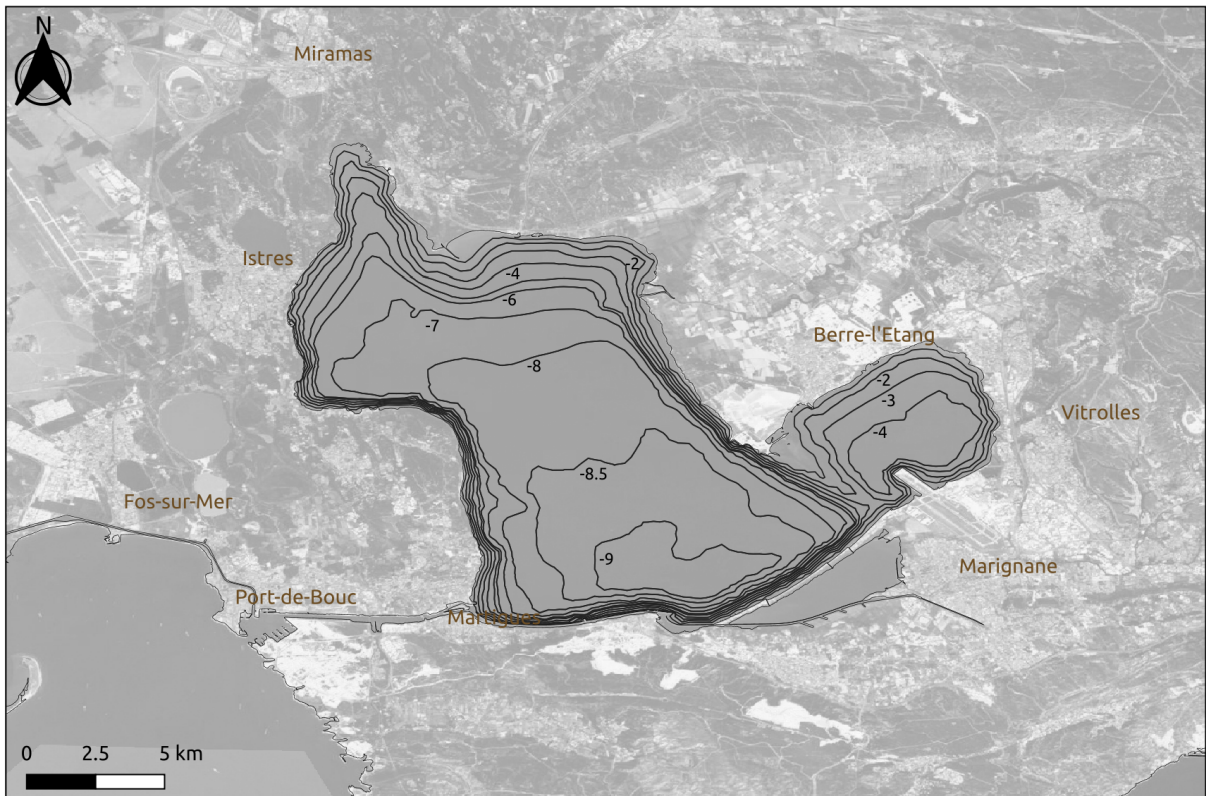


FIGURE 3.11 – Bathymétrie dans l'étang de Berre

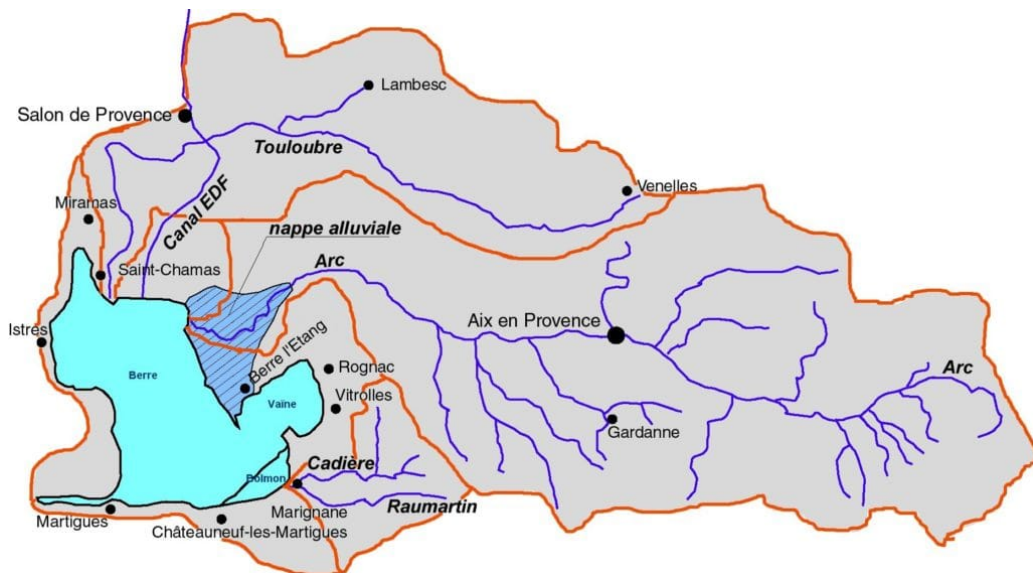


FIGURE 3.12 – Bassin versant de l'étang de Berre (Source : GIPREB)

du Bolmon ont tendance à se déverser dans l'étang de Berre. En revanche, en cas de mistral, une inversion des débits peut être observée si la durée et l'intensité du vent sont importantes [Faure and Meulé, 2017].

Le climat de type méditerranéen implique des saisons contrastées avec des étés chauds et



FIGURE 3.13 – Apports d’eau par le canal usinier EDF de Saint-Chamas dans l’étang de Berre (Source : GIPREB)

secs, propices à l’évaporation et des hivers relativement froids et humides. Il y a présence de pluies souvent torrentielles en automne et au printemps. Les précipitations moyennes annuelles sont comprises entre 500 et 600 mm.

Les apports d’eau douce ainsi que la communication avec la mer étant des phénomènes complexes dans l’étang de Berre, il en résulte une forte variabilité de la salinité dans la lagune. Cela a un fort impact sur les diverses communautés biologiques et les écosystèmes. De plus, les apports d’azote et de phosphore par les cours d’eau, les ruissellements suite aux pluies sur le bassin versant ou les échanges avec l’atmosphère peuvent être responsables d’une eutrophisation, une des causes majeures de dégradation des écosystèmes marins.

Les inondations sur le pourtour de l’étang de Berre sont souvent causées par les crues de l’Arc, dont l’embouchure subit une forte pression démographique avec des sols imperméabilisés. En revanche, il n’existe pas d’études sur les risques concernant les inondations côtières causées par des niveaux d’eau extrêmes.

3.3 Régimes de vent

Les statistiques de vent de la station météorologique de Marignane (localisée par la figure 3.10) datant du 01/02/2019 au 26/05/2021 mettent en évidence deux régimes de vent dominants : le mistral et les vents de sud-est. Le mistral est le vent le plus fréquent, son intensité peut dépasser

les 20 m/s. Les vents de sud-est peuvent parfois atteindre les 15 m/s. La rose des vents à la station météorologique de Marignane sur les données du 01/02/2019 au 26/05/2021 est présentée par la figure 3.14.

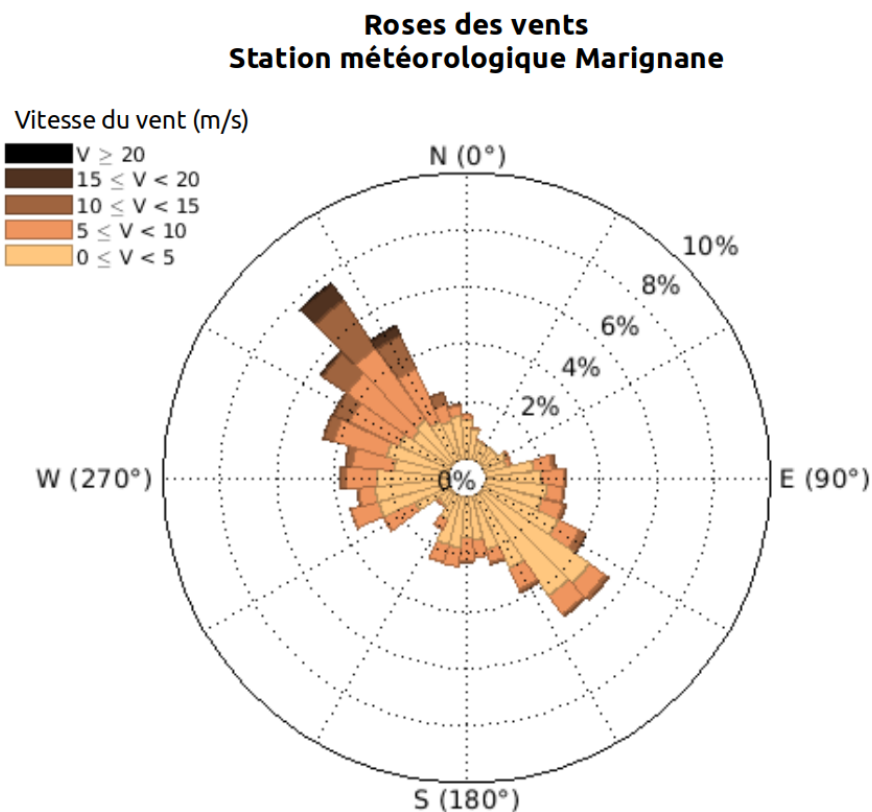


FIGURE 3.14 – Rose des vent à la station météorologique de Marignane du 01/02/2019 au 26/05/2021

3.4 Courantologie

Les conditions météorologiques à l'étang de Berre avec des évènements réguliers et intenses de mistral jouent un rôle fondamental sur la circulation des masses d'eau, et en particulier sur la vitesse des courants entrants et sortants de l'étang. D'après les simulations numériques réalisées par [Alekseenko et al., 2013], lors d'évènements de mistral, le courant de surface s'oriente vers le sud favorisant une sortie de l'eau en surface par le canal de Caronte. L'eau de la mer rentrera alors dans l'étang par le fond pour remonter dans la limite nord de l'étang formant un upwelling. Si l'épisode de vent perdure, une homogénéisation verticale pourra s'installer. Par vent de sud-est, la circulation aura tendance à s'inverser [Minas, 1974, Nerini et al., 2000, Alekseenko et al., 2013].

La Rade de Toulon

Sommaire

4.1	Présentation géographique du site	71
4.2	Ouverture à la mer et apports d'eau	72
4.3	Régimes de vent	73
4.4	Courantologie	73

4.1 Présentation géographique du site

La Rade de Toulon est une grande rade de la région du Var bordée par la métropole Toulon-Provence-Méditerranée et notamment par les communes de Saint-Mandrier-sur-Mer, la Seyne-sur-Mer, Ollioules, Toulon, La Garde et Le Pradet (figure 4.15). La Métropole Toulon-Provence-Méditerranée compte 444 828 habitants (source INSEE, population légale en vigueur à compter du 1er janvier 2021) pour un territoire d'une superficie de 36 654 hectares dont 200 km de littoral incluant les îles d'Hyères (Porquerolles, Port-Cros, île de Baugaud et l'île du Levant). Cette forte anthropisation du territoire rend la zone particulièrement vulnérable aux problématiques de niveaux marins extrêmes et des inondations côtières. À l'est de la Rade de Toulon se trouve la baie de Hyères et l'archipel des Îles d'Hyères dont une partie appartient au Parc National de Port-Cros, Aire Marine Protégée. Nous considérons que la limite entre la Rade de Toulon et la mer ouverte se situe entre le Cap Cépet à l'ouest et le Cap de Carqueiranne à l'est. La superficie totale de la Rade de Toulon est de 9.5 km^2 contenant un volume d'eau approximatif de 92 millions de m^3 . La Rade de Toulon est séparée de l'arrière pays varois par les monts Toulonnais d'ouest en est : le Baou de Quatre Ouro, le mont Caume, le mont Faron et le mont Coudon. Cette orographie particulière a un impact sur les caractéristiques du vent.

La Rade de Toulon est divisée en deux parties :

- La Grande Rade (également appelée la Rade des Vignettes) à l'est ;
- La Petite Rade à l'ouest.

Ces deux parties sont séparées par une digue, nommée Grande Digue de 1500 m de long, construite à la fin du 19^{ème} siècle.

Dans la Petite Rade, deux baies se distinguent : la baie de La Seyne et la baie du Lazaret. La Petite Rade contient l'arsenal militaire, le port de commerce de Toulon, des fortifications et des piscicultures.

La Rade de Toulon est complexe par sa morphologie et sa bathymétrie. La Grande Rade est plus profonde que la Petite Rade, et elles communiquent entre elles par d'étroites passes. Les

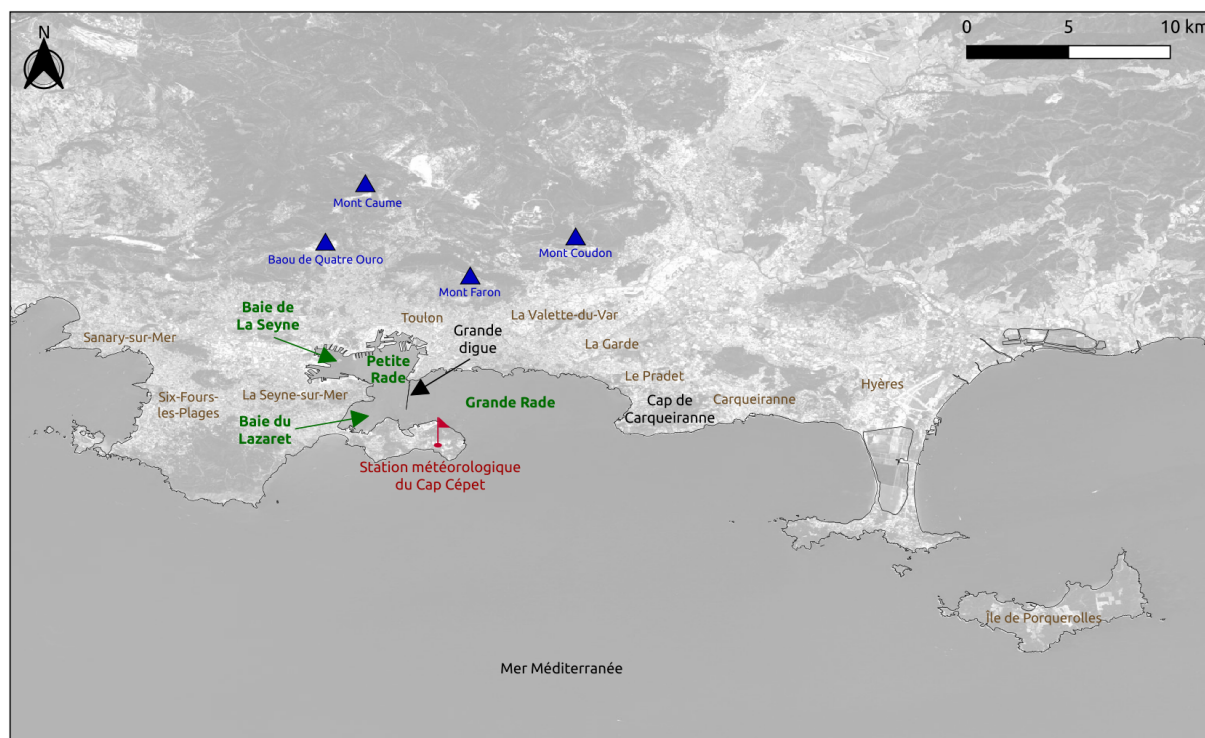


FIGURE 4.15 – Présentation de la Rade de Toulon

caractéristiques morphologiques de la Rade de Toulon sont présentées pas le tableau 4.3 et la bathymétrie du site par la figure 4.16.

Bassin	Longueur du grand axe (km)	Largeur (km)	Profondeur moyenne (m)	Profondeur maximale (m)
Petite Rade	3.9	3.7	10	25
Grande Rade	7.9	3	35	55

TABLEAU 4.3 – Caractéristiques morphologiques de la Petite Rade et de la Grande Rade de Toulon

4.2 Ouverture à la mer et apports d'eau

La Rade de Toulon est un bassin semi-ouvert qui communique fortement avec la mer du fait de l'ouverture sur environ 5.5 km entre le Cap Cépet à l'ouest et le Cap de Carqueiranne à l'est. Un signal de marée est observé dans la Rade de Toulon dont le marnage maximal est de 20 cm [Rey et al., 2020]. Cette amplitude est du même ordre de grandeur que celle observée dans le Port de Marseille [Wöppelmann et al., 2014]. De plus, d'après [Rey et al., 2020], les variations de niveau aux échelles annuelles dues à l'effet stérique sont d'environ 6 cm dans la Rade de Toulon.

L'eau communique entre la Petite Rade et la Grande Rade à travers deux passes de part et d'autre de la Grande Digue :

- Une grande passe au sud d'une largeur de 1 km permettant la navigation et dont la profondeur maximale est de 30 m. Ce chenal est le siège d'importants échanges de masses

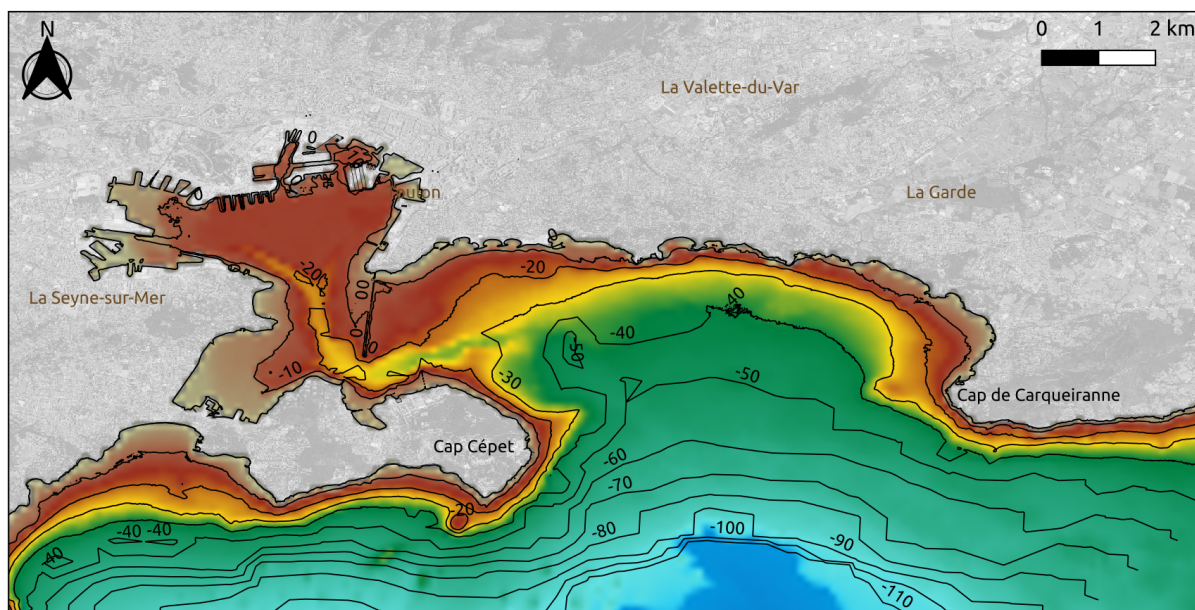


FIGURE 4.16 – Bathymétrie en mNGF dans la Rade de Toulon

d'eau, liés à la fois aux courants éoliens et à la bathymétrie. La Petite Rade et la Grande Rade communiquent essentiellement par la grande passe [Dufresne et al., 2014].

— Une petite passe au nord sur 30 m dont la profondeur est environ 10 m.

Ainsi, les influences de la mer ouverte sont répercutées dans la Grande Rade et dans la Petite Rade.

Concernant les apports fluviaux, deux cours d'eau se déversent dans la Rade de Toulon :

— L'Eygoutier, petit cours d'eau naturel d'une longueur de 15 km prenant sa source dans la commune de La Crau et dont l'exutoire est au Fort Saint-Louis à Toulon, dans la Grande Rade.

— Le Las, petit fleuve côtier de 12 km prenant sa source au Revest-les-Eaux et se déversant dans le port militaire de l'arsenal de Toulon, dans la Petite Rade.

4.3 Régimes de vent

Les vents dans la région Toulonnaise sont influencés par l'orographie locale et l'encastrement par les monts toulonnais au sud. Deux régimes de vent sont observés : mistral et vent d'est. La figure 4.17 représente la rose des vents à la station météorologique de Cap Cépet d'après des données datant du 01/02/2019 au 04/08/2021. Sur cette période, la vitesse maximale par mistral a été de 26 m/s et de 21 m/s par vents d'est.

4.4 Courantologie

En utilisant des données de profileurs de courants dans la grande passe au sud de la digue séparant la Petite et la Grande Rade, [Dufresne et al., 2014] ont mis en évidence la dépendance de la direction du courant par rapport aux paramètres du vent. Les courants de surface sont majoritairement influencés par le vent. En revanche, au fond, le courant est de sens inverse et est fortement influencé par la bathymétrie qui canalise et renforce son intensité. Les données

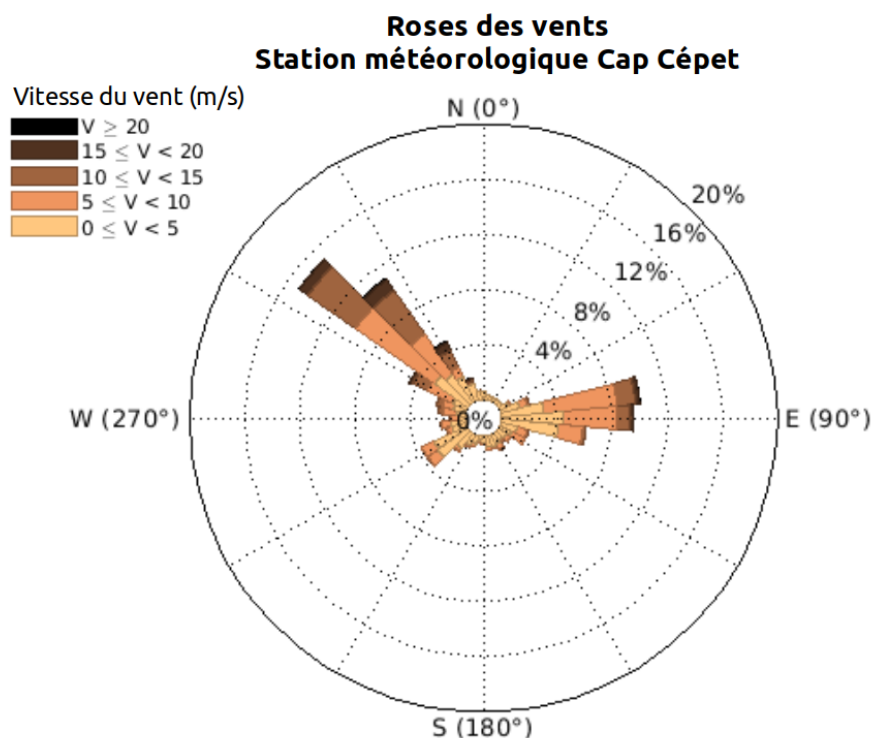


FIGURE 4.17 – Rose des vent à la station météorologique de Cap Cépét du 01/02/2019 au 04/08/2021

provenant du profileur de courants dans la grande passe sont présentées par la figure 4.18. On observe qu'en cas de mistral, les courants de surface se produisent vers le nord-est donc vers la Grande Rade, et les courants du fond vers l'ouest-sud-ouest c'est à dire vers la Petite Rade. Et inversement pour le vent d'est. Ainsi, la grande passe entre la Grande Rade et la Petite Rade est un lieu important pour le renouvellement des masses d'eau dans la rade de Toulon.

[Mazoyer et al., 2020] ont étudié les courants dans la Rade de Toulon en s'appuyant sur un modèle couplé hydrodynamique - traceur passif à haute résolution, combiné à des données d'observations de profileurs de courants. Comme le présente la figure 4.19, les résultats indiquent qu'en cas de mistral (> 6 m/s), les eaux de surface sortent de la Rade de Toulon et inversement pour les eaux profondes, qui rentrent dans la rade. En revanche, lors de vents d'est (> 6 m/s) les flux vont vers l'intérieur de la rade et sont parfois renforcés par des intrusions d'eau du large provenant probablement du courant Nord. Ces intrusions du courant Nord dans la Rade de Toulon semblent provoquées par un phénomène global de vent d'Est [Declerck, 2016, Mazoyer, 2019] mais sont pour le moment mal connues et font actuellement l'objet d'investigations.

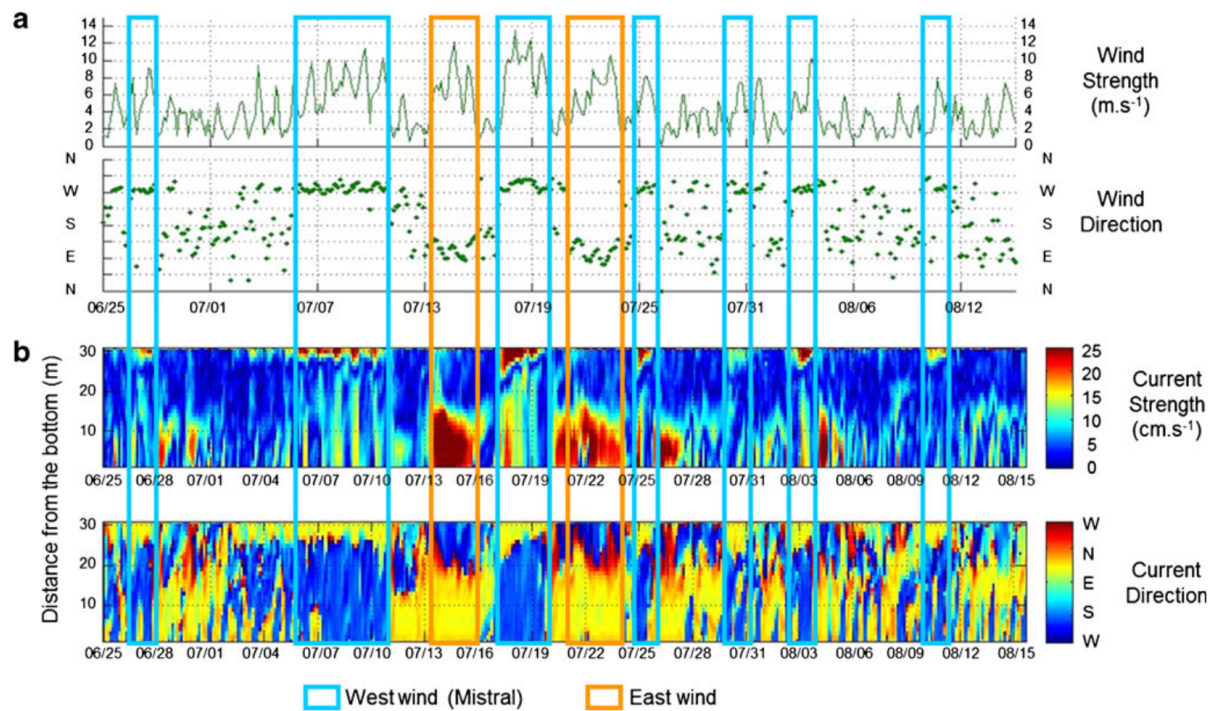


FIGURE 4.18 – Données du profileur de courants dans la grande passe au sud de la digue séparant la Petite et la Grande Rade. Intensité (a - haut) et direction du vent (a - bas) et intensité (b - haut) et direction (b - bas) du courant le long de la colonne d'eau enregistrées pendant l'été 2009. Les événements de vent fort ($>5 \text{ m/s}$) sont représentés par des cases bleues (Mistral) et des cases orange (vent d'est) d'après [Dufresne et al., 2014]

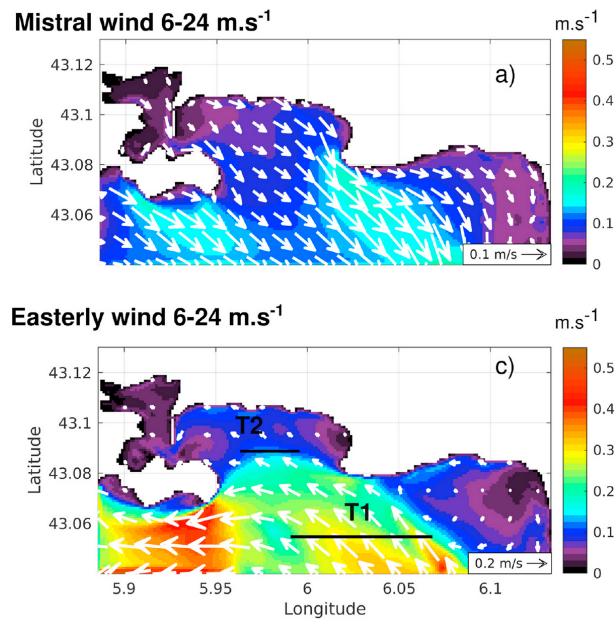


FIGURE 4.19 – Courants de surface (m/s) pour un mistral moyen à fort (6-24 m/s) et pour un vent d'est moyen à fort (6-24 m/s) d'après [Mazoyer et al., 2020]

Comparaison et intérêt des sites étudiés

Ces trois sites sont géographiquement proches, permettant de comparer l'impact du vent dont les caractéristiques sont relativement similaires. En effet, dans les trois sites, deux régimes de vents sont retrouvés : le mistral et le vent d'E-SE. Cependant, quelques différences existent concernant les caractéristiques de ces deux régimes dans les différents sites. En se déplaçant d'ouest en est, donc de l'étang de Vaccarès vers la Rade de Toulon, l'intensité du mistral augmente, et initialement orienté $\approx 350^\circ$, il s'oriente plus vers le nord-ouest jusqu'à $\approx 310^\circ$ au niveau de la Rade de Toulon. Concernant le vent d'E-SE, son intensité augmente également d'est en ouest. Sa direction est $\approx 130^\circ$ au niveau de l'étang de Vaccarès et de l'étang de Berre mais est $\approx 90^\circ$ à la Rade de Toulon.

Concernant leur ouverture à la mer, les sites sont très différents. En effet, la Rade de Toulon communique avec la mer ouverte par une large ouverture entre le Cap Cépet et le Cap de Carqueiranne, alors que l'ouverture de l'étang de Berre est restreinte par un canal étroit, le canal de Caronte. L'étang de Vaccarès peut quant à lui être considéré comme étant un bassin fermé, ne communiquant avec la mer ouverte que de façon épisodique. Ainsi, la courantologie du Golfe du Lion, ainsi que les phénomènes météorologiques en mer ouverte n'auront pas le même impact en terme de variations du niveau de l'eau sur les trois sites.

En terme de bathymétrie, les trois sites sont très contrastés : très faible profondeur (< 2 m) dans l'étang de Vaccarès, faible profondeur (< 10 m) dans l'étang de Berre et profond dans la Rade de Toulon (< 55 m). Cela a un effet important sur la courantologie : en calculant le rapport d'aspect $\delta = \frac{h}{L}$ avec h la profondeur et L la longueur horizontale typique, on obtient $\delta \ll 1$ pour les trois bassins. Par conséquent, les mouvements horizontaux dominent les mouvements verticaux. Cependant, les nuances de ce rapport dans les trois sites permettront de mieux comprendre l'effet de la profondeur sur ce type de site. De plus, en s'intéressant aux mouvements de plus petite échelle, la composante verticale va prendre plus d'importance, d'autant plus que la profondeur est importante.

Les différences en terme de bathymétrie et d'ouverture à la côte vont permettre une étude comparative afin de comprendre l'impact de ces facteurs sur les variations du niveau marin.

Quatrième partie
Données et méthodes

Données de Vent

Sommaire

1.1	Source des données	81
1.1.1	Données obtenues à partir des messages internationaux d'observation de surface (SYNOP)	81
1.1.2	Données issues de convention avec Météo-France	82
1.2	Traitement des données	83
1.3	Détermination de la vitesse effective du vent	83

1.1 Source des données

1.1.1 Données obtenues à partir des messages internationaux d'observation de surface (SYNOP)

Météo-France met à disposition sur son site internet les données d'observations issues des messages internationaux d'observation en surface (SYNOP) circulant sur le système mondial de télécommunication (SMT) de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) (https://donneespubliques.meteofrance.fr/?fond=produit&id_produit=90&id_rubrique=32). Il s'agit de paramètres atmosphériques mesurés (température, humidité, direction et force du vent, pression atmosphérique, hauteur de précipitations) ou observés (temps sensible, description des nuages, visibilité) depuis la surface terrestre. Selon les instruments et les spécificités locales, d'autres paramètres peuvent être disponibles (hauteur de neige, état du sol, etc.). Ces données sont disponibles en métropole et en outre-mer toutes les 3h au format ASCII.

Pour ce travail, seules les données de vent de deux stations ont été utilisées :

- Station de Marignane (numéro 7650) pour l'étude de l'étang de Berre : du 08 février 2019 au 27 mai 2021.
- Station de Cap Cépet (numéro 7661) pour l'étude de la Rade de Toulon : du 28 septembre 2020 au 04 août 2021.

Les stations mesurent les paramètres de vent à 10 mètres d'altitude. Elles sont localisées sur la figure 1.1 et leurs coordonnées en RGF93/Lambert 93 sont présentées par le tableau 1.1.

Les données de vitesse moyenne du vent sont la moyenne des 10 dernières minutes avant l'heure sélectionnée avec une période d'échantillonnage de 1 minute. De plus, ces stations météorologiques fournissent également des données de vitesse de rafale définies comme des valeurs de vitesse extrême sur une période de 1 minute mesurées sur les 10 minutes précédentes. La résolution de la mesure de la direction du vent est de 10° et celle de la vitesse est de 0.1 m/s.

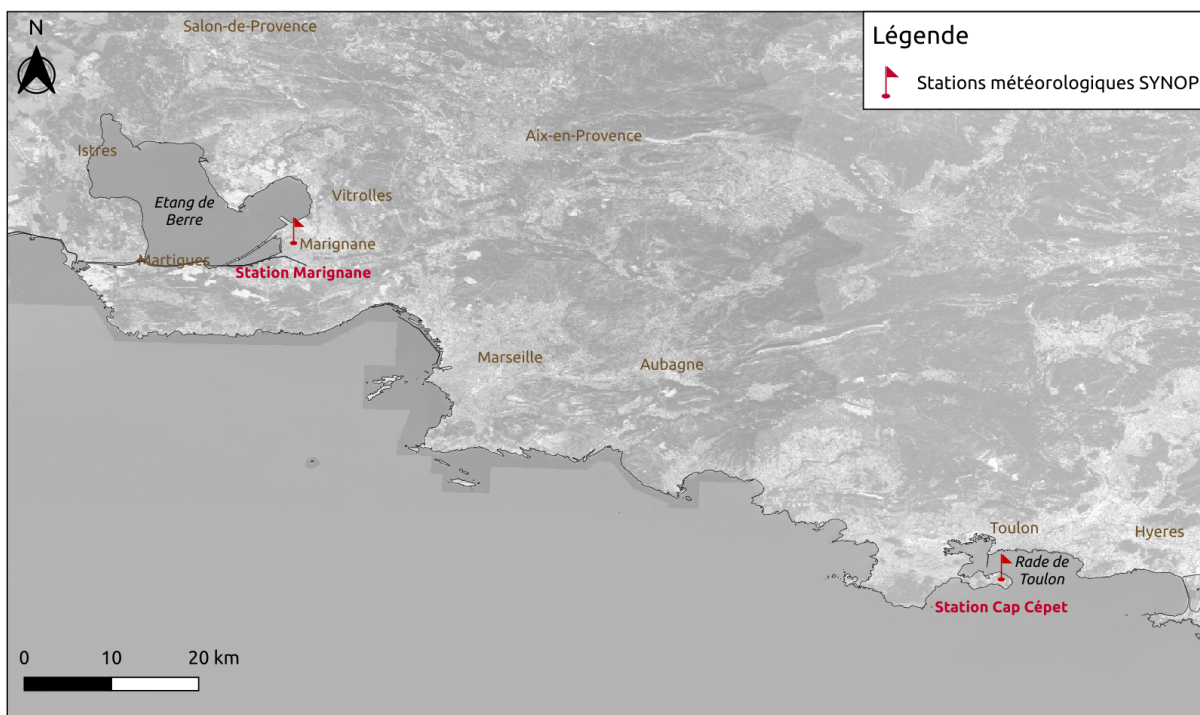


FIGURE 1.1 – Localisation des stations météorologiques SYNOP utilisées : Marignane pour l'étude de l'étang de Berre et Cap Cépét pour la Rade de Toulon

Station météorologique SYNOP	X Easting	Y Northing
Marignane	879475.8	6262371.1
Cap Cépét	939628.2	6224479.8

TABLEAU 1.1 – Coordonnées en RGF93/Lambert93 des stations météorologiques SYNOP utilisées

1.1.2 Données issues de convention avec Météo-France

Les données de vent pour l'étang de Vaccarès ont été fournies par la fondation Tour-du-Valat et font l'objet d'une convention avec Météo-France. Nous disposons des données de la station météorologique Tour-du-Valat (TDV), toutes les heures du 27 juin 2019 au 27 mai 2021. La station est placée à une altitude de 10 mètres et est localisée par la figure 1.2. Les coordonnées en RGF93/Lambert 93 de la station sont présentées par le tableau 1.2.

Station météorologique	X Easting	Y Northing
TDV	837018.0	6269349.6

TABLEAU 1.2 – Coordonnées en RGF93/Lambert93 de la station météorologique TDV

Comme pour les données SYNOP précédemment décrites, les données de vitesse moyenne du vent de la station TDV sont la moyenne des 10 dernières minutes avant l'heure sélectionnée avec une période d'échantillonnage de 1 minute et les données de vitesse de rafale sont définies comme des valeurs de vitesse extrême sur une période de 1 minute mesurées sur les 10 minutes

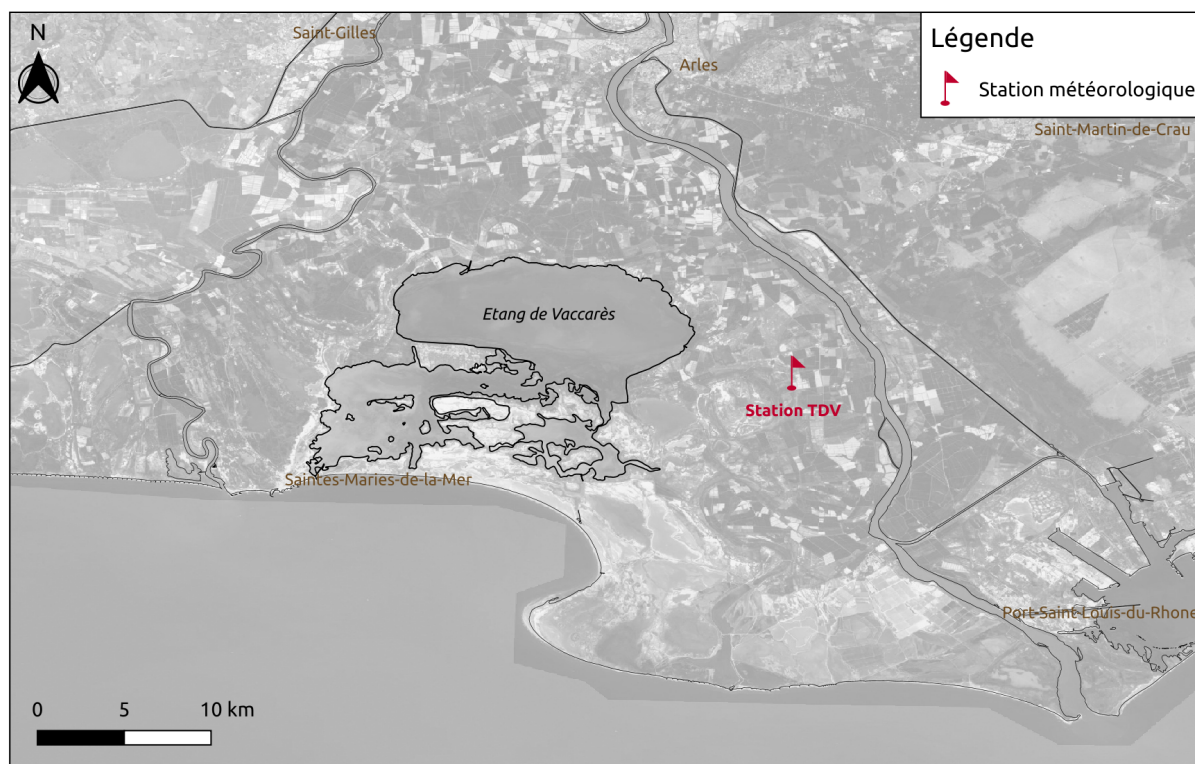


FIGURE 1.2 – Localisation de la station météorologique TDV pour l'étude de l'étang de Vaccarès

précédentes. La résolution de la mesure de la direction du vent est de 10° et celle de la vitesse est de 0.1 m/s.

1.2 Traitement des données

Afin d'homogénéiser l'étude sur les trois sites, il a été décidé de travailler avec des données de vent toutes les 3 heures sur les trois sites. Les données SYNOP des stations Marignane et Cap Cépet n'ont pas été modifiées. Cependant, les données horaires de la station TDV ont été interpolées toutes les 3 heures, par souci d'homogénéité avec les données SYNOP.

Du fait de la proximité et de l'absence de reliefs locaux importants entre les stations et les sites de mesure, les données de vent provenant des trois stations météorologiques précédemment décrites sont considérées comme très représentatives du forçage éolien rencontré sur chaque site. Aucun traitement supplémentaire n'a donc été réalisé.

1.3 Détermination de la vitesse effective du vent

Pour l'étude du basculement de la surface libre induit par le vent, il est nécessaire de connaître la composante effective du vent suivant l'axe déterminé par les deux stations de mesure des niveaux d'eau de part et d'autre du plan d'eau comme cela a été réalisé dans les études de [Keulegan, 1953] et [Gillies, 1959]. Pour cela, nous calculons la vitesse effective du vent V_e selon l'équation 1.1, correspondant à la composante du vent projetée orthogonalement sur un axe défini par les deux stations, que nous appellerons par la suite axe de référence.

$$V_e = V \times \cos(\theta) \quad (1.1)$$

Avec V la vitesse du vent et θ l'angle entre la direction du vent et l'axe de référence. Nous imposons une convention de signe telle que V_e est positive en cas de vent provenant du NO et négative pour les vents de SE, comme présenté sur la figure 1.3. Ainsi, V_e intègre à la fois la vitesse et la direction du vent.

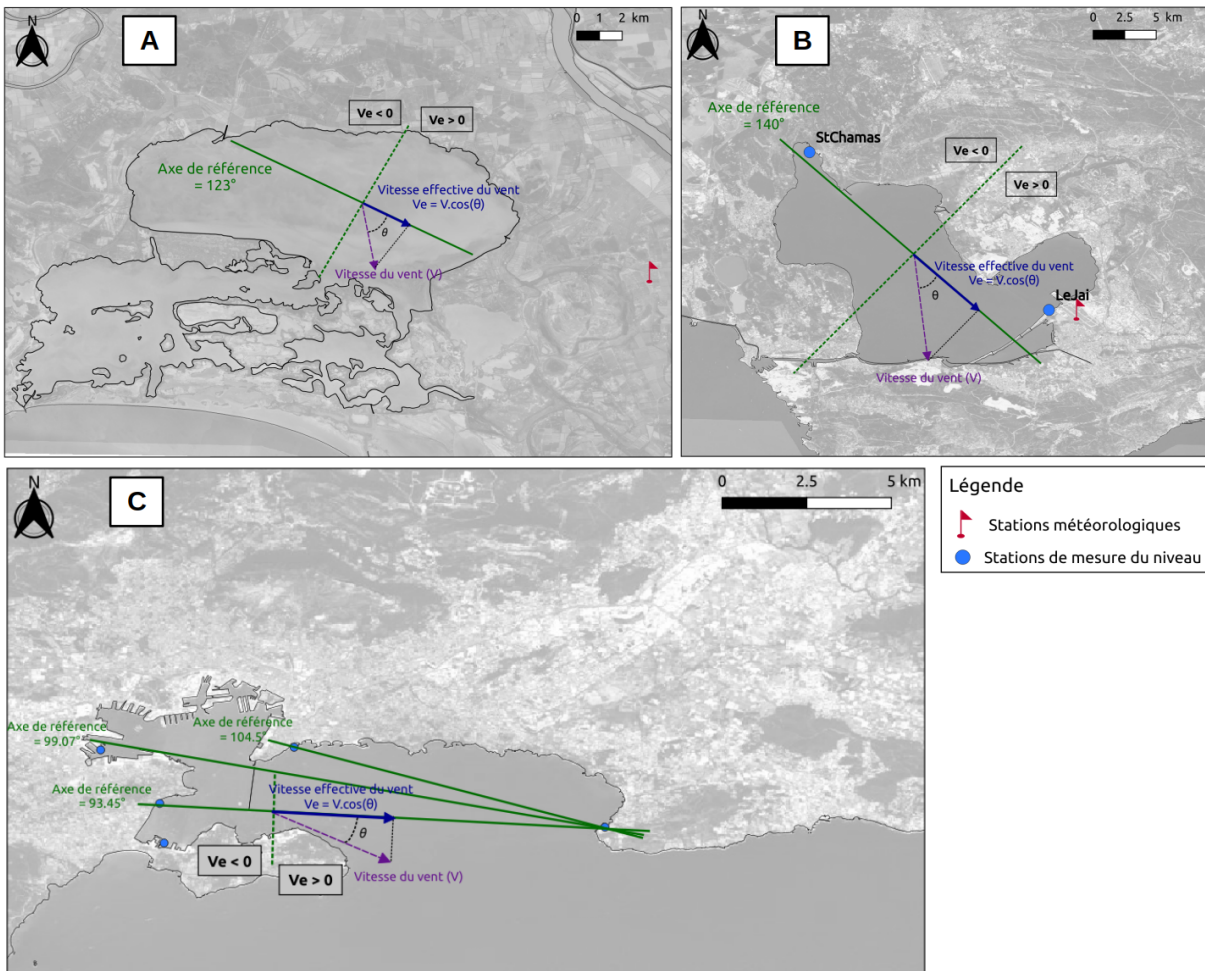


FIGURE 1.3 – Détermination de la vitesse effective du vent V_e par projection de la composante du vent le long de l'axe de référence dans l'étang de Vaccarès (A), l'étang de Berre (B) et la Rade de Toulon (C)

Dans l'étang de Vaccarès et dans la Rade de Toulon, l'axe de référence correspond directement à la droite reliant les 2 stations concernées, en revanche dans l'étang de Berre, l'axe de référence suit le grand axe du bassin du fait de la morphologie particulière du site. Les orientations des axes de référence par rapport au nord géographique et leurs longueurs dans les trois sites d'étude sont présentés dans le tableau 1.3.

Site	Stations concernées	Axe de référence (°)	L (km)
Étang de Berre	StChamas - LeJaï	140	18.7
Étang de Vaccarès	VACC_NO - VACC_SE	122.6	7.2
Rade de Toulon	StLouis - LesOursinieres	104.5	6.9
	Ifremer - LesOursinieres	99.07	10.9
	Tamaris - LesOursinieres	93.45	9.6

TABLEAU 1.3 – Orientations des axes de référence par rapport au nord géographique et leurs longueurs L dans les trois sites d'étude

2

Données de niveau d'eau

Sommaire

2.1 Sources des données	87
2.1.1 Données du réseau HTM-NET	87
2.1.2 Données de campagnes expérimentales	90
2.2 Traitement des données	95
2.2.1 Calibration des capteurs de pression	95
2.2.2 Conversion des données de pression en données de niveau	99
2.2.3 Positionnement des stations	101
2.2.4 Traitements des données des stations de la campagne haute fréquence dans l'étang de Vaccarès	105
2.3 Analyse du basculement	106
2.3.1 Détermination du basculement	107
2.3.2 Détermination de la pente de surface libre	109
2.3.3 Caractérisation d'un coefficient de frottement constant	110
2.3.4 Prévion des pentes de la surface libre	110
2.3.5 Biais de la méthode	111
2.4 Analyse des seiches	113
2.4.1 Détermination des fréquences de seiches par analyse spectrale	113
2.4.2 Évolution temporelle des seiches	114
2.5 Analyse des vagues	115
2.5.1 Analyse spectrale	115
2.5.2 Étude de la croissance des vagues en profondeur finie et en fetch limité	117

2.1 Sources des données

2.1.1 Données du réseau HTM-NET

Présentation du réseau HTM-NET

Le réseau de données du programme Hydrodynamique et Transport de Matière en suspension - Niveaux d'Eau et Température (HTM-NET) a été initié en 2013 pour le suivi au long terme des niveaux d'eau et des températures par la mise en place de stations perennes fournissant de l'information continue le long du littoral français des Bouches-du-Rhône et du Var. Le programme

d'observation HTM-NET a bénéficié initialement d'un programme spécifiquement dédié au littoral de l'agglomération toulonnaise, «Hydrodynamique et Transport de MES : Niveaux d'Eau et Température, HTM-NET» co-financé par la communauté d'agglomération TPM, devenue Toulon Métropole, et de co-financements récurrents depuis 2013 de la part du CNRS/INSU, dans le cadre du programme national «Systèmes d'Observations et d'expérimentation pour la Recherche en Environnement» sur le long terme (SOERE) Littoral - Trait de Côte (gestion observatoire PYTHEAS). L'installation des capteurs a été possible grâce au concours ou au partenariat avec différents organismes : le Parc National de Port Cros, le Syndicat Mixte Ports Toulon Provence (SMPTP), devenu partie prenante de Toulon Métropole, la ville de Hyères, CCI du Var, le Conseil Départemental 13, La Ciotat Shipyards et la régie du port des Oursinières.

Le réseau de mesures était constitué de 17 stations de mesures au 1^{er} juin 2021, installées dans des zones accessibles et protégées (principalement des ports) afin de réduire l'impact de l'agitation de la mer sur les mesures du niveau d'eau. La localisation des stations du réseau est présenté sur la figure 2.4.

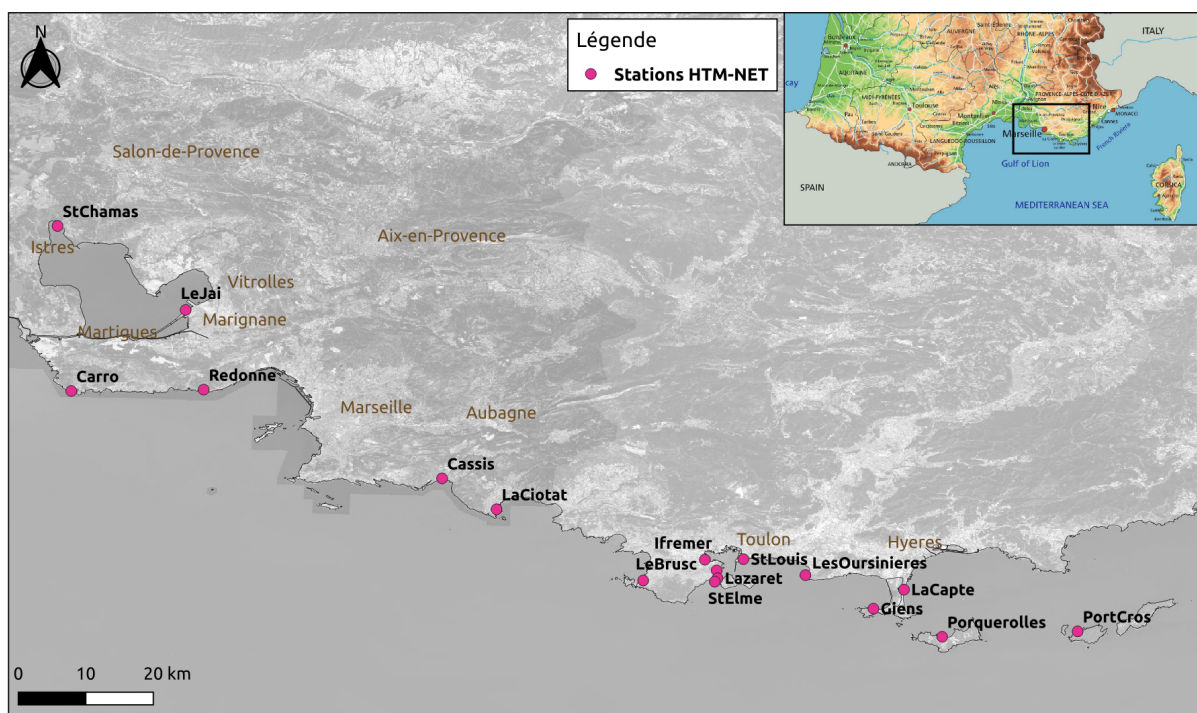


FIGURE 2.4 – Localisation des stations de mesure du réseau HTM-NET au 1^{er} juin 2021

Description des instruments de mesure

Les stations de mesure du réseau HTM-NET utilisent des instruments autonomes en capacité de mémoire et d'énergie, et sont composées de deux piézomètres de la société KELLER :

- Un immergé de la série 36XiW, mesurant la pression et la température de l'eau.
- Un émergé de la série ARC1 fournissant la pression et la température de l'air et qui intègre également la batterie et le système de stockage des données. Ce dernier est également muni d'une tête GSM2 pour la transmission des données, permettant également une visualisation des niveaux et des températures en temps différé (quelques heures) sur le site web du réseau (<https://htmnet.mio.osupytheas.fr>).

Les stations étaient historiquement paramétrées avec une période d'échantillonnage de 10 minutes. Depuis avril 2019, cette dernière est passée à 2 minutes afin d'observer des phénomènes à plus haute fréquence tels que les seiches.

Les capteurs sont fixés à l'intérieur et aux deux extrémités d'un tube cylindrique en PVC, lui-même inséré dans un tube de protection en aluminium (figure 2.5). Le cylindre en PVC est amovible pour permettre les opérations de maintenance.

Le corps d'épreuve d'un capteur de pression est l'élément assurant la transformation de la pression en déplacement, déformation ou force. Dans cette technologie, les capteurs sont formés d'un corps d'épreuve, une membrane, sur lequel agit la pression. On mesure cette dernière par la mesure de la déformation de la membrane. Dans le capteur immergé, la membrane est située à 1.5 cm au-dessus du socle inférieur de l'instrument. La précision des mesures de pression des capteurs KELLER est de l'ordre de 0.2 cm.

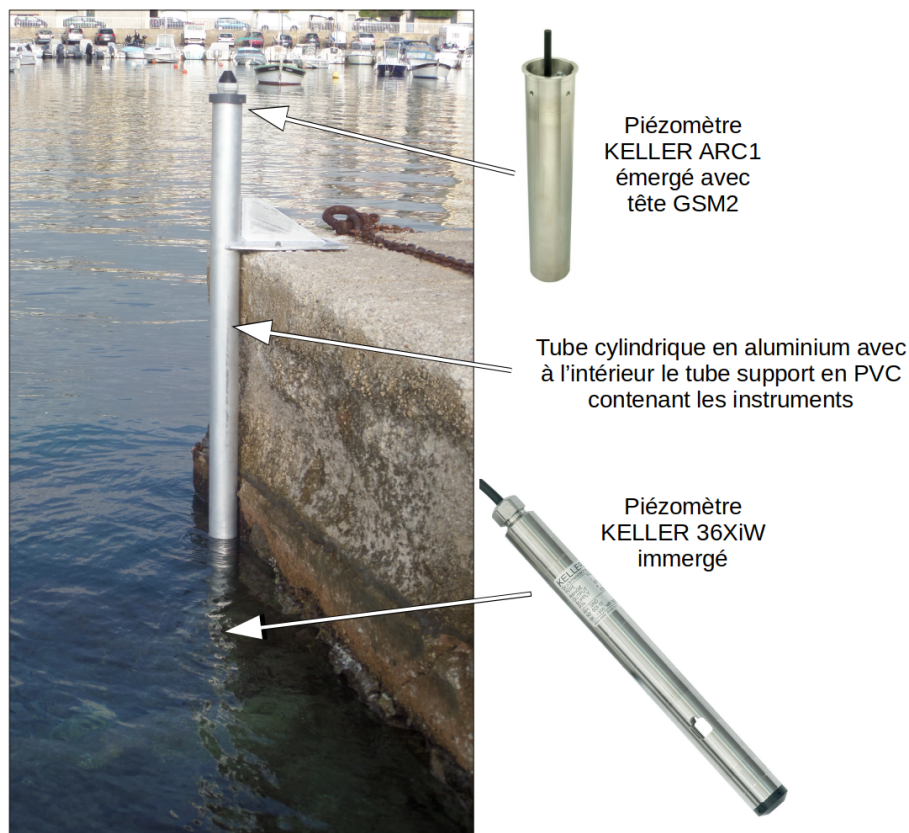


FIGURE 2.5 – Présentation des stations de mesure du réseau HTM-NET

Les stations de mesure dans l'étang de Berre ont comme particularité d'être munies d'une CTD combinée au piézomètre dans la partie immergée. La CTD mesure la température et la conductivité de l'eau de mer et calcule directement la salinité.

Stations utilisées pour le travail de thèse

Pour ce travail, seulement certaines stations du réseau HTM-NET ont été utilisées : celles installées dans l'étang de Berre et sur la côte proche du canal de Caronte (figure 2.6) et dans la Rade de Toulon (figure 2.7). Les informations sur les stations sont présentées dans le tableau

2.4. Les données utilisées des stations installées dans la Rade de Toulon se terminent le 04 aout 2021 et dans l'étang de Berre, le 27 mai 2021.

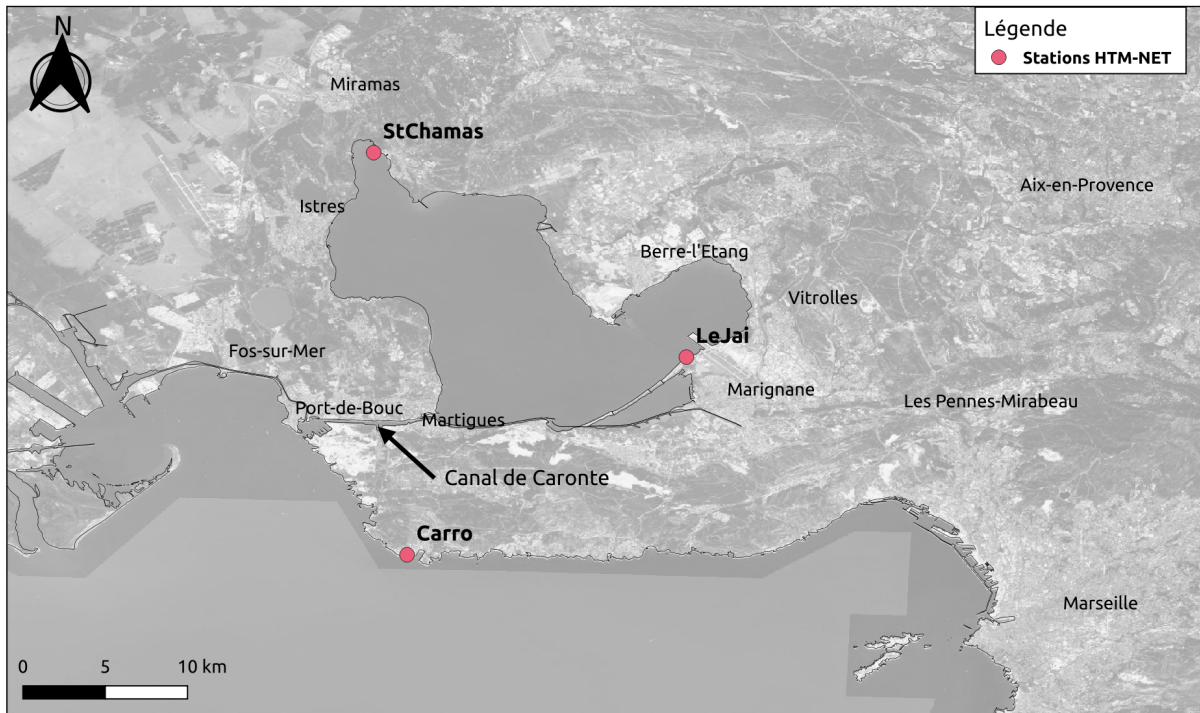


FIGURE 2.6 – Localisation des stations de mesure du réseau HTM-NET utilisées pour l'étude de l'étang de Berre

Station	X Easting RGF93	Y Northing RGF93	Installation	Grandeurs mesurées
Carro	865690.7	6249981.3	08/02/2019	$P_{air}, T_{air}, P_{eau}, T_{eau}$
Ifremer	935029.13	6227175.58	17/10/2013	$P_{air}, T_{air}, P_{eau}, T_{eau}$
Lazaret	936500.20	6224481.45	13/03/2015	$P_{air}, T_{air}, P_{eau}, T_{eau}$
LeJai	877723.4	6262302.3	08/02/2019	$P_{air}, T_{air}, P_{eau}, T_{eau}, S$
LesOursinieres	946012.83	6225305.63	28/09/2020	$P_{air}, T_{air}, P_{eau}, T_{eau}$
StChamas	863587.3	6274333.3	08/02/2019	$P_{air}, T_{air}, P_{eau}, T_{eau}, S$
StLouis	939206.66	6227407.55	18/12/2015	$P_{air}, T_{air}, P_{eau}, T_{eau}$
Tamaris	936362.84	6225644.62	18/03/2015	$P_{air}, T_{air}, P_{eau}, T_{eau}$

TABLEAU 2.4 – Informations sur les stations de mesure de niveaux d'eau du réseau HTM-NET utilisées pour la thèse

2.1.2 Données de campagnes expérimentales

Des données de niveau d'eau ont également été collectées lors de campagnes expérimentales. Ces campagnes ont eu lieu dans l'étang de Vaccarès et sont de deux types :

- Une campagne moyen terme de 23 mois, permettant d'obtenir des données de niveaux de deux stations différentes avec une période d'échantillonnage de 10 min.

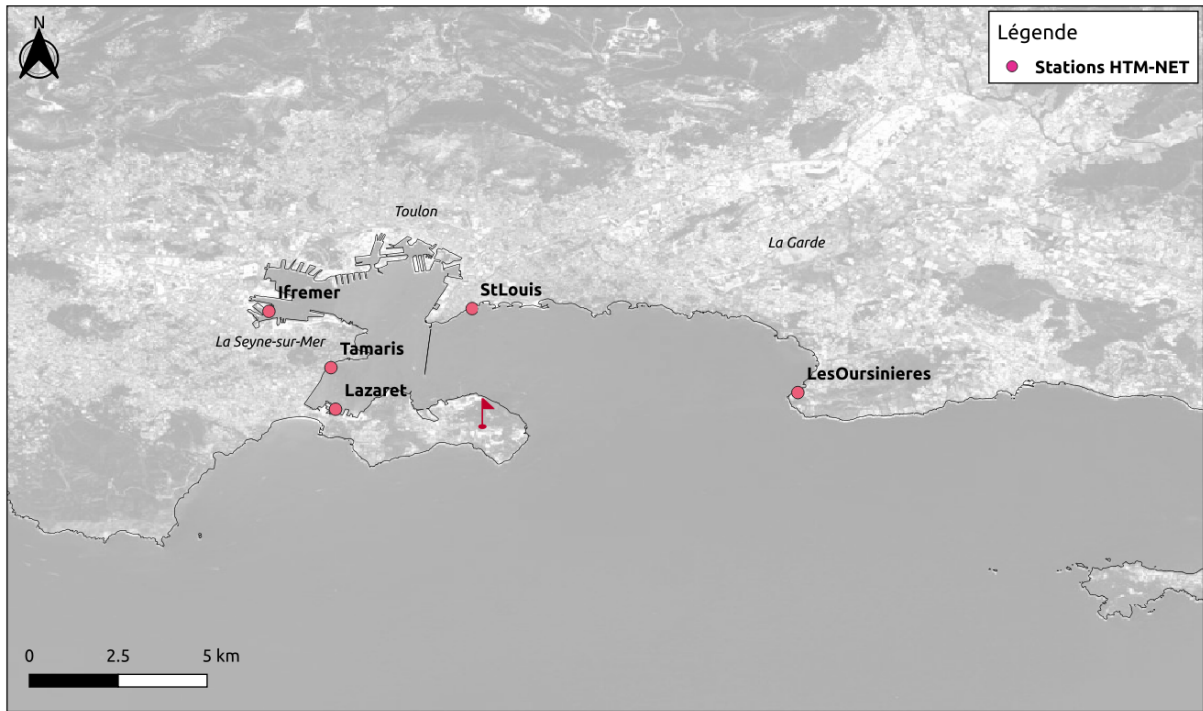


FIGURE 2.7 – Localisation des stations de mesure du réseau HTM-NET utilisées pour l'étude de la Rade de Toulon

- Une campagne haute-fréquence de 1 mois et demi, durant laquelle 6 stations de mesure du niveau ont été mises en place, fournissant des données en continu avec une fréquence de 5 Hz.

Données de niveau de la campagne moyen-terme dans l'étang de Vaccarès

Des stations de mesure du niveau d'eau ont été mises en place du 27 juin 2019 au 27 mai 2021 dans l'étang de Vaccarès, soit pendant 23 mois. Deux stations ont été installées dans le cadre d'une convention entre l'Université de Toulon et la Réserve Naturelle Nationale de Camargue (RNC) pour ce présent travail de thèse. Les capteurs fournissaient des données de pression et de température (air et mer) avec une période d'échantillonnage de 10 min. La localisation des stations a été choisie en fonction des vents dominants : vents de nord-ouest (mistral) et sud-est, et également en fonction des contraintes de bathymétrie, en particulier la présence d'un haut fond pouvant être émergé en été au sud-est du bassin. Une station a donc été installée au nord-ouest (VACC_NO) et une autre au sud-est (VACC_SE), comme présenté sur la figure 2.8. Les coordonnées GPS des deux stations sont présentées par le tableau 2.5.

Station	X Easting RGF93	Y Northing RGF93
VACC_NO	824114.4	6274389.5
VACC_SE	830229.9	6270644.4

TABLEAU 2.5 – Coordonnées GPS RGF93/Lambert-93 des deux stations de la campagne moyen terme dans l'étang de Vaccarès

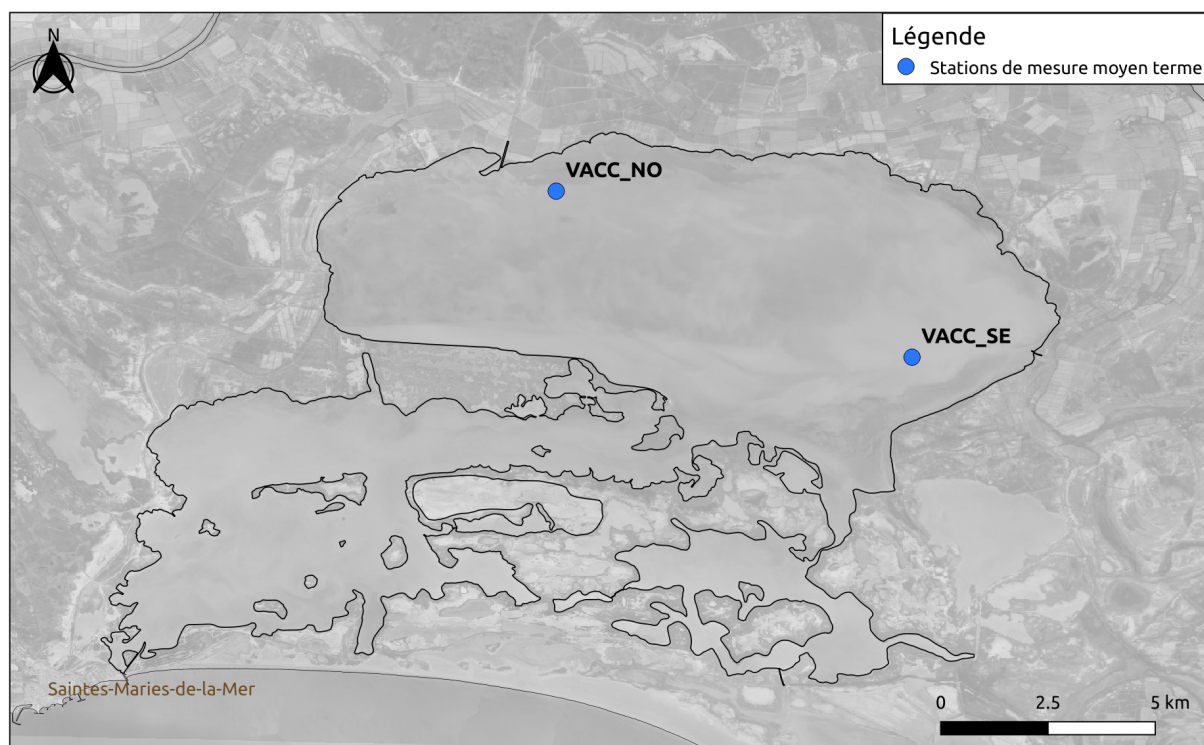


FIGURE 2.8 – Localisation des stations de mesure moyen terme dans l'étang de Vaccarès

Chaque station est composée de deux piézomètres DCX-22AAF de la société KELLER fixés à l'intérieur et aux extrémités d'un tube en PVC d'une longueur de 2 m. Ces tubes ont ensuite été attachés à des cornières en aluminium d'une longueur de 3 m (voir figure 2.9).

Afin de fixer les stations de manière pérenne sans que ces dernières ne bougent pendant la campagne, les cornières en aluminium sont plantées dans le sédiment à l'aide d'une motopompe (figure 2.10). De l'eau est pompée par un tube puis est redirigée vers un autre tube, celui-ci étant au contact du sédiment, permettant de liquéfier le substrat et d'installer la cornière. Lorsque la motopompe s'arrête, le sédiment revient en place et le substrat se solidifie. Les tubes en PVC contenant les capteurs à leurs extrémités sont ensuite fixés à la cornière à l'aide de serflex.

Ainsi, une extrémité des tubes en PVC est émergée, permettant l'acquisition de données de température et pression de l'air, et une autre partie est immergée, pour la température et la pression dans l'eau. La figure 2.11 présente les stations mises en place sur site. A noter que la profondeur d'eau est plus importante au niveau de la station VACC_SE.

Ces stations sont munies d'une batterie dont la durée de vie est estimée à 2 ans et d'un dispositif de stockage interne des données. Pour une période d'échantillonnage de 10 min, les données peuvent être stockées pendant environ 66 jours. Les stations ne disposant pas de tête GSM, les données ont été récupérées manuellement pendant toute la durée de la campagne, grâce à la collaboration de la RNC qui a mis à disposition ses bateaux et son personnel. Du fait de ces contraintes logistiques, un échantillonnage à 2 min qui aurait nécessité une collecte des données plus fréquente n'a pas été possible.

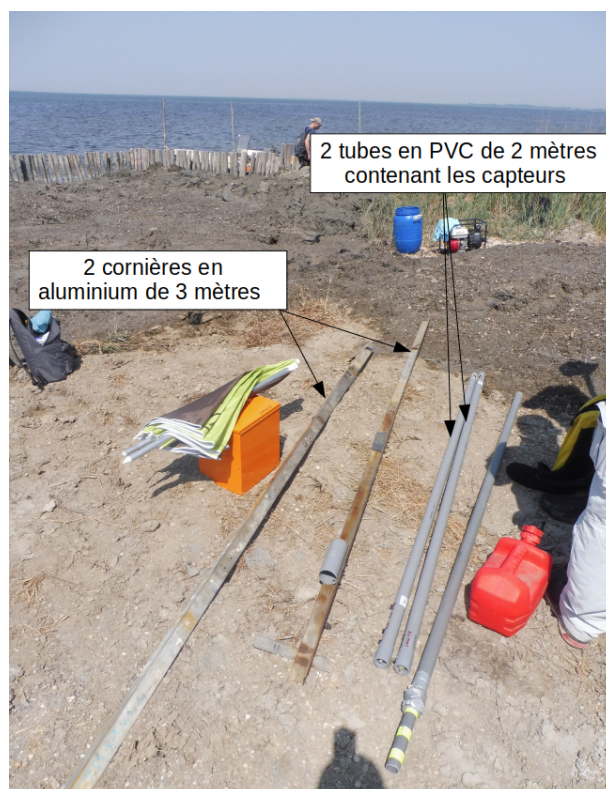


FIGURE 2.9 – Préparation de la mise en place des stations dans l'étang de Vaccarès pour la campagne moyen terme : tubes en PVC contenant les capteurs et cornières en aluminium pour les fixer

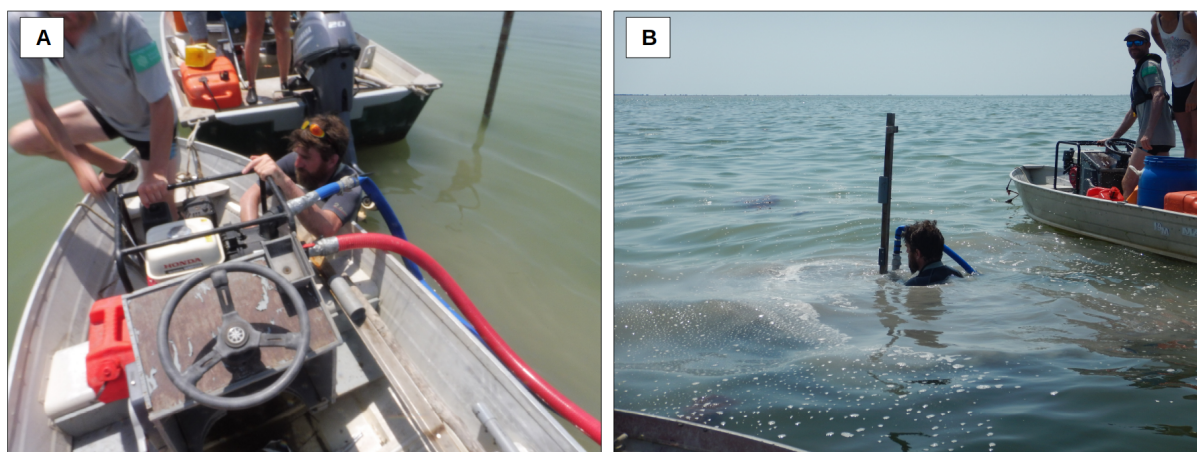


FIGURE 2.10 – Motopompe (A) et mise en place des stations (B) pour la campagne moyen terme dans l'étang de Vaccarès

Campagne de mesure haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès

La campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès s'est déroulée du 20 novembre 2019 au 09 janvier 2020. Lors de cette campagne, 8 stations de mesure ont été mises en place, dont 6 ont permis l'acquisition de données de niveau d'eau en continu avec une fréquence d'échantillonnage

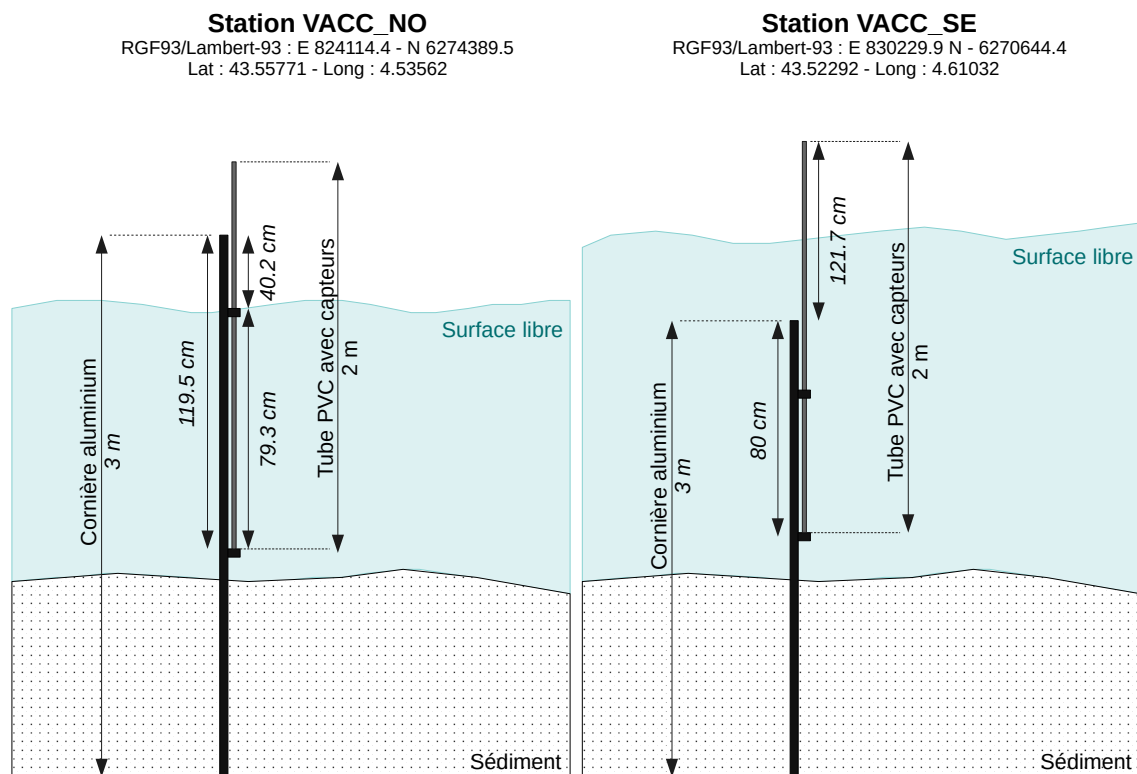


FIGURE 2.11 – Représentation des stations VACC_NO et VACC_SE installées dans l'étang de Vaccarès

de 5 Hz. Les instruments utilisés pour cette campagne ont été prêtés par le réseau GLADYS - Hydro-morphodynamisme littoral en Méditerranée, un groupe de collaboration transdisciplinaire de recherche (www.gladys-littoral.org). De plus, des données de 2 CTD déjà mises en place par la Réserve Naturelle Nationale de Camargue et gérées par la fondation Tour-du-Valat ont également été utilisées. Ces dernières ont été reprogrammées pendant la durée de la campagne afin de permettre un échantillonnage toutes les 10 min pour les données de niveau d'eau et toutes les heures pour la température et la salinité.

Les stations étaient munies de capteurs de pression OSSI (Ocean Sensor Systems, Inc.). Les OSSI permettent d'obtenir le niveau d'eau, et à haute fréquence, ces données de niveau permettent d'étudier les vagues.

5 stations équipées de capteurs OSSI ont été mises en place le long de l'axe entre les stations VACC_NO et VACC_SE (campagne moyen terme présentée section 2.1.2) : W1, W2, W3, W4 et W5. Les stations W1 et W5 ont été installées à proximité des stations VACC_NO et VACC_SE respectivement. En revanche, une station, nommée W6, a été installée dans la passe entre l'étang de Vaccarès et le système des Impériaux afin d'estimer le flux sortant ou entrant dans l'étang. Cependant, cette station ne sera pas traitée dans le cadre de cette thèse. Les informations relatives à ces stations sont présentées par le tableau 2.6. La station W4 a connu un problème de fonctionnement, les données n'ont donc pas pu être exploitées.

Les capteurs des stations W1, W2, W4, W5 et W6 ont été fixés sur une cornière en aluminium. Les cornières en aluminium ont été plantées dans le sédiment à l'aide d'une motopompe. En ce

Station	Type	Acquisition	Début données	Fin données	X Easting RGF93	Y Northing RGF93
W1	OSSI	Continue - 5 Hz	20/11/2019	09/01/2020	824113.33	6274390.27
W2	OSSI	Continue - 5 Hz	20/11/2019	09/01/2020	825669.69	6273251.69
W3	OSSI	Continue - 5 Hz	20/11/2019	09/01/2020	827135.62	6272320.62
W4	OSSI	Continue - 5 Hz	20/11/2019	04/12/2019	828680.76	6271405.12
W5	OSSI	Continue - 5 Hz	20/11/2019	09/01/2020	830229.47	6270643.03
W6	OSSI	Continue - 5 Hz	20/11/2019	09/01/2020	825545.62	6268812.48

TABLEAU 2.6 – Informations sur les stations de mesure de niveau d’eau déployées lors de la campagne haute-fréquence dans l’étang de Vaccarès

qui concerne la station W3, l’OSSI a été fixé à une structure en forme de croix en aluminium et posée sur le fond. Les structures ont été fixées à un tube en PVC teint à la bombe jaune pour permettre la signalisation et faciliter la récupération ultérieure des stations (figure 2.12).

Les 2 CTD de la RNC sont quant à elles situées sur les bords ouest (CTD_O) et est (CTD_E) de l’étang. Les positions GPS dans le référentiel RGF93/Lambert-93 des deux CTD sont présentées par le tableau 2.7. La localisation des stations de la campagne haute-fréquence est présentée par la figure 2.13.

Station	X Easting RGF93	Y Northing RGF93
CTD_O	820401.40	6272378.72
CTD_E	832593.00	6271865.63

TABLEAU 2.7 – Coordonnées GPS RGF93/Lambert-93 des deux CTD de la RNC dans l’étang de Vaccarès

2.2 Traitement des données

2.2.1 Calibration des capteurs de pression

Avant la mise en place des capteurs, il est nécessaire de réaliser une calibration. La calibration permet de connaître le comportement des capteurs vis à vis du signal enregistré et de détecter d’éventuelles sources d’erreur dans la mesure : l’erreur de zéro ou offset, l’erreur d’échelle ou erreur de gain et l’erreur de linéarité. L’offset se manifeste par un décalage constant entre la grandeur vraie et le valeur mesurée. Comme la grandeur vraie n’est pas connue, l’erreur commise n’est pas connue. Néanmoins cette erreur d’offset peut être minimisée par un étalonnage précis. En électronique, le gain est la capacité d’un dispositif à augmenter la puissance d’un signal. Lorsqu’il y a une erreur de gain, il existe dans ce cas un coefficient entre la grandeur vraie et la valeur mesurée. Enfin, la réaction du capteur vis à vis du signal doit être linéaire pour que ce dernier soit utilisable. La calibration peut-être réalisée en laboratoire ou sur site. Il est à noter que le déplacement des capteurs sur site peut modifier sa calibration du fait du changement des conditions environnementales. Les méthodes de calibration utilisées pour les divers capteurs de pression sont présentées ci dessous.

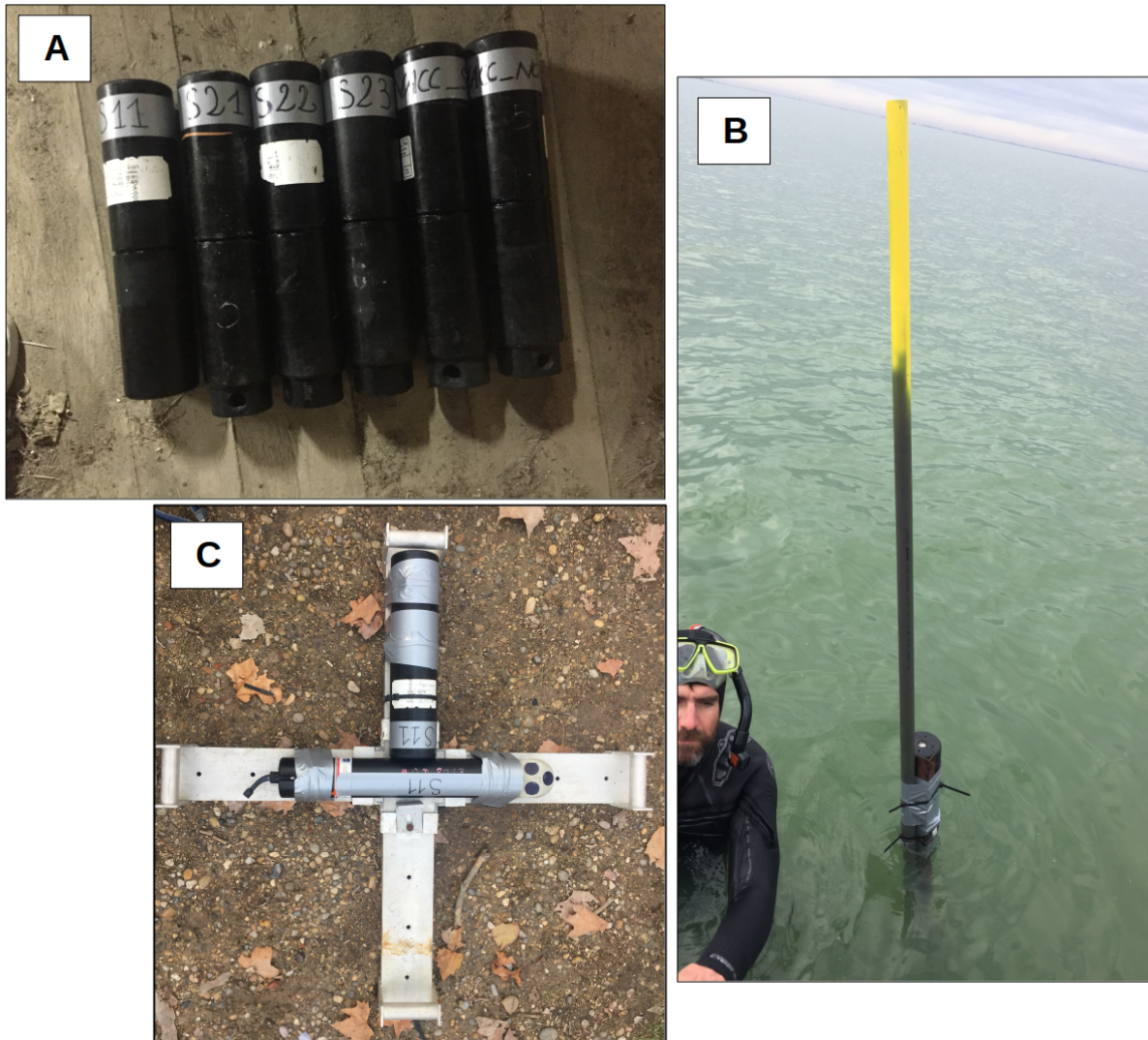


FIGURE 2.12 – OSSI utilisés (A) et installation des stations de mesure du niveau d'eau (B) de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès. La structure de la station W3 est également présentée (C).

Calibration des capteur de pression KELLER : réseau HTM-NET et campagne moyen terme dans l'étang de Vaccarès

La calibration des capteurs utilisés par les stations du réseau HTM-NET a été réalisée au sein du laboratoire MIO avant la mise en place des stations et suivant la même méthode que celle utilisée pour la calibration des capteurs utilisés lors de la campagne moyen terme de l'étang de Vaccarès (présentée section 2.1.2). Seule la calibration de la campagne moyen terme est présentée ici.

Les capteurs de pression KELLER sont programmés avec une période d'échantillonnage de 1 min. Ils sont placés dans un seau vide et plaqués sur le fond. Ensuite, de l'eau est ajoutée dans le seau par paliers : une première hauteur d'eau est ajoutée et après stabilisation de la surface de l'eau, le capteur est laissé au moins 15 min avant un nouveau remplissage pour obtenir une

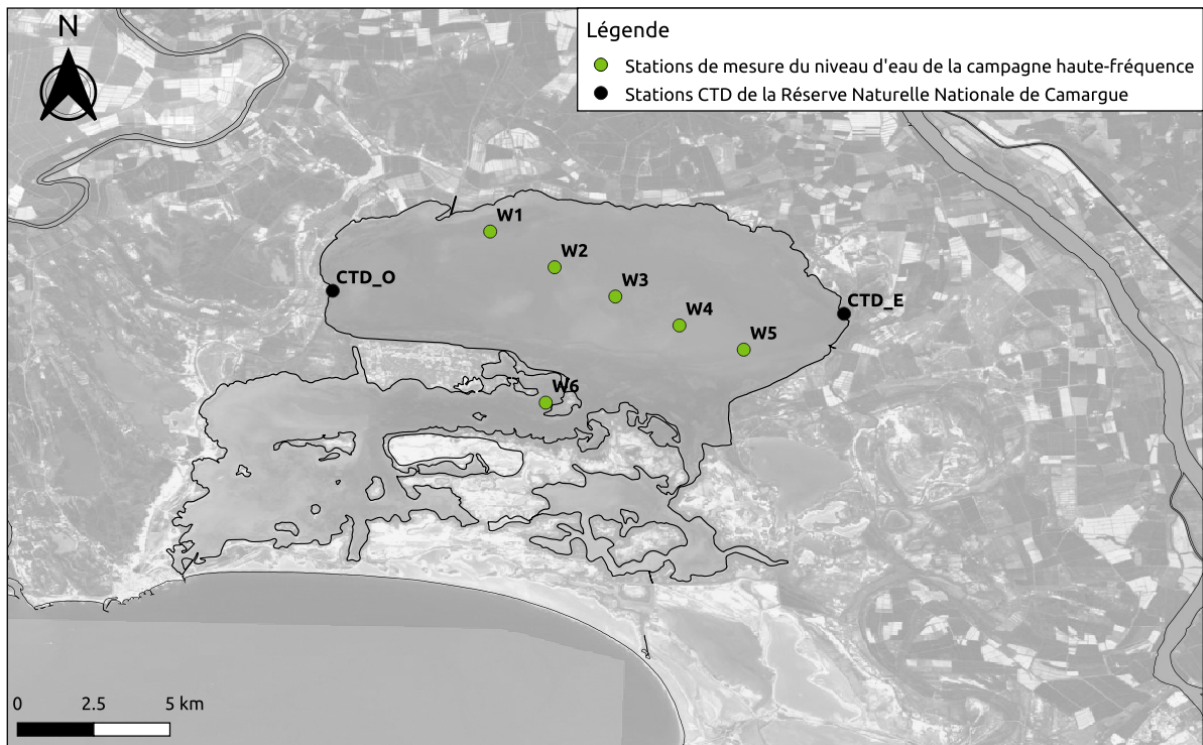


FIGURE 2.13 – Localisation des stations de mesures de niveau d’eau de la campagne haute-fréquence dans l’étang de Vaccarès

nouvelle hauteur d’eau etc. 7 paliers ont été réalisés pour la calibration, ils sont présentés par le tableau 2.8, donnant les heures UTC de début de chaque palier et la hauteur d’eau mesurée après stabilisation de la surface. Les données de pression dans l’eau enregistrées par les capteurs lors de ces paliers sont présentées figure 2.14. On remarque une différence de mesure de la pression de 3 hPa pour une même hauteur d’eau entre les deux capteurs : la pression dans l’eau du capteur VACC_SE est supérieure à celle de VACC_NO.

Palier	Heure UTC	Hauteur d’eau (cm)
1	14h34	6.5
2	14h50	11.5
3	15h12	15.5
4	15h22	18.5
5	15h34	22.5
6	15h52	24.5
7	16h10	27.5

TABLEAU 2.8 – Paliers de calibration des capteurs de pression lors de la calibration pour la campagne moyen terme dans l’étang de Vaccarès

Pour chaque capteur, une moyenne de pression dans l’eau mesurée au cours de chaque palier est calculée et est rapportée à la hauteur d’eau correspondante afin d’obtenir des courbes d’étalonnage comme présenté sur la figure 2.15.

Les courbes d’étalonnage obtenues par cette calibration ne sont valides que pour de l’eau

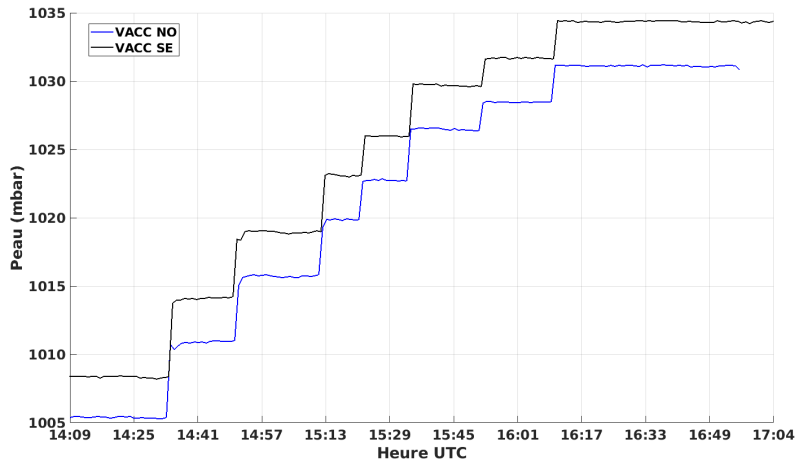


FIGURE 2.14 – Paliers de pression dans l'eau en fonction du temps lors de la calibration des capteurs de pression VACC_NO et VACC_SE

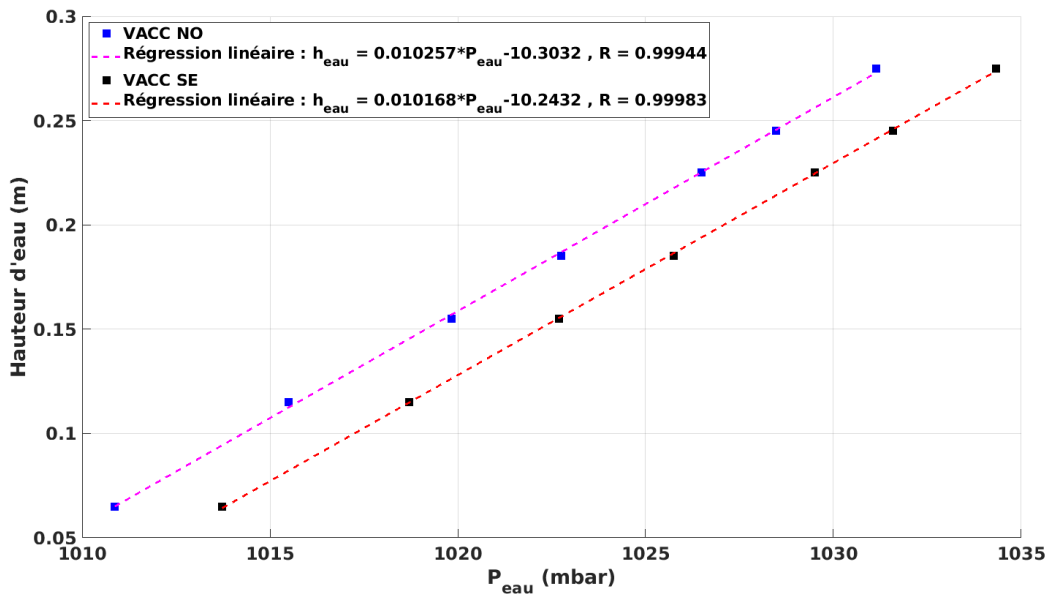


FIGURE 2.15 – Régressions linéaires entre la pression dans l'eau moyenne par palier et la hauteur d'eau pour les capteurs de pression VACC_NO et VACC_SE

douce. Les régressions linéaires donnant la hauteur d'eau en fonction de la pression ne peuvent pas être utilisées par la suite. En revanche, cela permet d'obtenir l'ordonnée à l'origine donc l'offset : $offset_{VACC_NO} = -1.0303$ et $offset_{VACC_SE} = -1.0243$. De plus, on remarque que les deux capteurs, malgré la différence de mesure de 3 hPa entre les deux, réagissent de manière similaire (pentes presque identiques) et de façon linéaire à l'augmentation de la hauteur d'eau.

Calibration des capteur de pression OSSI : campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès

Les capteurs OSSI ont été calibrés après la campagne pour déterminer leur offset ainsi que leur potentielle dérive durant la période d'acquisition. En revanche, la vérification du gain et de la linéarité avait été réalisée quelques mois avant la campagne et n'a par conséquent pas été réalisée de nouveau.

Ainsi, après la campagne, les données acquises par les stations ont permis la calibration en les comparant avec les données de pression atmosphérique d'un capteur de référence. Le capteur choisi est celui émergé de la station VACC_NO utilisé pour la campagne moyen-terme puisqu'il était sur site tout au long de la campagne. Ainsi, en comparant les données des OSSI avec celles de VACC_NO, il est possible de déterminer l'offset entre pression mesurée hors de l'eau et pression atmosphérique avant et après la campagne, et d'observer ou non une potentielle dérive des capteurs au cours de la période d'acquisition. Pour cela, les données de pression de l'air provenant de VACC_NO ont été moyennées sur deux périodes : entre le 20-Nov-2019 06 :50 :00 et le 20-Nov-2019 08 :29 :31 (avant mise à l'eau des instruments) et entre le 08-Jan-2020 18 :30 :00 et le 09-Jan-2020 10 :30 :00 (après la sortie des instruments de l'eau). Puis, pour chaque capteur OSSI, les moyennes des données de pression enregistrées sur les deux périodes de temps définies précédemment (avant et après mise à l'eau) sont déterminées. Pour chaque capteur, un offset avant mise à l'eau et un après la sortie de l'eau sont calculés en fonction de leur différences avec les moyennes du capteur de référence VACC_NO. Étant donné que les offsets pour chaque capteur étaient identiques sur les deux périodes, il n'y a donc pas eu de dérive. Une seule valeur d'offset par capteur a donc été conservée et ajoutée aux données de pression des OSSI, le résultat obtenu est présenté sur la figure 2.16.

2.2.2 Conversion des données de pression en données de niveau

Les stations du réseau HTM-NET ainsi que celles de la campagne moyen terme de l'étang de Vaccarès sont composées de deux piézomètres : un immergé et l'autre émergé, nous permettant d'obtenir des valeurs de pression dans l'air et dans l'eau. En ce qui concerne les OSSI de la campagne haute-fréquence, la pression dans l'air utilisée provient du capteur émergé de la station VACC_NO de la campagne moyen terme. La différence de la pression dans l'eau et la pression mesurée dans l'air permet d'obtenir, en négligeant la variation de pression dans la colonne d'air, la hauteur de colonne d'eau au dessus de la membrane du capteur de pression immergé ζ_{brut} (équation 2.1).

$$\zeta_{brut} = \frac{\Delta P}{\rho_{eau}g} \quad (2.1)$$

Avec $\Delta P = P_{eau} - P_{air}$ la différence de pression entre le capteur émergé et celui immergé.

La densité de l'eau de mer ρ_{eau} est calculée en utilisant l'équation d'état de l'eau de mer de l'UNESCO [UNESCO, 1979]. La densité de l'eau pure ρ_0 est calculée par l'équation 2.2 puis la densité de l'eau de mer en est déduite grâce à l'équation 2.3.

$$\rho_0 = a_0 + a_1 T_{eau} + a_2 T_{eau}^2 + a_3 T_{eau}^3 + a_4 T_{eau}^4 + a_5 T_{eau}^5 \quad (2.2)$$

Avec :

- T_{eau} la température de l'eau de mer mesurée par le capteur immergé ;
- $a_0 = 999.842594$;
- $a_1 = 6.793952 \times 10^{-2}$;

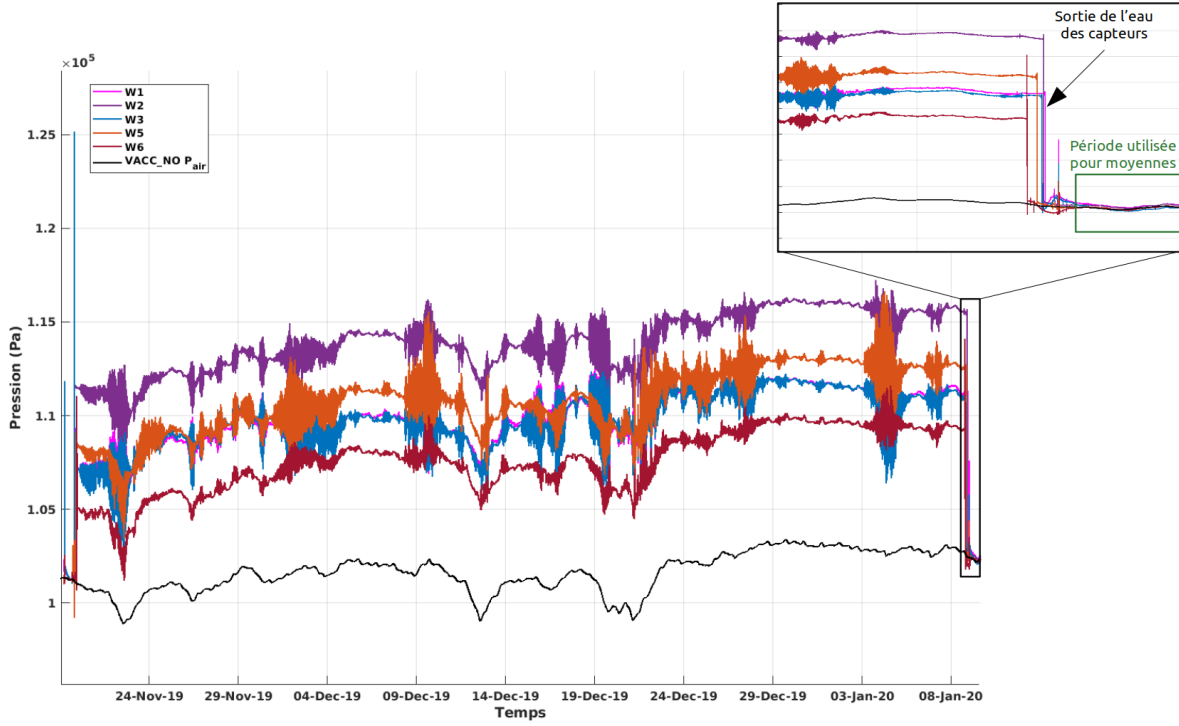


FIGURE 2.16 – Ajustement des valeurs de pression dans l’air des OSSI (avant et après mise à l’eau) avec les valeurs mesurées par le capteur émergé de la station de référence VACC_NO. Un agrandissement permet de voir l’ajustement des pressions à l’air libre après la sortie des OSSI de l’eau.

- $a_2 = -9.09529 \times 10^{-3}$;
- $a_3 = 1.001685 \times 10^{-4}$;
- $a_4 = -1.120083 \times 10^{-6}$;
- $a_5 = 6.536332 \times 10^{-9}$.

$$\rho_{eau} = \rho_0 + (b_0 + b_1 T_{eau} + b_2 T_{eau}^2 + b_3 T_{eau}^3 + b_4 T_{eau}^4) S + (c_0 + c_1 T_{eau} + c_2 T_{eau}^2) S^{\frac{3}{2}} + d_0 S^2 \quad (2.3)$$

Avec :

- S la salinité de l’eau de mer considérée constante (37.5 PSU) ;
- $b_0 = 8.24493 \times 10^{-1}$;
- $b_1 = -4.0899 \times 10^{-3}$;
- $b_2 = 7.6438 \times 10^{-5}$;
- $b_3 = -8.2467 \times 10^{-7}$;
- $b_4 = 5.3875 \times 10^{-9}$;
- $c_0 = -5.72466 \times 10^{-3}$;
- $c_1 = 1.0227 \times 10^{-4}$;
- $c_2 = -1.6546 \times 10^{-6}$;
- $d_0 = 4.8314 \times 10^{-4}$.

Les données de pression de l’eau acquises par tous les capteurs décrits plus haut correspondent à la pression causée par la colonne d’eau au dessus du capteur. Ainsi, ζ_{brut} calculé par l’équation 2.1 correspond à la hauteur de la colonne d’eau au dessus de la membrane du capteur

de pression immergé. Compte tenu de la variabilité naturelle de la salinité des lagons (15 à 45 PSU), l'utilisation d'une salinité constante pour la détermination de la densité de l'eau implique un biais de calcul du niveau d'eau qui reste inférieur à 0.2 cm.

2.2.3 Positionnement des stations

La surface topographique est la surface sur laquelle nous marchons. Afin de déterminer l'altitude de cette surface, il convient de définir au préalable des surfaces d'altitudes constantes correspondant à des équipotentielles de pesanteur. Une de ces surfaces est choisie comme référence de l'altitude : celle qui coïncide avec le niveau moyen de la mer, également appelée géoïde dont l'altitude est nulle. Le géoïde peut être modélisé par une ellipsoïde, ce qui en soit permet une simplification de qualité satisfaisante, puisque l'orientation du champ de pesanteur varie à la surface de la Terre, une ellipsoïde ne se superpose pas rigoureusement avec un géoïde. La forme d'un géoïde est en effet « déformée », à cause de l'inégale répartition des masses à la surface de la Terre et à l'intérieur. La présence d'une chaîne de montagnes, par exemple, crée une déformation de la surface du géoïde. La figure 2.17 représente la surface topographique, le géoïde et l'ellipsoïde. L'altitude H (définie par rapport au géoïde) est déterminée en connaissant la hauteur ellipsoïdale h fournie par le Réseau Géodésique Français 1993 (RGF93) et l'ondulation N qui correspond à la hauteur entre le géoïde et l'ellipsoïde : $H = h - N$.

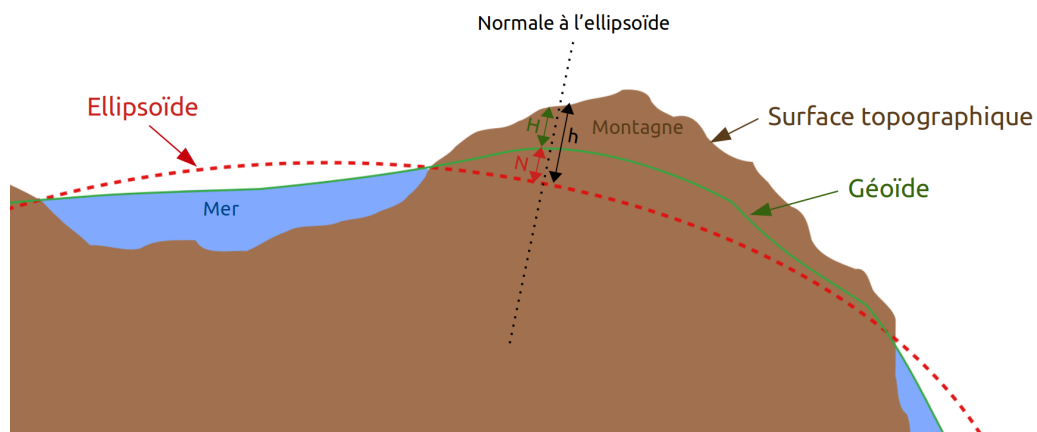


FIGURE 2.17 – Surface topographique, géoïde et ellipsoïde. L'altitude H s'obtient à partir de la hauteur ellipsoïdale h et de l'ondulation N

Positionnement horizontal

Le géoïde précédemment décrit est modélisé par l'ellipsoïde qui est ensuite projeté. Diverses projections existent mais pour les besoins cartographiques, nous utiliserons le RGF93 avec la projection Lambert-93.

Le RGF93 est le système géodésique officiel en France métropolitaine qui matérialise sur le territoire un repère de référence précis tridimensionnel et géocentrique (ayant pour origine le centre de la terre et dont les axes sont parallèles à ceux du référentiel héliocentrique, c'est à dire pointant vers les étoiles éloignées). Il correspond à la traduction française du Système européen de référence terrestre 1989 (ETRS89), lui-même calé sur le Système de référence terrestre international (ITRF), et est associé à l'ellipsoïde IAG GRS 1980 (International Association of Geodesy, Geodetic Reference System 1980). Il a pour méridien origine le méridien international

(ou méridien de Greenwich) et pour projections associées la projection Lambert-93 et les projections CC 9 Zones. L'exactitude horizontale est comprise entre 1 et 2 cm et l'exactitude verticale est comprise entre 2 et 5 cm (par rapport aux systèmes mondiaux). L'expression des coordonnées d'un point dans ce système se fait sous forme de longitudes, latitudes et hauteurs ellipsoïdales. Les besoins de l'information géographique dans son exploitation actuelle requièrent l'utilisation de coordonnées planes issues d'une projection cartographique. Grâce à l'utilisation d'un DGPS RTK Trimble, les coordonnées horizontales des stations du réseau HTM-NET dans l'étang de Berre ainsi que les stations des deux campagnes expérimentales dans l'étang de Vaccarès ont été déterminées par méthode indirecte selon la projection Lambert 93 du système RGF93. Le DGPS (Differential Global Positioning System) est une amélioration des techniques du GPS (Global Positioning System). Le DGPS utilise deux stations de réception au sol situées à quelques kilomètres l'une de l'autre. Une station de référence est fixe et acquiert en continu le signal des satellites. Une station mobile est positionnée sur les points à mesurer pendant quelques secondes. Le principe de la mesure postule que les erreurs de positionnement des deux stations sont identiques du fait de leur proximité. De ce fait, la précision du positionnement de la station mobile par rapport à la station fixe est bien meilleure que la précision absolue du GPS et peut atteindre le centimètre. Connaissant la position de la station de référence, il est aisé d'en déduire la position de la station fixe. La position de la station de référence peut être calculée par post-traitement avec une précision centimétrique si la durée d'acquisition dépasse les 3h.

Nous utilisons ici un DGPS RTK (Real Time Kinematic), une amélioration du DGPS, qui fonctionne selon le même principe mais le RTK travaille sur la porteuse du signal et non la phase, permettant une amélioration de la précision.

La figure 2.18 est un exemple du positionnement d'une station de mesure de niveau utilisée pour la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès. Une station de référence fixe du DGPS est installée à l'est de l'étang et communique par radio avec la station mobile qui est placée sur les stations de mesure.

En ce qui concerne le positionnement horizontal des stations du réseau HTM-NET dans la Rade de Toulon, il a été réalisé à l'aide d'un GPS de téléphone portable.

Positionnement vertical

Nivellement Général de la France (NGF)

Dans le système international des unités, les altitudes sont exprimées en fonction du niveau moyen de la mer. Il a donc été défini une altitude normale selon le Nivellement Général de la France (NGF).

Le NGF constitue un réseau de repères altimétriques disséminés sur le territoire français métropolitain continental, ainsi qu'en Corse, dont l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN) a aujourd'hui la charge. Ce réseau est actuellement le réseau de nivellement officiel en France métropolitaine. Le zéro du NGF (également appelé "point zéro") se trouve à 1.661 m sous le repère fondamental situé dans le local du marégraphe de Marseille.

Méthode de positionnement vertical

Afin d'obtenir des niveaux d'eau selon le NGF, le positionnement vertical des capteurs de pression immergés a été réalisé grâce à l'utilisation d'un DGPS RTK Trimble, en même temps que le positionnement horizontal décrit dans la section 2.2.3. Cette méthode de positionnement vertical a été réalisée pour les stations du réseau HTM-NET situées dans l'étang de Berre, et

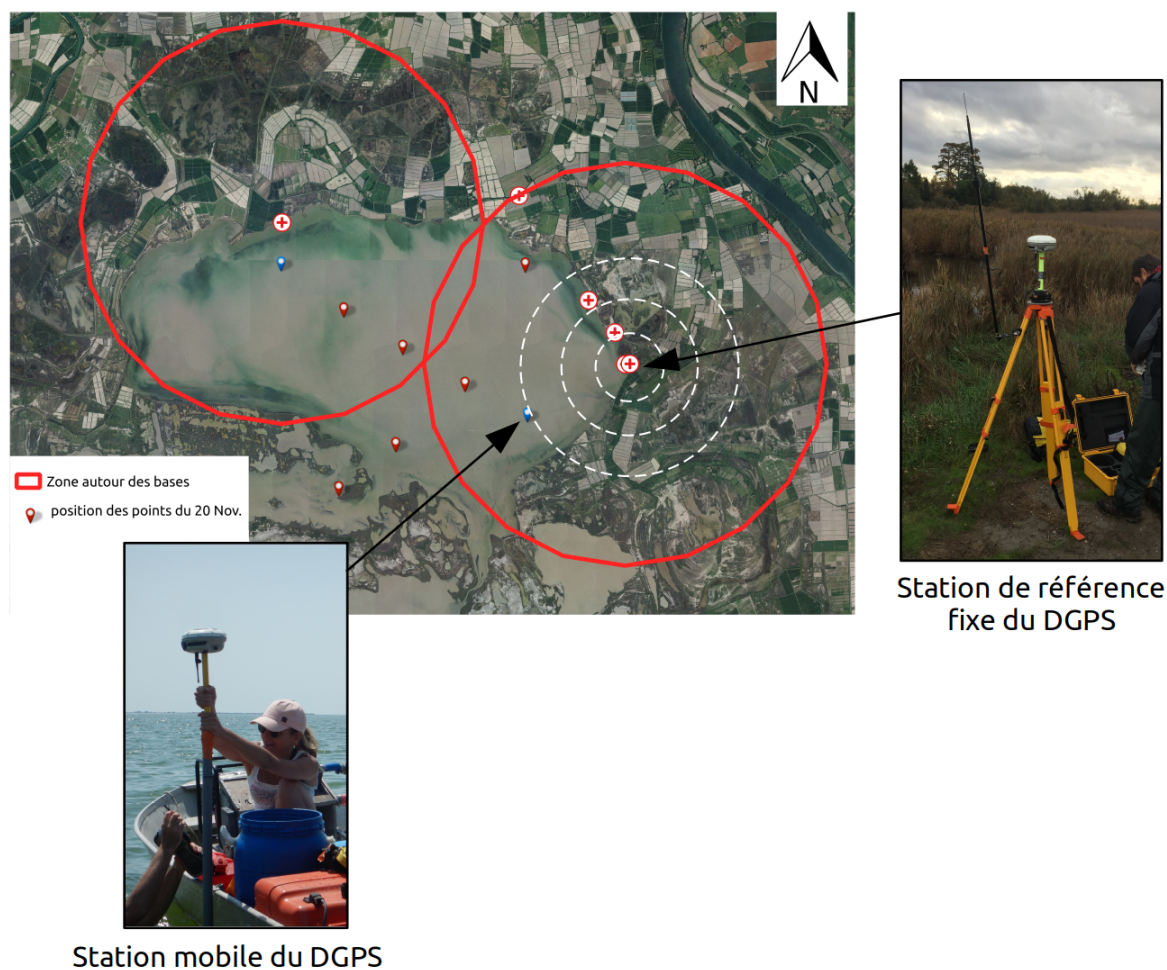


FIGURE 2.18 – Positionnement des stations grâce à un DGPS, exemple d’une station dans l’étang de Vaccarès. Une station de référence fixe transmet un signal radio à la station mobile qui est placée au niveau de la station installée sur site. Les cercles rouges sont les zones de portée des stations de référence fixes, il a donc fallu installer deux stations de référence de part et d’autre pour couvrir la totalité des stations installées sur l’étang.

pour les stations des deux campagnes expérimentales dans l’étang de Vaccarès. Pour réaliser le positionnement vertical de la membrane des capteurs de pression, la station mobile du DGPS est fixée à une perche de longueur connue. La perche est ensuite posée sur un point de référence, lui même déterminé en fonction des conditions sur site (figure 2.19) :

- Stations HTM-NET de l’étang de Berre : la perche a été placée sur le socle de fixation de la station sur le ponton (figure 2.19.A).
- Stations de la campagne moyen terme dans l’étang de Vaccarès : la perche a été placée sur l’extrémité émergée du tube en PVC de la station de mesure (figure 2.19.B).
- Stations de la campagne haute-fréquence dans l’étang de Vaccarès : la perche (plus longue cette fois) a été placée sur la partie supérieure de l’OSSI (figure 2.19.C).

Connaissant la hauteur de colonne d’eau au dessus du capteur de pression (ζ_{brut}), la longueur de la perche (l_{perche}) et la distance entre le point de référence sur lequel prend appuie la perche et la membrane du capteur de pression (L), il est possible d’en déduire l’altitude de la surface de

l'eau selon le référentiel NGF (ζ en mNGF). Le post-traitement a été effectué à l'aide du logiciel Bernesse GNSS [Dach et al., 2015] avec les données du réseau géodésique permanent (RGP) de l'IGN. L'erreur du positionnement vertical pour nos stations est d'environ 2 cm.

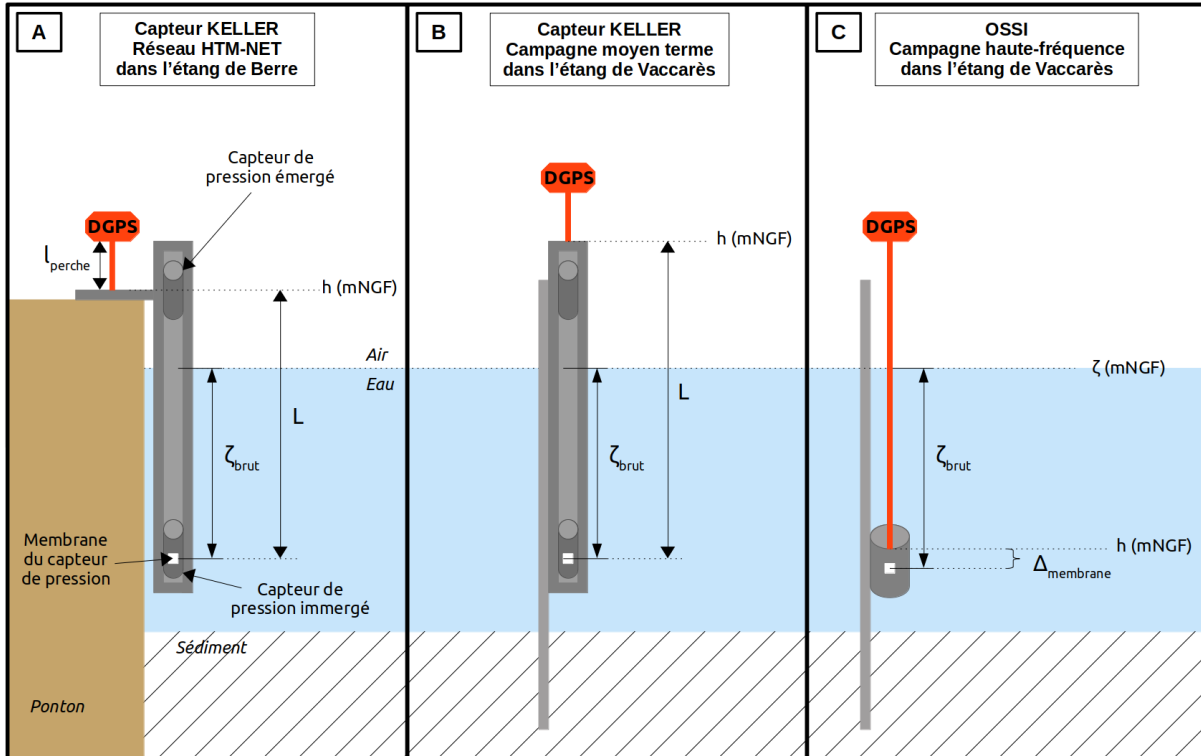


FIGURE 2.19 – Méthode de positionnement vertical d'un capteur de pression immergé et détermination du niveau d'eau en mNGF (ζ)

Une fois que les données de pression dans l'eau ont été converties en hauteur d'eau et positionnées en mNGF, un contrôle qualité a permis de détecter des anomalies correspondant à des erreurs de mesure. Pour les jeux de données provenant de chaque station, des limites minimales et maximales de niveaux ont été définies et les données comprises en dehors de ces limites ont été supprimées. Cela correspondait en règle générale à des pics isolés ne contenant que quelques données.

Cas particulier des stations HTM-NET dans la Rade de Toulon

Les stations HTM-NET utilisées dans la Rade de Toulon n'ont pas encore été positionnées verticalement. Pour cette raison, nous avons utilisé une autre méthode de positionnement basée sur la comparaison des données de niveaux avec celles des données du marégraphe de Toulon du SHOM, qui est positionné selon le NGF. Un offset entre les données du marégraphe et les données des stations HTM-NET a été déterminé par conditions de vent calme ($< 5 \text{ m/s}$). Une difficulté supplémentaire a été rencontrée ici du fait que lors des opérations de maintenance des stations, les capteurs de pressions immergés n'ont pas systématiquement été replacés à la même position, nécessitant un calcul de plusieurs offsets au cours du temps, après chaque maintenance. Une fois ces offsets déterminés, ils ont permis de corriger les données de niveaux et d'obtenir la hauteur d'eau selon le NGF.

2.2.4 Traitements des données des stations de la campagne haute fréquence dans l'étang de Vaccarès

Correction des offsets avec la station de référence VACC_NO de la station moyen terme dans l'étang de Vaccarès pour des vents de faible vitesse

En ce qui concerne les stations de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès, des corrections ont été réalisées après le positionnement vertical. Dans un premier temps, les niveaux d'eau dont la fréquence d'échantillonnage est de 5 Hz ont été interpolés pour créer deux nouveaux jeux de données dont les périodes d'échantillonnage choisies sont 1 h et 2 min. Le capteur de référence VACC_NO de la campagne moyen terme a été également interpolé pour obtenir une période d'échantillonnage de 1h. Ce nouveau jeu de données de référence échantillonné à 1h a ensuite été utilisé pour déterminer des offsets entre les niveaux positionnés verticalement selon le NGF de ce dernier et les niveaux des OSSI également échantillonnés à 1h, après le positionnement vertical. La figure 2.20 représente les niveaux des stations OSSI et du capteur de référence VACC_NO ainsi que les offsets en fonction du temps et les vitesses du vent provenant de la station météorologique de la Tour-du-Valat.

Le but de cette méthode est de vérifier que les offsets sont nuls lorsque le vent est très faible ($< 5 \text{ m/s}$). Pour cela, nous représentons les offsets en fonction de la vitesse du vent ($< 5 \text{ m/s}$) de la station météorologique Tour-du-Valat, comme présenté figure 2.21. On remarque que les offsets ne sont pas nuls pour les vents de faible intensité. Les offsets calculés pour chaque station sont les suivants :

- $\text{offset_W2} = 0.050$;
- $\text{offset_W6} = 0.047$;
- $\text{offset_W4} = 0.133$;
- $\text{offset_W5} = 0.048$;
- $\text{offset_W3} = 0.057$;
- $\text{offset_W1} = 0.050$;

Les offsets sont soustraits à l'ensemble des données de niveaux pour chaque station. Nous obtenons ainsi les nouvelles hauteurs d'eau ζ en mNGF. Les données obtenues suite à ce recalage sont présentées par la figure 2.22. On remarque que lorsque la vitesse du vent est faible, les niveaux d'eau des capteurs OSSI sont similaires à ceux du capteur de référence VACC_NO.

Corrections de la dépendance de certains capteurs entre le niveau d'eau et la température de l'eau

Sur la figure 2.20, on observe que pendant deux périodes de la campagne (du 23 novembre au 2 décembre 2019 et du 15 décembre au 27 décembre 2019), les offsets des stations W3 et W1 sont plus importants, sans lien avec la vitesse du vent. La figure 2.23 représente les offsets des OSSI par rapport à VACC_NO en fonction de la température de l'eau mesurée par VACC_NO. On remarque que les mesures des niveaux des deux stations W1 et W3 sont dépendantes de la température, ce qui est anormal. On constate cependant que cette dépendance est linéaire, autorisant à réaliser une régression linéaire. Les relations entre les offsets et la température de l'eau sont de la forme : $\text{offset} = a \times T_{\text{eau}} + b$ avec a la pente et b l'ordonnée à l'origine. Les droites de régression linéaire pour les deux stations sont également présentées sur la figure 2.23. Les coefficients obtenus pour les deux stations sont présentés dans le tableau 2.9, ainsi que les valeurs des coefficients de détermination linéaire R^2 .

Les niveaux d'eau des stations W1 et W3 sont donc corrigés en fonction de la température de l'eau grâce aux deux relations linéaires précédemment déterminées. Cela est réalisé sur les

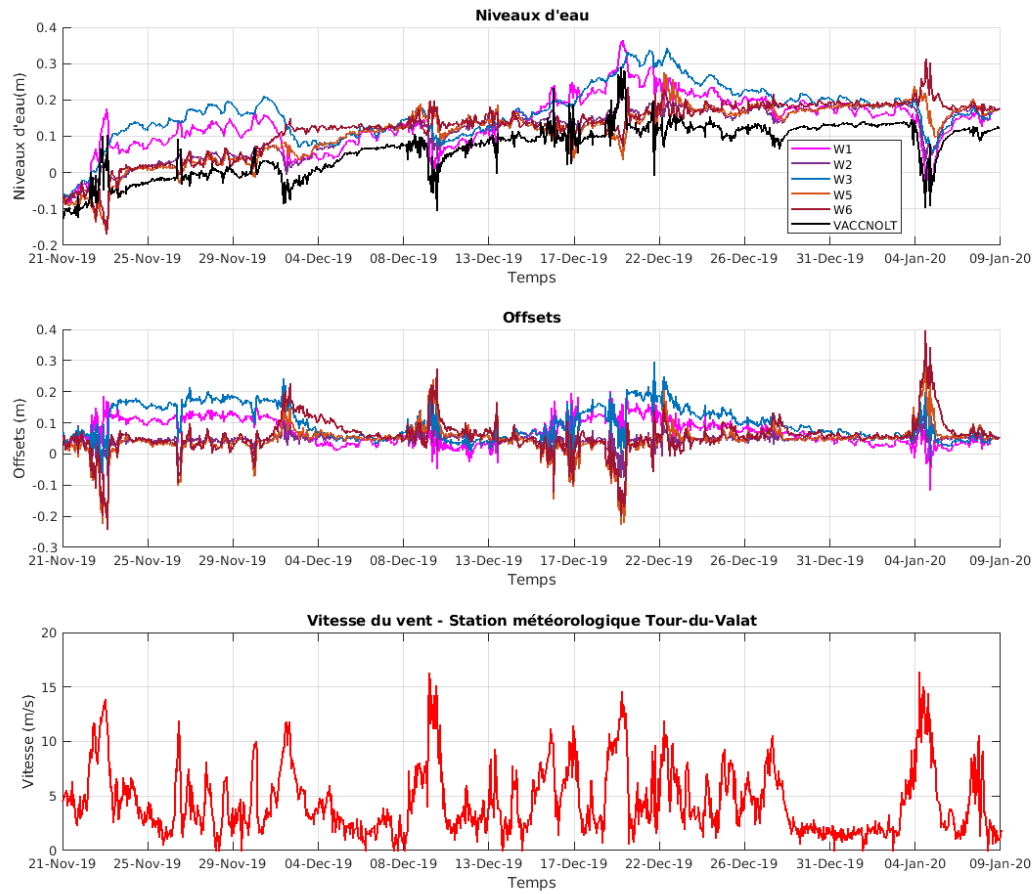


FIGURE 2.20 – Comparaison des niveaux d’eau provenant des stations de la campagne haute-fréquence et ceux du capteur de référence VACC_NO. Offsets en fonction du temps et vitesses du vent de la station météorologique de la Tour-du-Valat

Station	a (m/°C)	b (m)	R ²
W1	0.01727	-0.08244	0.97
W3	0.02309	-0.10559	0.98

TABLEAU 2.9 – Coefficients de régression linéaire (a et b) et coefficients de détermination linéaires (R^2) entre l’offset et la température de l’eau des stations W1 et W3

données à 5 Hz, interpolées à 1h et interpolées à 2min. Les niveaux interpolés sur 1h corrigés de cette anomalie sont présentés figure 2.24.

2.3 Analyse du basculement

L’analyse du basculement de la surface de l’eau induite par le vent repose sur l’équation 1.10 présentée dans partie II section 1.2 qui reflète l’équilibre local, moyenné en profondeur, entre la

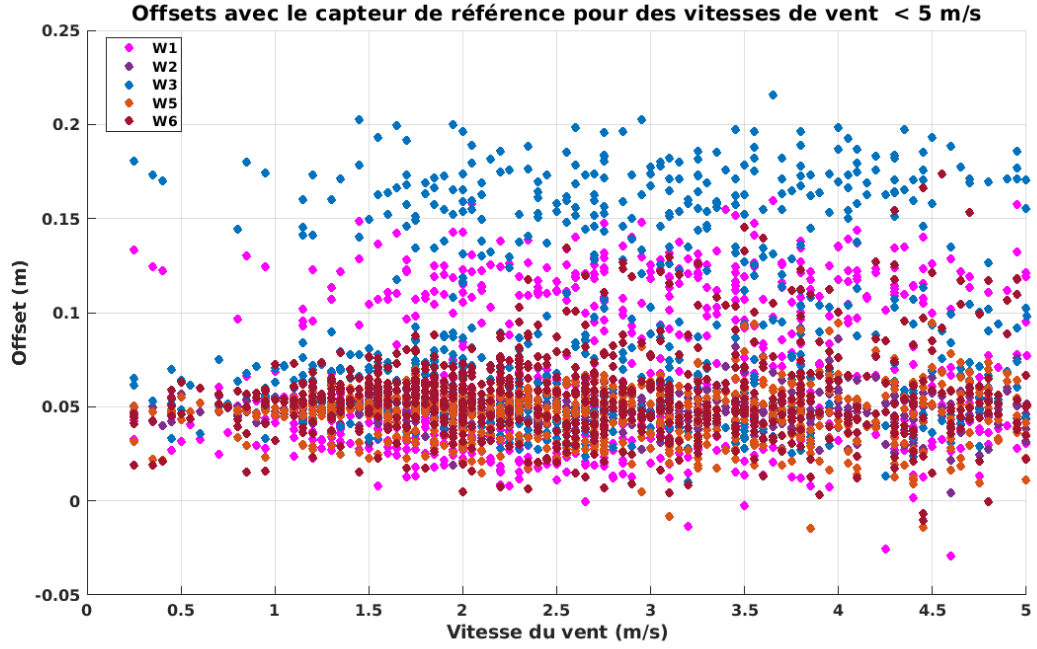


FIGURE 2.21 – Offsets entre les niveaux des capteurs OSSI et du capteur de référence VACC_NO en fonction de la vitesse du vent (< 5 m/s) de la station météorologique de la Tour-du-Valat

penne de la surface et la contrainte du vent. Cette équation suggère que le basculement devrait augmenter avec l’augmentation de la longueur du bassin, l’augmentation de la vitesse du vent et la diminution de la profondeur de l’eau.

2.3.1 Détermination du basculement

Pour étudier le basculement de la surface libre, nous disposons de données de niveau d’eau. L’analyse du basculement est optimale si les stations sont disposées selon un axe similaire à celui des vents dominants. Dans nos trois sites d’étude, cela a été réalisé selon les contraintes morphologiques. Dans tous les cas, il existe au moins une station située au nord-ouest du bassin et une au sud-est. Les niveaux d’eau ζ ont été moyennés sur 3h pour chaque station : la station sud-est (ζ_{SE}) et à la station nord-ouest (ζ_{NO}). La fenêtre temporelle de 3 heures de moyenne a été choisie comme un compromis pour être suffisamment petite pour résoudre l’échelle de temps typique des événements de vent bien établis, mais suffisamment longue pour éliminer les variations de niveau d’eau causées par les seiches. Les stations utilisées pour déterminer les basculements sont celles du réseau HTM-NET dans la Rade de Toulon et l’étang de Berre, et les stations de la campagne moyen-terme dans l’étang de Vaccarès. Les basculements de la surface de l’eau induits par le vent sont étudiés sur les trois sites en utilisant la même méthode. Le basculement de la surface libre $\Delta\zeta$ est défini comme la différence entre ζ_{SE} et ζ_{NO} (équation 2.4).

$$\Delta\zeta = \zeta_{SE} - \zeta_{NO} \quad (2.4)$$

La convention de signe est donc que si le niveau d’eau nord-ouest est plus bas que le niveau sud-est, le basculement de la surface libre sera positive, ce qui théoriquement devrait correspondre

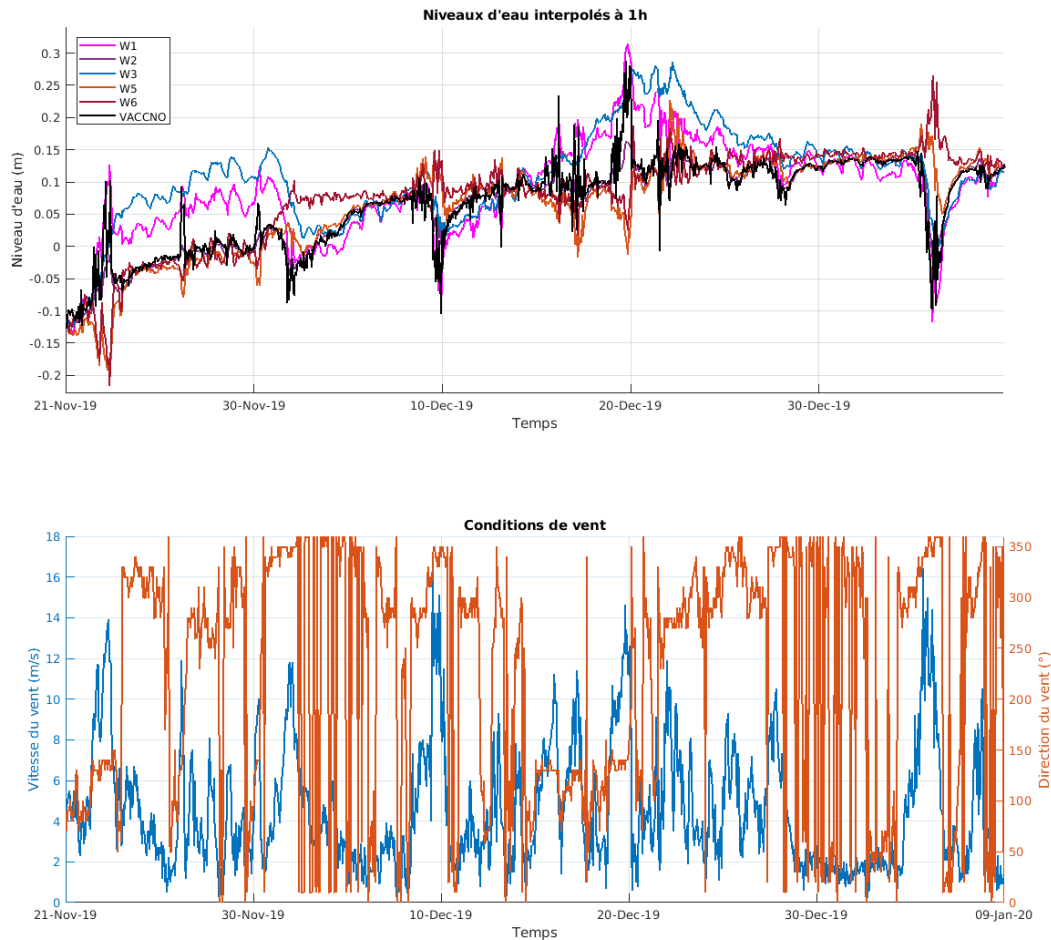


FIGURE 2.22 – Comparaison des niveaux d'eau des OSSIs avec le niveau d'eau de référence de VACC_NO et conditions de vent provenant de la station météorologique Tour-du-Valat

à des événements de vent de nord-ouest (mistral). Et inversement, un basculement négatif correspondrait à un événement de vent de sud-est.

Selon cette approche, qui est adoptée, seuls deux points de mesure sont nécessaires pour caractériser l'inclinaison de la surface et analyser sa dépendance aux caractéristiques du vent et aux paramètres du bassin.

Il est à noter que lors de cette étape, bien que les capteurs aient été calibrés avant, il a été observé des basculements non nuls en absence de vent, c'est à dire lorsque la vitesse effective du vent V_e est comprise entre -5 et 5 m/s. Les décalages par rapport à zéro des basculements pour des vitesses effectives comprises entre -5 et 5 m/s ont été déterminés. Ces décalages ont ensuite permis de corriger les basculements, en accord avec l'hypothèse d'un niveau uniforme en l'absence de vent.

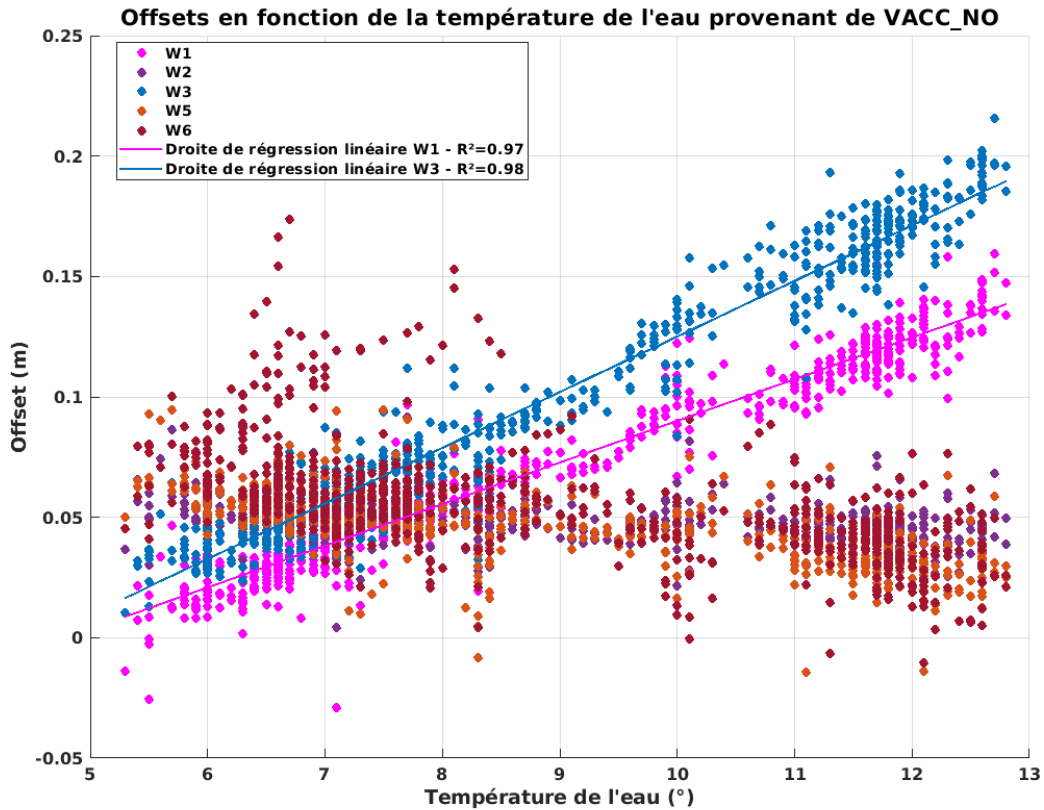


FIGURE 2.23 – Offsets des OSSI par rapport à VACC_NO en fonction de la température de l'eau mesurée par VACC_NO

2.3.2 Détermination de la pente de surface libre

Une simplification courante consiste à supposer un vent spatialement uniforme sur le bassin considéré, ce qui conduit à une contrainte constante sur la surface de l'eau, en supposant un effet des vagues uniforme dans l'espace. De plus, nous faisons l'hypothèse d'une bathymétrie uniforme, dont le biais sera discuté dans la section 2.3.5. Ainsi, la déformation de la surface libre est assimilée à une pente linéaire S , simplement calculée en pratique à partir de la différence de niveaux d'eau $\Delta\zeta$ entre deux points de mesure distincts séparés par une distance L (équation 2.5).

$$S = \frac{\partial\zeta}{\partial x} = \frac{\Delta\zeta}{L} \quad (2.5)$$

Où L est la longueur du bassin (m) dans la direction du vent, c'est-à-dire le fetch, et $\Delta\zeta$ l'inclinaison de la surface (m).

La pente de la surface libre est sans dimension mais, par la suite, elle sera exprimée dans ce qui suit en cm (vertical) par km (horizontal). La distance L est définie comme la distance entre les stations, selon les axes de référence déjà définis dans la section 1.3 pour le calcul de la vitesse projetée du vent.

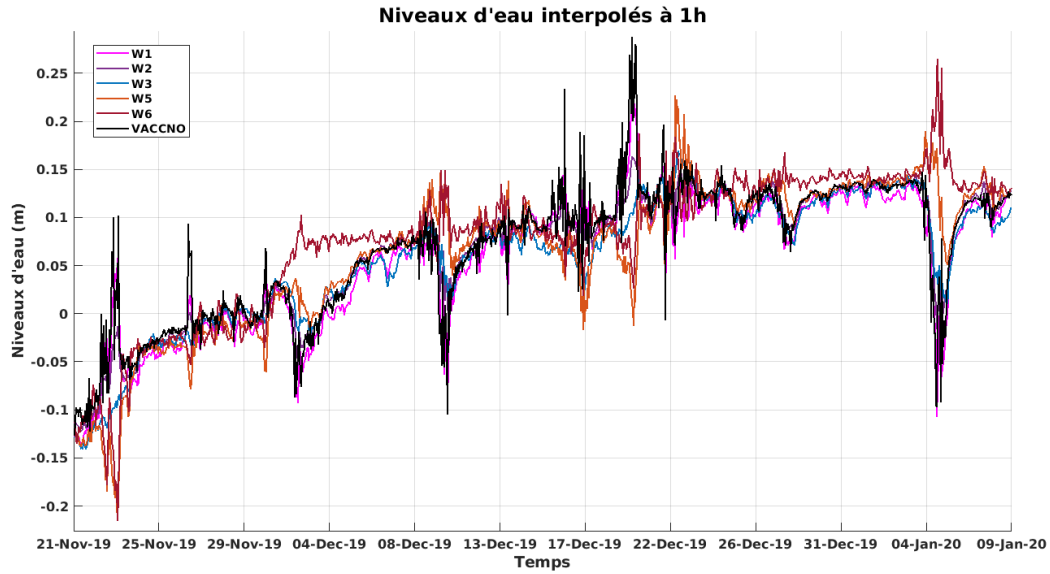


FIGURE 2.24 – Niveaux d'eau moyennés sur 1h corrigés de la dépendance de la température de l'eau

2.3.3 Caractérisation d'un coefficient de frottement constant

L'approche la plus simple utilisée dans l'analyse suivante consiste à considérer une valeur constante de C_D sur chaque site. On peut déduire en combinant les équations 2.5 (section 2.3.2) et 1.10 (Partie II, chapitre 1, section 1.2), une dépendance linéaire simple entre S et $\frac{V_e^2}{h}$ comme présenté par l'équation 2.6.

$$S = \alpha \frac{V_e^2}{h} \quad (2.6)$$

Le coefficient de frottement C_D peut être déduit du coefficient de régression α (équation 2.7).

$$C_D = \alpha g \frac{\rho_{eau}}{\rho_{air}} \quad (2.7)$$

Comme mentionné dans la section 2.3.2, la profondeur moyenne de l'eau h est supposée être uniforme dans l'espace mais peut varier dans le temps sous l'influence d'une série de forçages. Ainsi, h est défini comme la profondeur moyenne le long du transect dans l'axe de référence du bassin. Une profondeur d'eau variable dans le temps h est déterminée toutes les 3h, en soustrayant l'élévation du fond qui est fixe de l'élévation de la surface libre moyenne dans l'espace mais variable dans le temps : $\langle \zeta \rangle = \frac{\zeta_{SE} + \zeta_{NW}}{2}$.

2.3.4 Prédiction des pentes de la surface libre

La détermination d'un coefficient de frottement permet de prédire des pentes de la surface libre théoriques grâce à l'équation 1.10. Ainsi, les pentes sont déterminées en fonction de la vitesse effective du vent, pour chaque axe de référence dans chaque site. Afin de comparer les pentes observées avec celles théoriques, deux indicateurs sont utilisés : l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'indice d'accord (IA) proposé par [Willmott, 1981].

RMSE

Le RMSE est l'écart-type des erreurs de prédiction. Il est fréquemment utilisé pour évaluer les différences entre des valeurs observées et des valeurs prédites. Il s'agit d'une mesure permettant de déterminer la proximité des points de données avec une ligne ajustée. Plus le RMSE est bas, meilleure est la prédiction. Il est mesuré comme présenté par l'équation 2.8, avec $\langle . \rangle$ la moyenne.

$$RMSE = \sqrt{\langle (m - o)^2 \rangle} \quad (2.8)$$

Où m est la donnée simulée et o la donnée mesurée sur site. La racine carrée utilisée dans le calcul du RMSE a pour objectif de revenir à une unité de valeur identique à celle de la variable comparée.

IA

L'IA proposé par [Willmott, 1981] est un index sans dimension compris entre 0 et 1. Un IA de 1 indique que les prédictions correspondent parfaitement aux observations. Ainsi, plus l'IA est proche de 0, plus la différence entre la prédiction et les observations est grande. L'équation 2.9 permet de déterminer l'IA avec $|\cdot|$ le module.

$$IA = 1 - \frac{\langle (m - o)^2 \rangle}{\langle (|m - \langle o \rangle| + |o - \langle o \rangle|)^2 \rangle} \quad (2.9)$$

2.3.5 Biais de la méthode

Erreurs provoquées par un déphasage du signal de marée

L'analyse du basculement étant basée sur la différence de niveaux entre deux stations, un déphasage du signal de marée peut induire des erreurs. Dans l'étang de Vaccarès, l'absence de marée exclut ce type d'erreur, de plus, dans la Rade de Toulon, la marée est synchrone dans tout le bassin. En revanche, dans l'étang de Berre le signal de marée est déphasé entre les stations de Saint-Chamas et du Jaï. Un décalage de la phase de la marée Δt de 40 min est observé entre les deux stations. La différence de hauteur d'eau provoquée par le déphasage de marée à un instant donné entre les deux stations Δh peut être déterminé grâce à l'équation 2.10.

$$\Delta h = a \sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right) - a \sin\left(\frac{2\pi t}{T} + \frac{2\pi \Delta t}{T}\right) \quad (2.10)$$

Avec a l'amplitude de la marée et T sa période.

Si on se place à l'instant $t = 0$, Δh est déterminé par l'équation 2.11.

$$\Delta h = -a \sin\left(\frac{2\pi \Delta t}{T}\right) \quad (2.11)$$

Une valeur d'amplitude de 5 cm a été sélectionnée et pour la marée semi-diurne ($T = 12h$) et diurne ($T = 24h$), des différences de hauteur de 1.71 cm et 0.87 cm sont obtenues respectivement.

Sensibilité de l'estimation d'un C_D constant face aux variations bathymétriques

L'utilisation d'une profondeur d'eau uniforme sur l'ensemble du bassin peut impacter la détermination d'un coefficient de frottement constant, détaillé dans la section 2.3.3. Pour avoir une idée de l'impact de ce facteur sur la détermination du coefficient C_D , il convient de comparer

le résultat obtenu lors de l'utilisation d'une bathymétrie constante, avec celui obtenu dans le cas d'un fond plat de pente linéaire.

En intégrant l'équation 1.10 (Partie II, chapitre 1) le long de l'axe x entre les limites du bassin $X = 0$ et $X = L$, en supposant un forçage de vent constant et un C_D uniforme, sur le profil bathymétrique variable, on obtient l'équation 2.12.

$$\int_0^L \frac{\partial \zeta}{\partial x} dx = \frac{\rho_a C_D V^2}{\rho_w g} \int_0^L \frac{1}{h(x)} dx \quad (2.12)$$

La différence entre les niveaux d'eau aux deux frontières $\Delta \zeta = \zeta_{x=L} - \zeta_{x=0}$ est définie par $\Delta \zeta$ et l'équation 2.13 peut être écrite.

$$\Delta \zeta = \frac{\rho_a C_D V^2}{\rho_w g} \int_0^L \frac{1}{h(x)} dx \quad (2.13)$$

Si le fond est plat et horizontal à la profondeur h , on retrouve la formulation standard comme présentée par l'équation 2.14.

$$\Delta \zeta = \frac{\rho_a C_D V^2 L}{\rho_w g h} \quad (2.14)$$

En supposant une évolution linéaire générique de l'élévation du fond telle que $h(x) = ax + b$ et que la longueur du bassin L , $a(aL + b)$ et b sont positifs, le terme d'intégration de la profondeur est alors défini par l'équation 2.15.

$$\int_0^L \frac{1}{h(x)} dx = \int_0^L \frac{1}{ax + b} dx = \frac{\ln(|aL + b|)}{a} - \frac{\ln(|b|)}{a} \quad (2.15)$$

Si l'évolution linéaire du fond correspond à un déplacement de Δh autour de la profondeur moyenne h , la profondeur peut s'écrire $h(x) = \frac{\Delta h}{L}x + h - \frac{\Delta h}{2}$, et les équations 2.16, 2.17 et 2.18 en sont déduites.

$$\int_0^L \frac{1}{h(x)} dx = \frac{\ln(|\frac{\Delta h}{L}L + h - \frac{\Delta h}{2}|)}{\frac{\Delta h}{L}} - \frac{\ln(|h - \frac{\Delta h}{2}|)}{\frac{\Delta h}{L}} \quad (2.16)$$

$$= \frac{\ln(|h + \frac{\Delta h}{2}|)}{\frac{\Delta h}{L}} - \frac{\ln(|h - \frac{\Delta h}{2}|)}{\frac{\Delta h}{L}} \quad (2.17)$$

$$= \frac{L}{\Delta h} \ln \frac{|h + \frac{\Delta h}{2}|}{|h - \frac{\Delta h}{2}|} \quad (2.18)$$

Pour une mesure donnée de $\Delta \zeta$, le rapport entre le C_D calculé en supposant un fond horizontal plat (C_D^m) et le C_D calculé en supposant un fond linéaire en pente (C_D^l) est présenté par l'équation 2.19

$$\frac{C_D^m}{C_D^l} = \frac{\frac{L}{h}}{\frac{L}{\Delta h} \ln \frac{|h + \frac{\Delta h}{2}|}{|h - \frac{\Delta h}{2}|}} = \frac{\frac{\Delta h}{h}}{\ln \frac{|h + \frac{\Delta h}{2}|}{|h - \frac{\Delta h}{2}|}} \quad (2.19)$$

En utilisant les valeurs typiques de L , h et Δh pour chaque site, le rapport $\frac{C_D^m}{C_D^l}$ est calculé, permettant d'obtenir l'erreur dans la détermination de C_D par rapport aux calculs effectués en supposant un fond de pente linéaire, comme présenté par le tableau 2.10.

Site	L (km)	h (m)	Δh (m)	$\frac{C_D^m}{C_D^l}$ (%)	Erreur (%)
Étang de Vaccarès	7.5	1.8	0.5	99.35	0.65
Étang de Berre	18	6	3	97.88	2.12
Rade de Toulon	12	25	20	94.42	5.58

TABLEAU 2.10 – Valeurs typiques de L , h et Δh , rapport $\frac{C_D^m}{C_D^l}$ et erreur dans la détermination de C_D par rapport aux calculs effectués en supposant un fond de pente linéaire pour les trois sites d'étude

2.4 Analyse des seiches

2.4.1 Détermination des fréquences de seiches par analyse spectrale

Analyse spectrale : définition

L'analyse spectrale consiste à tracer le spectre d'un signal et donc à identifier chacune de ses composantes fréquentielles et leur importance (quantité d'énergie) respective [Oppenheim and Schafer, 1975]. Cette analyse suppose que les séries temporelles représentent des processus aléatoires stationnaires. L'analyse spectrale de séries temporelles de niveaux d'eau est donc applicable à l'étude des seiches.

Cette analyse se base donc sur le fait que l'évolution temporelle de la surface libre est supposée être représentée par une superposition d'ondes sinusoïdales de faible cambrure, d'amplitudes, de phases et de directions différentes, toutes de la forme : $\eta(t) = a \cos(\omega t + \varphi)$. Avec φ le déphasage entre le signal et l'origine des temps (en rad), défini par $\varphi = \frac{-2\pi t_0}{T}$.

La transformée de Fourier permet de décomposer un signal périodique sous la forme d'une somme infinie de signaux sinusoïdaux, appelés harmoniques. La décomposition d'un signal en séries de Fourier peut être représentée par l'équation 2.20. Lorsqu'une fonction représente un phénomène physique, la transformée de Fourier d'un signal permet d'obtenir son spectre.

$$F(t) = a_0 + a_1 \cos\left(\frac{2\pi}{T_1}t + \varphi_1\right) + a_2 \cos\left(\frac{2\pi}{T_2}t + \varphi_2\right) + \dots \quad (2.20)$$

Nous utiliserons ici la transformation de Fourier discrète (DFT) présentée par l'équation 2.21 et fournie par la fonction FFT sur Matlab.

$$DFT(m) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x(n) \exp[-2\pi i(m-1)(n-1)]/N \quad (2.21)$$

Où N est le nombre de mesures.

En traitement du signal, le théorème de Nyquist-Shannon [Shannon, 1949], également connu sous le nom de théorème d'échantillonnage, énonce que la représentation discrète d'un signal exige des échantillons régulièrement espacés à une fréquence d'échantillonnage f_e supérieure au double de la fréquence maximale présente dans ce signal. En pratique, on considère que 5 données par période est un minimum, l'idéal étant 10 points de données.

La résolution spectrale, qui correspond à la capacité à mesurer deux fréquences distinctes contenues dans un signal, est définie par l'équation 2.22. Ainsi, plus la durée d'enregistrement du signal est long et plus la période d'échantillonnage est grande, meilleure est la résolution fréquentielle.

$$df = \frac{f_e}{N-1} \quad (2.22)$$

Le spectre alors obtenu est symétrique, il convient de ne s'intéresser qu'aux $\frac{N}{2}$ premiers points de la DFT. Pour cela, une normalisation est nécessaire, présentée par l'équation 2.23.

$$A = \frac{DFT(m)}{\frac{N}{2}} \quad (2.23)$$

Avec A les amplitudes normalisées de Fourier.

L'énergie (également appelée densité spectrale d'énergie, variance spectrale, densité spectrale de puissance, etc.) est ensuite calculée grâce à l'équation 2.24 pour m compris entre 1 et $\frac{N}{2}$.

$$E \left(\frac{(m-1)2f_n}{N} \right) = \frac{A_f^2}{2df} \quad (2.24)$$

Grâce à la DFT, il est ensuite possible de représenter graphiquement le spectre d'un signal : l'énergie E ou l'amplitude A en fonction de la fréquence f . Les pics de ce spectre permettent de mettre en évidence les harmoniques qui composent le signal étudié.

Application de la DFT à l'analyse des seiches dans nos sites d'étude

Pour cette analyse, nous utilisons les données de niveau d'eau des stations HTM-NET pour l'étang de Berre et la Rade de Toulon et les données de la campagne moyen terme dans l'étang de Vaccarès. L'échantillonnage des données est conservé pour cette analyse, mais ces dernières ont été interpolées. De plus, la moyenne de chaque jeu de données a été retirée à chaque donnée de niveau d'eau pour chaque station. Pour que le théorème de Nyquist-Shannon soit respecté, les périodes de seiches minimales observables dans nos trois sites d'étude, du fait de la période d'échantillonnage, sont :

- Étang de Vaccarès dont $T_e = 10$ min : périodes minimales de seiches observables de 20 min.
- Étang de Berre et Rade de Toulon dont $T_e = 2$ min : périodes minimales de 4 min.

Dans un premier temps, la moyenne du niveau d'eau à chaque station a été soustrait à l'ensemble du jeu de données, puis les données ont été interpolées (à 2 min pour les données dans la Rade de Toulon et l'étang de Berre et 10 min pour l'étang de Vaccarès) afin de combler les éventuels trous dans les données. Concernant les périodes sans données, il a été décidé d'attribuer des niveaux d'eau égaux à 0. Enfin, une DFT a été réalisée sur chaque jeu de données, ce qui a permis de déterminer des pics d'énergie correspondants à des événements de seiches. Les fréquences associées aux pics (seiches) ont été déterminées. Cependant, les seiches se produisent sur un intervalle de temps de quelques heures à quelques jours, les amplitudes ou énergies déterminées par la DFT sur tout le jeu de données sont donc moyennées et par conséquent sont potentiellement sous-estimées par rapport aux amplitudes maximales observables.

Ainsi, par cette méthode, les périodes pic T_{pic} des seiches ont pu être déterminées, ainsi que les périodes minimales T_{min} et maximales T_{max} délimitant les pics.

2.4.2 Évolution temporelle des seiches

Étant donné que les seiches sont des oscillations transitoires, leur amplitude varie dans le temps. Afin de suivre leur évolution temporelle, nous avons choisi de calculer des hauteurs significatives de seiches. Pour cela, des DFT sont réalisées sur des fenêtres glissantes de 12h, toutes les

3h. Pour chaque DFT réalisée, la hauteur significative de chaque seiche $H_{s_seiches}$ est calculée selon la formule 2.25.

$$H_{s_seiches} = 4 \sqrt{\int_{f_{min}}^{f_{max}} E df} \quad (2.25)$$

Avec $f_{min} = \frac{1}{T_{max}}$ et $f_{max} = \frac{1}{T_{min}}$, T_{max} et T_{min} étant les périodes maximales et minimales délimitant les pics des seiches, déterminées selon la méthode présentée en section 2.4.1.

Ainsi, nous obtenons une hauteur significative pour chaque seiche, à chaque station, toutes les 3h.

L'utilisation de hauteurs significative a été privilégiée car la période d'une seiche sur un site réel peut subir des variations dues aux modifications de la profondeur, ou d'autres processus liés par exemple à des légères fluctuations de l'axe principal de l'oscillation. Cette méthode permet uniquement de déterminer des évènements pendant lesquelles des seiches sont présentes dans les sites d'étude. Les valeurs de $H_{s_seiches}$ calculées ne seront pas pas exploitées plus en détail par la suite.

2.5 Analyse des vagues

Les vagues ont été étudiées uniquement dans l'étang de Vaccarès grâce aux données de niveaux de la campagne haute-fréquence en réalisant une analyse spectrale des données des capteurs de pression

2.5.1 Analyse spectrale

L'analyse des vagues a été réalisée en utilisant les données de niveaux d'eau préalablement traités et échantillonnées à 5 Hz lors de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès. Afin d'étudier les vagues, les données sont découpées par ensemble (appelé "burst" en anglais) de 15 min toutes les 15 min (absence de recouvrement).

Analyse sur un ensemble

Afin de mettre en place la fonction qui permettra par la suite d'analyser les vagues sur des évènements de vents importants, nous nous concentrons dans un premier temps sur un ensemble : ensemble test du 19/12/2019 à 12 :00 jusqu'au 19/12/2019 à 12 :15. Cet ensemble correspond à un évènement de vent d'E-SE ayant pour vitesse approximative 10 m/s. La variable $tmoy_burst$ est définie et correspond au temps centré au milieu de l'ensemble.

Les variables nécessaires à l'analyse spectrale sont définies ainsi :

- f_e : fréquence d'échantillonnage
- t_{burst} : vecteur temps compris dans l'ensemble
- η_{burst} : vecteur de niveaux d'eau compris dans l'ensemble
- f_{min} : fréquence minimale pour l'analyse des vagues
- f_{max} : fréquence maximale pour l'analyse des vagues, correspondant à la fréquence de coupure
- h : hauteur de la colonne d'eau
- $z_{capteur}$: distance entre le capteur de pression et le fond

Tout d'abord, le niveau d'eau moyen (η_{moy}) est calculé à partir de η_{burst} et est retranché aux données afin obtenir des niveaux d'eau centrés sur 0 (η_{eau}). Une DFT est réalisée et le

domaine de fréquence nommé Y est obtenu. Grâce à Y et N (le nombre de données), on en déduit l'amplitude normalisée A . Le vecteur de fréquence est reconstitué à l'aide du nombre de données et de la fréquence d'échantillonnage. On obtient ainsi l'énergie E en $Pa^2.s$ grâce à A et la résolution spectrale df . En profondeur intermédiaire, c'est-à-dire pour $\frac{\lambda}{2} > h > \frac{\lambda}{10}$, la théorie linéaire est utilisée afin d'obtenir la valeur de A_η de la surface libre (équation 2.26)

$$A_\eta = \frac{A \cosh(kh)}{\rho g \cosh(kz_{\text{capteur}})} \quad (2.26)$$

La détermination du nombre d'onde k peut être réalisée en résolvant la relation de dispersion (équation 2.27) ou grâce à l'approximation de [Guo, 2002] présentée par l'équation 2.28 sachant que $k = \frac{2\pi}{\lambda}$. Cette dernière est utilisée pour ce travail.

$$\omega^2 = gk \tanh(kh) \quad (2.27)$$

$$\lambda = \lambda_0 (1 - e^{-(\frac{2\pi h}{\lambda_0})^{5/4}})^{2/5} \quad (2.28)$$

Avec $\lambda_0 = 1.56T^2$, la longueur d'onde en eau profonde.

A_η nous permet de calculer l'énergie E grâce à la DFT. A noter qu'il existe une divergence pour les hautes fréquences lié à deux problèmes distincts : l'amplification du bruit du capteur (dépendant de l'instrument) et la présence de non-linéarité et d'harmoniques supérieures liées, dont la correction est surestimée par l'approche linéaire classique [Bonneton et al., 2018]. Dans le cas d'une mer de vent essentiellement dispersive ($kh > 1$), il s'agit principalement d'un problème d'amplification du bruit dans les hautes fréquences, nécessitant la définition d'une fréquence de coupure f_{max} . Ensuite on coupe le spectre sur la partie correspondant aux vagues selon f_{min} et f_{max} : $f_{min} = 0.1Hz$ et $f_{max} = 0.9Hz$. On redéfinit f et E correspondant à cette gamme de fréquences. L'énergie totale E_{tot} correspond à l'intégration de E selon df . E est lissé par une moyenne glissante (moyennage par fréquence) sur une fenêtre de 60 points pour déterminer proprement le pic d'énergie (utilisation de la fonction "smooth" sur Matlab). Puis on cherche la fréquence correspondant au pic d'énergie (fonction "findpeaks"). On détermine ainsi une valeur de fréquence pic f_p ou période pic T_p de l'ensemble, correspondant à la fréquence/période correspondant au maximum de la densité spectrale. La hauteur significative des vagues à partir du moment d'ordre zéro de la densité spectrale H_{m0} est une quantité statistique utilisée pour caractériser l'état de la mer. Elle est calculée par l'équation 2.29. Par profondeur infinie, H_{m0} est assimilée à la hauteur significative H_s qui représente la moyenne du tiers des plus grandes hauteurs des vagues.

$$H_{m0} = 4 \sqrt{\int_{f_{min}}^{f_{max}} E df} \quad (2.29)$$

Analyse lors d'évènements de vent important

L'analyse d'un ensemble présentée dans la section précédente est ensuite réalisée sur des évènements de vent importants ($V > 5m/s$) qui durent plusieurs jours et dont les directions sont de deux types : N-NO (mistral) et E-SE. Ainsi, pendant les périodes de vent important, l'analyse spectrale, donc la détermination des caractéristiques des vagues (H_s et T_p), est réalisée toutes les 15 minutes.

2.5.2 Étude de la croissance des vagues en profondeur finie et en fetch limité

Lorsque le vent souffle localement, le frottement sur la surface de l'eau va générer un train d'ondes en surface qui dépend de la force du vent, de la durée d'action du vent ainsi que la distance sur laquelle le vent peut souffler sans rencontrer d'obstacles (également appelé fetch). Cela va générer des ondes irrégulières, qui en s'intensifiant deviennent des ondes de gravité. Ces ondes sont caractérisées par leur amplitude, leur période et leur longueur d'onde. On appelle cela la mer de vent. L'énergie est répartie sur une bande de fréquence et le signal peut-être défini comme étant la superposition d'ondes de fréquence donnée, d'amplitude donnée. A vitesse de vent donnée, la fréquence pic augmente avec le fetch. En se propageant librement en dehors de la zone de génération, les ondes deviennent plus régulières et organisées. La hauteur significative et la période augmentent, jusqu'à obtenir la houle (en général, la houle est définie comme ayant une période supérieure à 6-7 secondes). Lorsque l'on arrive en zone côtière, la profondeur diminue et en conditions d'eau peu profonde, la longueur d'onde et la vitesse de phase (correspondant à la célérité de l'onde de gravité) diminuent, en revanche la période ne varie pas. La cambrure des vagues va donc augmenter et être à l'origine du déferlement et de la dissipation d'énergie.

[Hasselmann et al., 1973] lors de la campagne JONSWAP ont mis en place un modèle de génération de vagues en mer ouverte (mer du Nord). Ils ont proposé un modèle spectral idéalisé pour les environnements profonds en utilisant des variables adimensionnées.

Lorsque la zone de génération des vagues a une profondeur finie et un fetch limité (exemple des lacs, lagunes, baies), la croissance des vagues sera limitée et ne pourra pas atteindre des hauteurs significatives et des périodes comme en mer ouverte. Le modèle proposé par [Hasselmann et al., 1973] n'est donc plus applicable à de tels environnements. En effet, dans ces conditions, les modèles de croissance des vagues doivent prendre en compte la limitation par la profondeur ainsi que par le fetch.

Présentation de modèles de croissance des vagues en fetch limité et profondeur finie

[Ijima and Tang, 1966] ont proposé un modèle de croissance des vagues en fetch limité pour une profondeur finie (équations 2.30 et 2.31) avec l'énergie adimensionnée ε donnée par l'équation 2.32, la fréquence adimensionnée ν par l'équation 2.33, le fetch adimensionné χ par l'équation 2.34 et la profondeur adimensionnée δ donnée par l'équation 2.35.

$$\varepsilon = 5 \times 10^{-3} \left[\tanh A_1 \tanh \left(\frac{B_1}{\tanh A_1} \right) \right]^2 \quad (2.30)$$

Avec $A_1 = 0.53\delta^{0.75}$ et $B_1 = 5.65 \times 10^{-2}\chi^{0.5}$.

$$\nu = 0.133 \left[\tanh A_2 \tanh \left(\frac{B_2}{\tanh A_2} \right) \right]^{-1} \quad (2.31)$$

Avec $A_2 = 0.833\delta^{0.375}$ et $B_2 = 3.79 \times 10^{-2}\chi^{0.33}$.

$$\varepsilon = \frac{g^2 E_{tot}}{V^4} \quad (2.32)$$

$$\nu = \frac{f_p V}{g} \quad (2.33)$$

$$\chi = \frac{gx}{V^2} \quad (2.34)$$

$$\delta = \frac{gh}{V^2} \quad (2.35)$$

[Young and Verhagen, 1996] ont également présenté un modèle en profondeur finie et fetch limité pour le lac Georges (10 x 20 km et bathymétrie uniforme d'environ 2 m). Ils ont également proposé un modèle d'évolution de l'énergie adimensionnée et la fréquence pic adimensionnée en fonction du fetch, tout en prenant compte de la profondeur adimensionnée (figure 2.25, eq. 2.36 et figure 2.26, eq. 2.37). Grâce à ce modèle, ils ont mis en évidence qu'avec l'augmentation du fetch, les effets de la profondeur finie deviennent plus prononcés. L'énergie totale est plus faible que celle attendue en cas de profondeur infinie et la fréquence pic plus élevée. Quand le fetch augmente encore, un point est éventuellement atteint où le développement spectral cesse. A ce point, l'énergie adimensionnée et la fréquence adimensionnée deviennent limitées.

$$\varepsilon = 3.64 \times 10^{-3} \left[\tanh A_1 \tanh \left(\frac{B_1}{\tanh A_1} \right) \right]^{1.74} \quad (2.36)$$

Avec $A_1 = 0.493\delta^{0.75}$ et $B_1 = 3.13 \times 10^{-3}\chi^{0.57}$.

$$\nu = 0.133 \left[\tanh A_2 \tanh \left(\frac{B_2}{\tanh A_2} \right) \right]^{-0.37} \quad (2.37)$$

Avec $A_2 = 0.331\delta^{1.01}$ et $B_2 = 5.215 \times 10^{-4}\chi^{0.73}$.

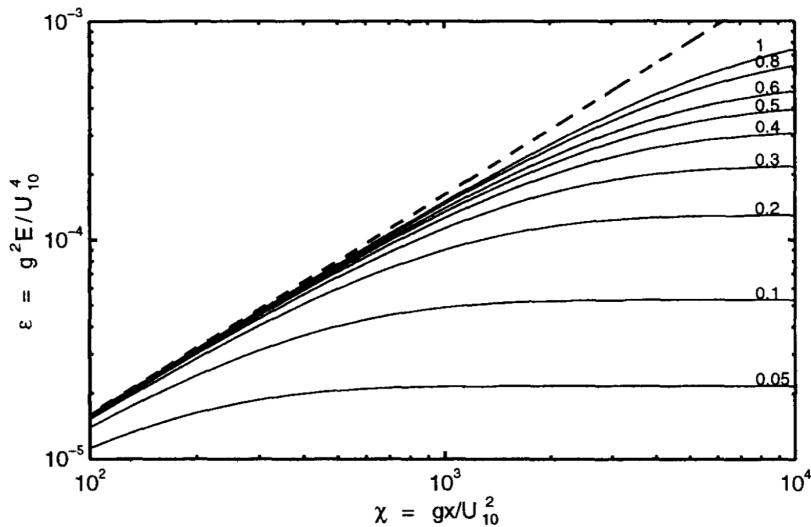


FIGURE 2.25 – Évolution de l'énergie adimensionnée en fonction du fetch adimensionné d'après [Young and Verhagen, 1996]. Chaque courbe correspond à une limite de profondeur adimensionnée delta donnée.

Comparaison de nos données avec le modèle de [Young and Verhagen, 1996]

Pour cette analyse, les dates de début et de fin des évènements ont été sélectionnées de manière à ce que les données de vagues soient en conditions établies, avec des $H_s > 10cm$.

La profondeur d'eau h est variable : elle est déterminée pour chaque station et varie lors de chaque évènement. Pour cela, nous utilisons les données de niveaux interpolées à 2 minutes de

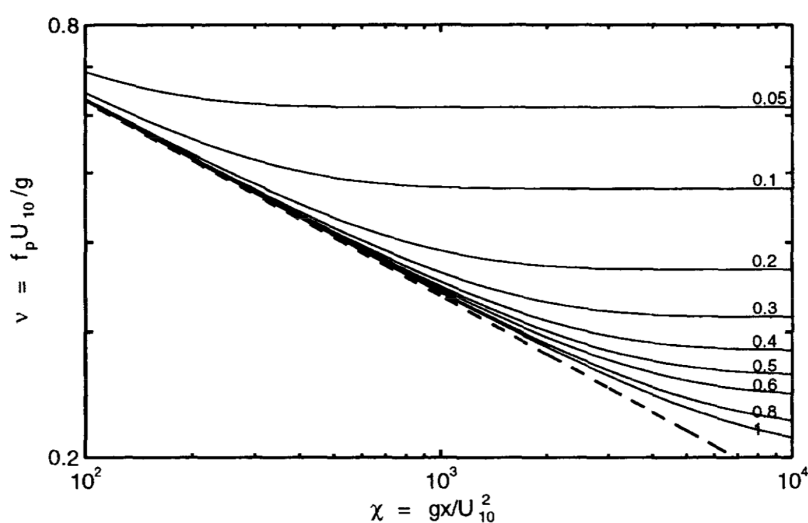


FIGURE 2.26 – Évolution de la fréquence pic adimensionnée en fonction du fetch adimensionné d'après [Young and Verhagen, 1996]. Chaque courbe correspond à une limite de profondeur adimensionnée δ donnée.

chaque station que nous attribuons à chaque évènement. Ces données sont ensuite interpolées de nouveau pour chaque station pour correspondre à t_{moy_burst} , le temps moyen de l'ensemble. Cela nous permet d'obtenir le niveau moyen sur 15 min (pour chaque ensemble). Ensuite, grâce à la bathymétrie au niveau de chaque station obtenue grâce au maillage utilisé pour la modélisation numérique de Vaccarès, nous pouvons en déduire les valeurs de hauteur de la colonne d'eau variable. Ainsi, nous avons une valeur de bathymétrie constante pour chaque station, des valeurs variables de profondeur toutes les 15 min, une valeur moyenne pour chaque ensemble de chaque évènement et propre à chaque station, nous obtenons donc des valeurs variables à chaque ensemble de profondeur h pour chaque évènement au niveau de chaque station.

Le fetch étant la longueur sur laquelle le vent souffle avant d'atteindre une station, il dépend de la direction du vent et de la station considérée. La résolution de la mesure de la direction du vent est de 10° . Ainsi, selon des limites min et max de directions possibles par type de vent (mistral ou E-SE), nous calculons le fetch moyen par secteurs de 10° . Les évènements de mistral étudiés sont compris entre 220 et 30° (sens horaire), et les évènements d'E-SE entre 100 et 200° (sens horaire). Les secteurs pour les deux types d'évènements et pour chaque station sont présentés sur la figure 2.27 et les valeurs de fetch en fonction des secteurs sont présentées par les tables 2.11 et 2.12 pour les évènements de mistral et E-SE respectivement.

Ainsi, nous disposons de toutes les variables nécessaires pour obtenir les grandeurs adimensionnées comme celles utilisées par [Young and Verhagen, 1996] afin de les comparer avec leur modèle.

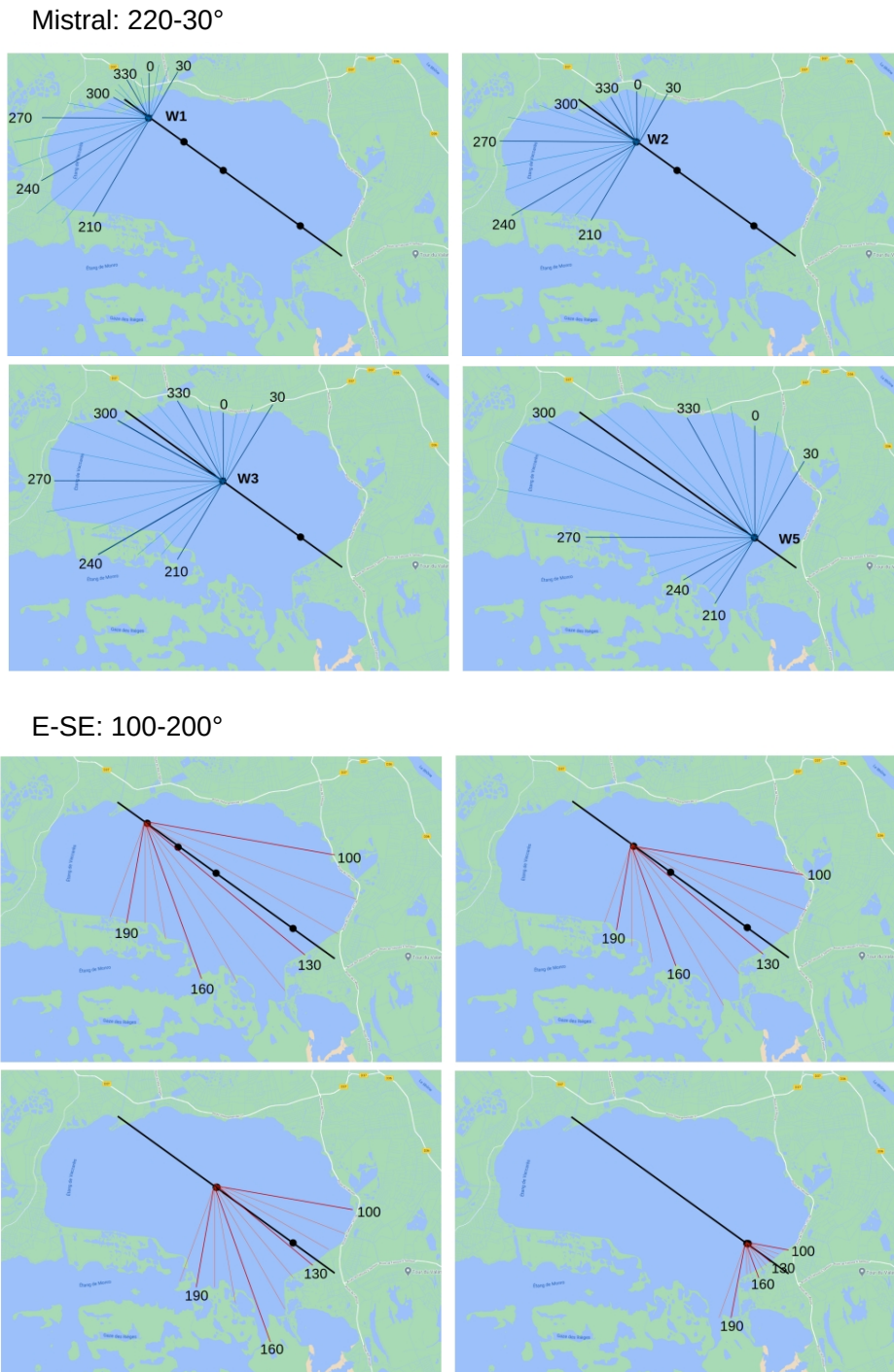


FIGURE 2.27 – Méthode de détermination du fetch en fonction de la direction du vent dans l'étang de Vaccarès

Direction du vent (°)	x_{W1} (km)	x_{W2} (km)	x_{W3} (km)	x_{W5} (km)
30-20	1.3	2.04	3.1	3.13
20-10	1.16	2.05	2.9	3.55
10-0	0.87	1.96	2.57	3.93
0-350	0.82	2.2	2.73	4.26
350-340	0.75	2.09	2.88	4.98
340-330	0.68	2.1	3.02	5.34
330-320	0.74	2.15	3.74	7.52
320-310	0.79	2.32	3.74	7.52
310-300	0.82	2.64	4.25	10.21
300-290	0.85	2.92	5.33	10.54
290-280	0.98	4.51	6.22	10.04
280-270	2.79	5.22	6.75	5.31
270-260	3.46	5.7	6.53	4.3
260-250	3.89	5.55	6.16	3.5
250-240	4.11	5.83	4.46	3.35
240-230	4.58	5.35	3.28	3.2
230-220	4.68	4.47	3.05	2.87
220-210	4.29	3.88	3.13	3.04

TABLEAU 2.11 – Valeurs de fetch pour chaque secteur de direction de vent et pour chaque station lors des évènements de mistral

Direction du vent (°)	x_{W1} (km)	x_{W2} (km)	x_{W3} (km)	x_{W5} (km)
100-110	8.14	7.1	5.56	1.41
110-120	8.97	7.18	5.41	1.25
120-130	8.57	6.87	4.98	1.22
130-140	8.02	6.35	4.65	1.19
140-150	8.61	7.23	4.64	1.17
150-160	6.59	5.62	5.4	1.21
160-170	4.81	5.01	4.22	1.3
170-180	4.07	4.03	3.71	3.45
180-190	3.94	3.71	3.69	1.59
190-200	3.88	3.45	3.3	3.15

TABLEAU 2.12 – Valeurs de fetch pour chaque secteur de direction de vent et pour chaque station lors des évènements d'E-SE

3

Données de courants

Sommaire

3.1 Sources des données	123
3.1.1 Données de la campagne expérimentale haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès	123
3.1.2 Données de profileur de courant dans le canal de Caronte	127
3.1.3 Données de profileurs de courants dans la Rade de Toulon	127
3.2 Traitement des données	129
3.2.1 Données provenant d'ADV	129
3.2.2 Données provenant de profileurs de courants	130

3.1 Sources des données

3.1.1 Données de la campagne expérimentale haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès

Lors de la campagne haute-fréquence de l'étang de Vaccarès, deux capteurs ADV (stations C1 et C2) et un profileur de courants AQP HR-PROFILER side-looking (station W3) de la marque Nortek ont été mis en place, du 20 novembre 2019 au 09 janvier 2020. L'AQP a été installé au niveau de la station W3 précédemment décrite dans la section 2.1.2. Les stations sont localisées sur la figure 3.28 et les informations relatives aux stations déployées sont présentées par le tableau 3.13. Leur position a été définie de telle sorte que les courants dans l'axe principal de l'étang (station W3) et les courants sur les bords NE (C1) et SO (C2) puissent être mesurés. Cependant, l'AQP de la station W3 n'a fonctionné que 8h et ne pourra donc pas être exploité pour ce travail. De plus, l'ADV de la station C2 a enregistré uniquement les 16 premiers jours de la campagne.

A noter que les deux ADV n'ont pas été programmés à la même fréquence d'échantillonnage. Il s'agit d'une erreur de programmation qui aura peu d'impact sur les résultats.

Les ADV ont été fixés sur des cornières en aluminium puis mis en place dans l'étang de Vaccarès à l'aide d'une motopompe. Des photos de la préparation des ADV des stations C1 et C2 ainsi que leur fixation sur les cornières en aluminium sont présentées sur la figure 3.29. La structure de l'AQP a été fixée sur une structure en aluminium en forme de croix et posée au fond, comme présenté sur la figure 3.30. La signalisation a été réalisée à l'aide de tubes en PVC teints à la bombe fluorescente jaune à son extrémité émergée.

Seules les données provenant des stations C1 et C2 ont donc été utilisées pour ce travail.

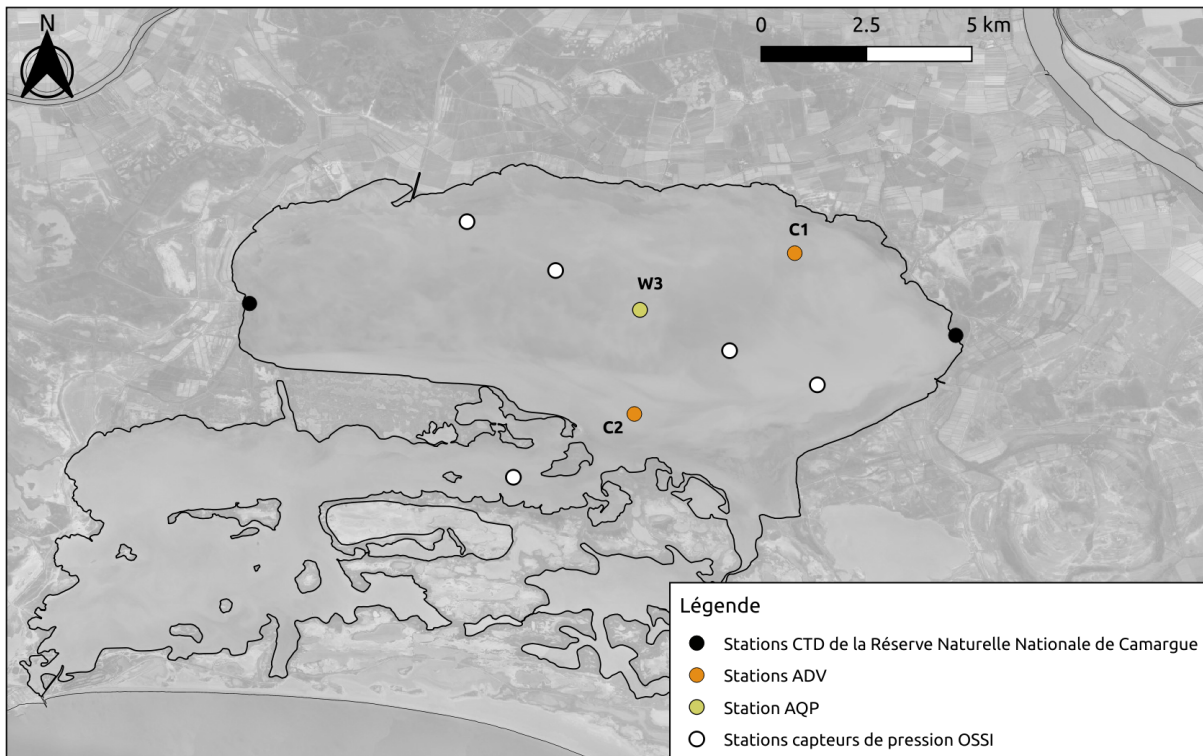


FIGURE 3.28 – Localisation de la station W3 munie d'un AQP et des stations C1 et C2 possédant un ADV lors de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès

Station	Type	Acquisition	Début données	Fin données	X Easting RGF93	Y Northing RGF93
C1	ADV	Ensemble de 5 min/h - $f_e = 2Hz$	20/11/2019	09/01/2020	830177.65	6274366.99
C2	ADV	Ensemble de 5 min/h - $f_e = 1Hz$	20/11/2019	06/12/2019	826960.74	6269907.25
W3	AQP side-looking	Un profil de courant moyen sur 2 minutes - $f_e = 4Hz$	20/11/2019	20/11/2019	827135.62	6272320.62

TABLEAU 3.13 – Informations sur les instruments de mesure des courants déployés lors de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès

Principe de fonctionnement d'un ADV

Un ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) permet de mesurer les trois composantes de la vitesse en un point. Le système fonctionne en émettant de courtes impulsions acoustiques. Lorsque l'impulsion se propage dans l'eau, une fraction de l'énergie acoustique est retro-diffusée par les petites particules en suspension dans l'eau. Les trois récepteurs détectent les "échos" provenant du volume d'échantillonnage, qui sont décalés par effet Doppler en raison de la vitesse relative de l'écoulement par rapport à la sonde. Le décalage Doppler observé à chaque récepteur est proportionnel à la composante de la vitesse de l'écoulement le long de la bissectrice des faisceaux

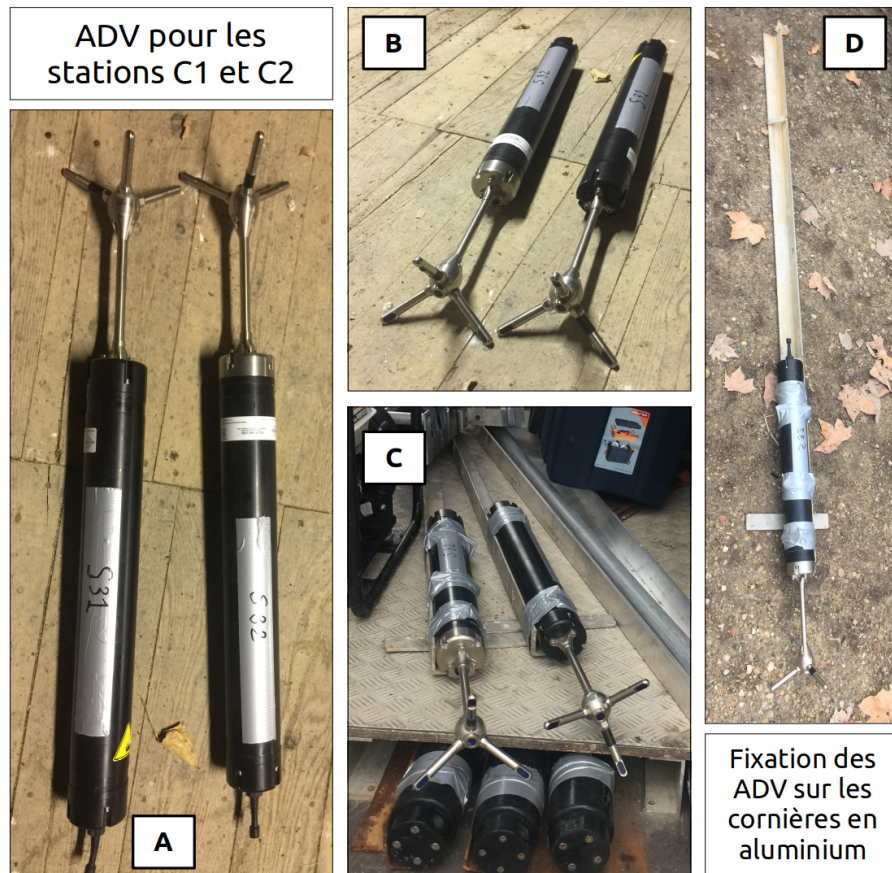


FIGURE 3.29 – Préparation des ADV des stations C1 et C1 (A et B) et fixation sur des cornières en aluminium (C et D) pour la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès

de réception et d'émission. Les décalages Doppler mesurés aux trois récepteurs fournissent donc des estimations de la vitesse d'écoulement selon trois directions différentes, qui sont ensuite combinées géométriquement pour obtenir les trois composantes orthogonales du vecteur vitesse de l'eau. L'erreur sur les vitesses est de l'ordre de 1-10 mm/s pour une fréquence d'échantillonnage de 25 Hz [Lohrmann et al., 1994]. La figure 3.31 illustre le principe de fonctionnement d'un ADV.

Pour être sûr de la qualité des données et permettre un calcul correct des vitesses, l'écho reçu (réfléchi par les particules) doit être supérieur à un certain niveau. L'intensité du signal (amplitude) est une mesure de la magnitude de la réflexion acoustique de l'eau, et est fonction du type et de la quantité de particules dans l'eau. Si l'écho est faible, le calcul sera statistiquement "bruité" et les données de vitesse montreront une importante variabilité à court terme. L'intensité du signal est émise par l'instrument et peut être utilisée pour évaluer la qualité des données. L'intensité du signal est accessible sous la forme d'une amplitude brute du signal (en utilisant une unité sans dimension appelée "count").

La corrélation est une mesure de la similarité des deux échos d'impulsion mesurés. Une corrélation nulle signifie que rien n'est similaire entre les deux échos, et une corrélation de 1 signifie que les deux échos sont identiques. Le chiffre indiqué par les instruments Nortek est une valeur de corrélation normalisée et se situe toujours dans l'intervalle 0-100%. L'objectif est d'obtenir une corrélation élevée car elle donne l'assurance que le système a mesuré les deux impulsions qu'il a initialement envoyées et qu'il détermine un déphasage valide. Dans la pratique, nous ne

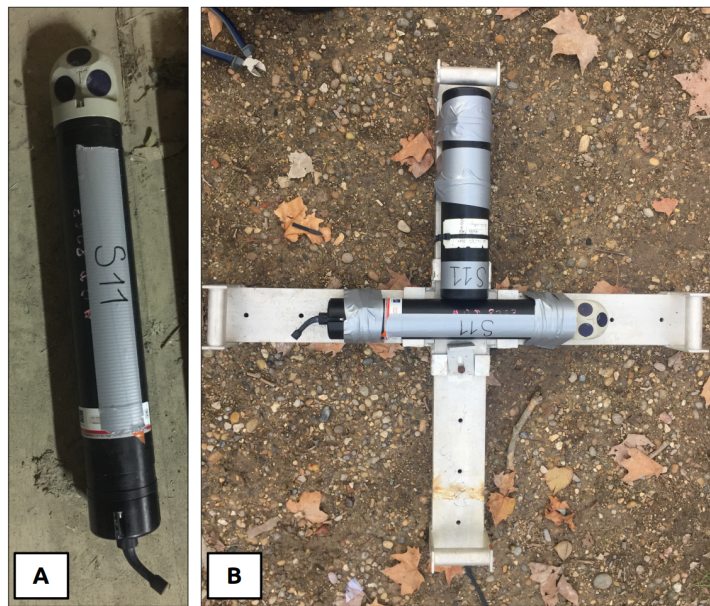


FIGURE 3.30 – Préparation de l’AQP de la station W3 (A) et fixation sur la structure en forme de croix en aluminium (B) pour la campagne haute-fréquence dans l’étang de Vaccarès

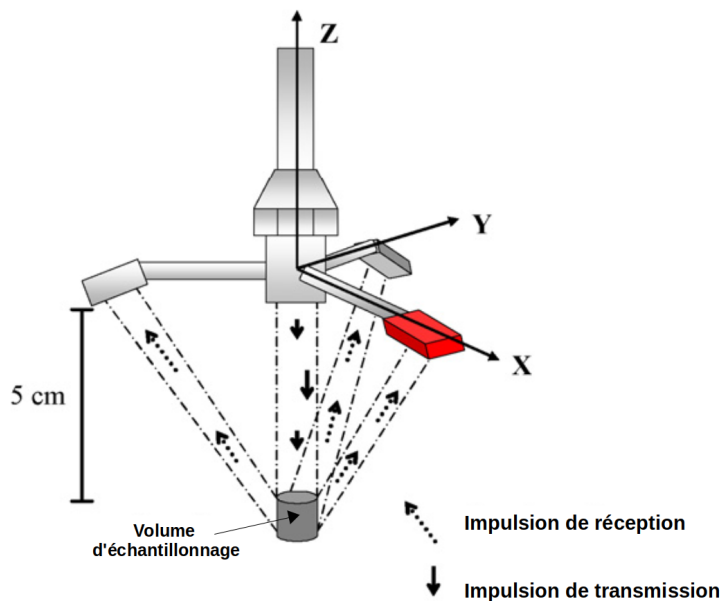


FIGURE 3.31 – Principe de fonctionnement d’un ADV, modifié d’après [Masaló et al., 2008]

verrons jamais de corrélations de zéro en raison du bruit dû à l’électronique, aux fluctuations de température et à d’autres facteurs dont la corrélation sera toujours supérieure à zéro. Le fait d’écarter les mesures dont les corrélations sont inférieures à un seuil réduit considérablement la variance de l’ensemble des données, ce qui est généralement l’objectif de la plupart des opérations de filtrage des données. L’élimination des mesures à faible corrélation est toujours une bonne idée car la corrélation est un indicateur fort de la qualité des données dans le sens d’une détermination valide du déphasage Doppler.

Principe de fonctionnement d'un profileur de courant

Le courantomètre à effet Doppler (ou profileur de courant) émet une onde sonore qui se réfléchit sur les particules en suspension dans l'eau de mer. Ces particules sont supposées sans mouvement propre, leur vitesse représente alors la vitesse de la masse d'eau dans laquelle elles se trouvent. La fréquence de cette onde est modifiée par la réflexion sur les particules en mouvement. Le décalage en fréquence (effet Doppler), entre l'onde émise et l'onde réfléchie, est directement proportionnel à la composante de vitesse des particules suivant l'axe de propagation de l'onde. L'utilisation de plusieurs ondes sonores, 3 ou 4 faisceaux orientés différemment, permet par simple calcul trigonométrique, de calculer les vitesses horizontales et verticale des courants. Le profileur de courant a la possibilité de réaliser une moyenne des impulsions émises afin de diminuer le bruit. Un cycle de mesures est donc le résultat de la moyenne de plusieurs impulsions. A chaque cycle de mesures, le profileur de courants évalue les composantes horizontales et verticale de la vitesse du courant sur un profil dont la portée et la résolution verticale dépendent de la configuration de l'appareil. Le profil de vitesse est découpé, par le profileur de courant, en segments uniformes appelés 'cellules'. La vitesse associée à chaque cellule est une moyenne des vitesses sur l'épaisseur de la cellule. Cependant, les vitesses de certaines zones de la section ne peuvent pas être mesurées en raison de limitations techniques : portions en haut et bas de section, ainsi qu'aux bords (par manque de profondeur). L'AQP (Aquadopp Profiler) est un type de profileur de courant conçu par l'entreprise Nortek. Il existe également le nom ACDP qui est déposé par la marque RDI Instruments.

3.1.2 Données de profileur de courant dans le canal de Caronte

Des mesures de courants ont été recueillies dans le canal de Caronte, proche de Port-de-Bouc, par la société Nortekmed à la demande du Grand port maritime de Marseille (GPMM) du 21 mars 2019 au 01 avril 2021. Nous avons pu obtenir ces données dans le cadre de cette thèse. Il s'agit d'une station équipée d'un AQP localisée par la figure 3.32 et dont les caractéristiques sont présentées dans le tableau 3.14. Ce dernier est orienté de telle manière qu'il fournit les données de courants à l'horizontale depuis Port-de-Bouc (rive nord de canal), donc le long du transect et non sur la colonne d'eau. La profondeur d'immersion de l'AQP est d'environ 2 m.

Station	Période d'échantillonnage	X Easting RGF93	Y Northing RGF93
AQP Caronte	10 min	861987	6258031.6

TABLEAU 3.14 – Informations sur la station de mesure des courants par AQP déployée dans le canal de Caronte

Les données de vitesses et directions du courant sont données sur 15 cellules de 4 m de longueur, avec une zone blanche de 1 m à proximité de l'AQP (pas de données disponibles dans cette zone).

3.1.3 Données de profileurs de courants dans la Rade de Toulon

Des stations de mesures comprenant des profileurs de courants ont été mises en place dans la Rade de Toulon le 14 décembre 2020 pour le projet SINAPSI visant à fournir des informations sur les conditions de mer à proximité des ports. Dans le cadre de ce projet iXblue, en collaboration avec le laboratoire MIO a équipé 3 stations (S1, S2 et S3) pour la mesure de courants et de

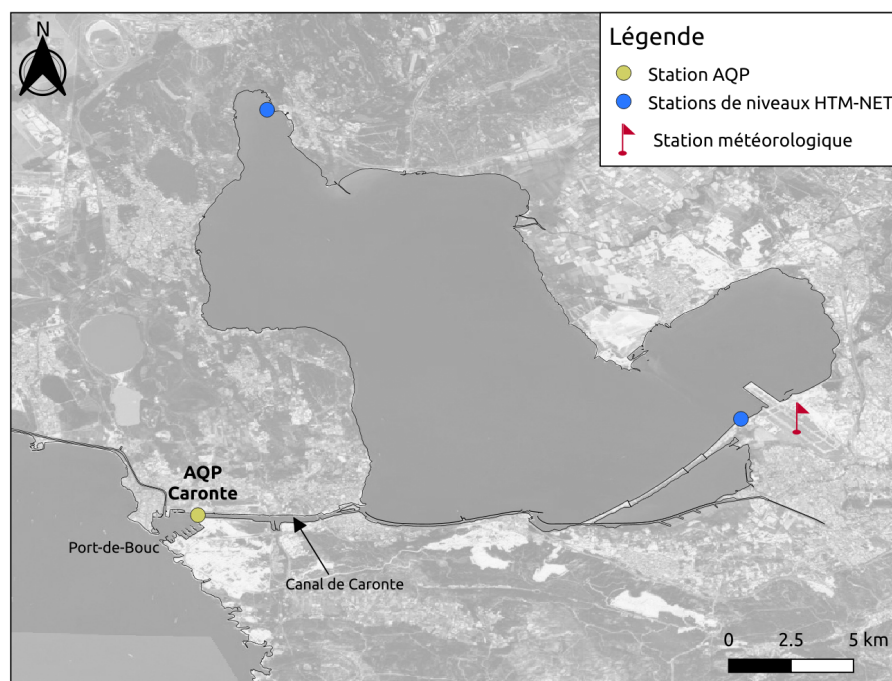


FIGURE 3.32 – Localisation de la station de mesure des courants par l’AQP déployée dans le canal de Caronte

vagues dans la rade de Toulon. Les stations S1 et S2 sont équipées d’ADCP de la marque RDI Instruments, et S3 est munie d’un AQP de la marque Nortek. Les données utilisées pour ce travail correspondent aux données de profileurs de courants allant jusqu’au 15 avril 2021, les informations relatives aux stations sont présentées par le tableau 3.15 et la localisation des stations est présentée par la figure 3.33. Ces profileurs de courants fournissent des données de courants le long de la colonne d’eau.

Station	Profondeur (m)	Période d’échantillonnage	X Easting RGF93	Y Northing RGF93
S1	32	15 min	941097.4	6224596.5
S2	38.5	15 min	945321.6	6224754.4
S3	36	15 min	940577.8	6226021.6

TABLEAU 3.15 – Informations sur les stations de mesure par les profileurs de courants déployées dans la Rade de Toulon du 14 décembre 2020 au 15 avril 2021

A noter que les ADCP des stations S1 et S2 sont disposés au fond et donnent les données de courant à partir du fond vers la surface. En revanche, la station S3 est également équipée d’une station météorologique et est donc disposée à la surface, fournissant les données de la surface vers le fond. Tous les profileurs de courants donnent les données sur 28, 30 et 29 cellules d’épaisseur 1 m pour S1, S2 et S3 respectivement.

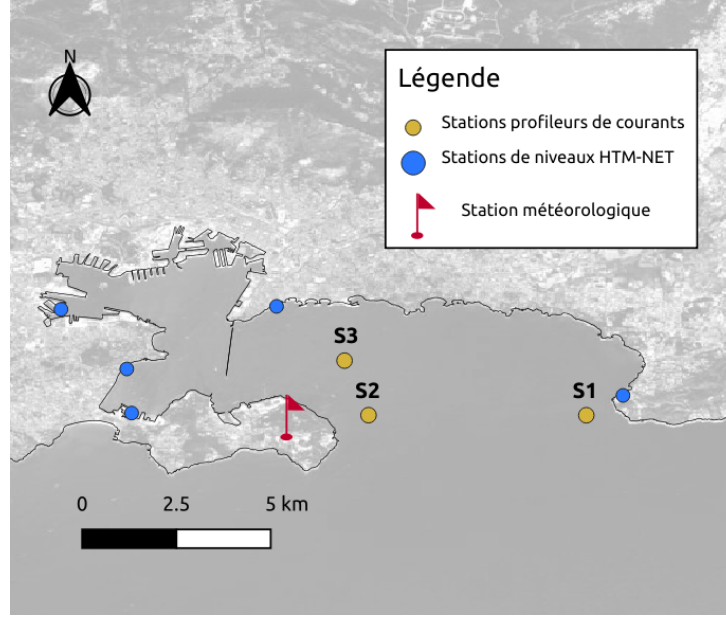


FIGURE 3.33 – Localisation des stations de mesure des courants par profileurs de courants déployées dans la Rade de Toulon

3.2 Traitement des données

3.2.1 Données provenant d'ADV

Les stations C1 et C2 composées d'ADV ont été positionnées de la même manière que les stations munies de capteurs de pression de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès (voir section 2.2.3).

Les données enregistrées par les ADV permettent d'obtenir les vitesses en 3D u , v et w ainsi que les corrélations des 3 faisceaux et leur amplitude, pendant des ensembles de 5min toutes les heures.

La première étape du traitement est donc de moyenniser les vitesses, les amplitudes et les corrélations mesurées pendant 5 min afin d'obtenir des données moyennes par heure.

Ensuite, en utilisant les données moyennées sur 1h, les données de vitesses dont au moins une des corrélations des faisceaux est inférieure à 70 % sont supprimées.

Pour la suite des analyses, les vitesses horizontales u et v qui sont dans un système de référence cartésien, sont transformées en vitesse U et direction D en fonction du nord géographique. Pour cela, u et v sont d'abord convertis dans un système de coordonnées polaires permettant d'obtenir U_{pol} et D_{pol} (équations 3.1 et 3.2).

$$U_{pol} = \sqrt{|u|^2 + |v|^2} \quad (3.1)$$

$$D_{pol} = atan2(u, v) \quad (3.2)$$

Une fois D_{pol} obtenu, les radians sont transformés en degrés (équation 3.3), et sa transformation dans un système relié au nord D est détaillé par les équations 3.4, 3.5 et 3.6.

$$D_{pol} = \frac{D_{pol} \times 180}{\pi} \quad (3.3)$$

Si $D_{pol} < 0$:

$$D_{pol} = 360 + D_{pol} \quad (3.4)$$

Puis, si $0 < D_{pol} < 90$:

$$D = |D_{pol} - 90| \quad (3.5)$$

Et si $90 < D_{pol} < 360$:

$$D = |450 - D_{pol}| \quad (3.6)$$

La vitesse U est quant à elle égale à U_{pol} : $U = U_{pol}$.

3.2.2 Données provenant de profileurs de courants

Les stations munies de profileurs de courants dans le canal de Caronte et dans la Rade de Toulon ont déjà été positionnées et les données ont préalablement été traitées. Ainsi, les fichiers de données utilisés contiennent les numéros de cellules, les vitesses et directions moyennes des courants pour chaque cellule toutes les 10 min pour le canal de Caronte et toutes les 15 minutes dans la Rade de Toulon.

Cinquième partie

Basculements de la surface libre induits
par le vent

Ce chapitre présente les résultats sur l'étude des basculements induits par le frottement du vent sur la surface libre. Cette étude a donné lieu à la publication d'un article [Paugam et al., 2021] qui compare les basculements observés dans les étangs de Vaccarès et Berre avec des données allant de juillet 2019 à août 2020 et mars 2019 à août 2020 respectivement pour les deux sites. Ce chapitre reprend donc ce travail mais avec des jeux de données acquis sur une plus grande durée et avec l'ajout des résultats obtenus dans la Rade de Toulon.

Variations du niveau d'eau dans les trois sites d'étude

Sommaire

1.1	Présentation des données de niveau d'eau	135
1.1.1	Données de niveaux d'eau traitées et positionnées verticalement . . .	135
1.1.2	Données de niveaux d'eau moyennés sur 3h	135
1.2	Marées	136
1.3	Variations du niveau causées par des forçages météorologiques	139
1.4	Fluctuations saisonnières du niveau d'eau	143

1.1 Présentation des données de niveau d'eau

1.1.1 Données de niveaux d'eau traitées et positionnées verticalement

Les stations utilisées pour l'étude des basculements sont celles du réseau HTM-NET dans la Rade de Toulon et l'étang de Berre, et les stations de la campagne moyen-terme dans l'étang de Vaccarès. Comme présenté dans la section IV.2.2, les données ont été converties en niveaux d'eau, puis traitées et positionnées selon le NGF.

Les figures 1.1, 1.2 et 1.3 représentent les données de niveaux d'eau des stations utilisées dans l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et la Rade de Toulon respectivement. Les données ont été traitées et positionnées. Un agrandissement est présenté sur chaque figure, du 11 novembre 2020 au 28 décembre 2020.

1.1.2 Données de niveaux d'eau moyennés sur 3h

Les données traitées et positionnées ont ensuite été moyennées sur 3h selon l'échantillonnage des données de vent. Les données obtenues sont présentées par les figures 1.4, 1.5 et 1.6 pour les trois sites, le même agrandissement que celui choisi pour les figures 1.1 à 1.3 est présenté. Comme le montrent ces figures, le fait de moyenniser les données sur 3h a permis d'homogénéiser les données, et retirer les composantes d'agitation aux niveaux.

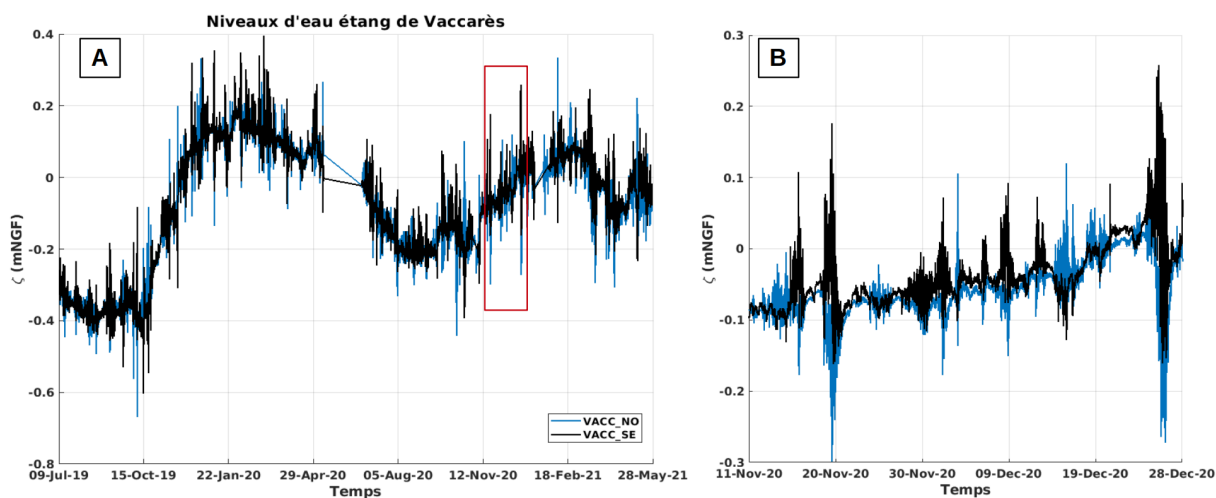


FIGURE 1.1 – Niveaux d'eau traités et positionnés verticalement en fonction du temps des stations de la campagne moyen terme dans l'étang de Vaccarès (A). Le rectangle rouge est la période sur laquelle l'agrandissement est réalisé (B).

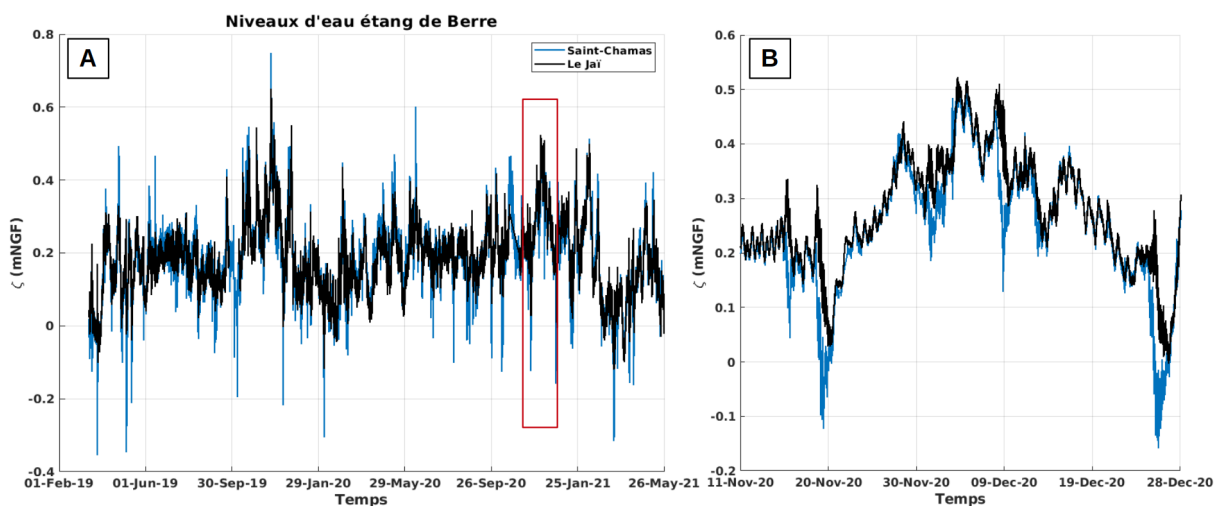


FIGURE 1.2 – Niveaux d'eau traités et positionnés verticalement en fonction du temps des stations HTM-NET dans l'étang de Berre (A). Le rectangle rouge est la période sur laquelle l'agrandissement est réalisé (B).

1.2 Marées

Les figures 1.1, 1.2 et 1.3, avant de moyenner les données de niveaux d'eau sur 3h permettent d'observer ou non les marées. Des agrandissements présentant 7 jours de données sont présentés sur les figures 1.7, 1.8 et 1.9 pour l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et la Rade de Toulon respectivement. Dans le cas de l'étang de Berre (figure 1.8), les données de la station Carro du réseau HTM-NET sont également présentées. Ces données situées au bord de mer proche du début du canal de Caronte permettent de voir la différence d'amplitude de marée avant et après le canal de Caronte.

Dans l'étang de Vaccarès, aucun signal de marée n'est visible. Cela est en effet provoqué par la fermeture de l'étang car les vannes hydrauliques aux Saintes-Maries-de-la-Mer ne sont

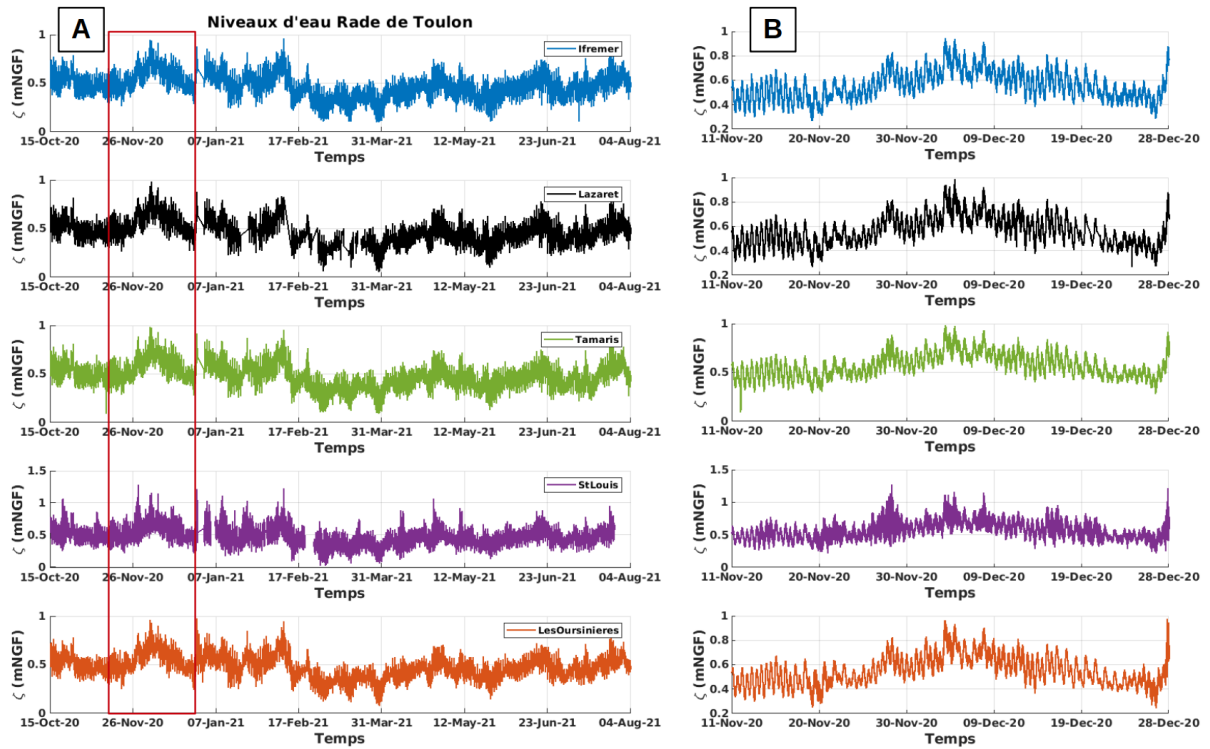


FIGURE 1.3 – Niveaux d'eau traitées et positionnées verticalement en fonction du temps des stations HTM-NET dans la Rade de Toulon (A). Le rectangle rouge est la période sur laquelle l'agrandissement est réalisé (B).

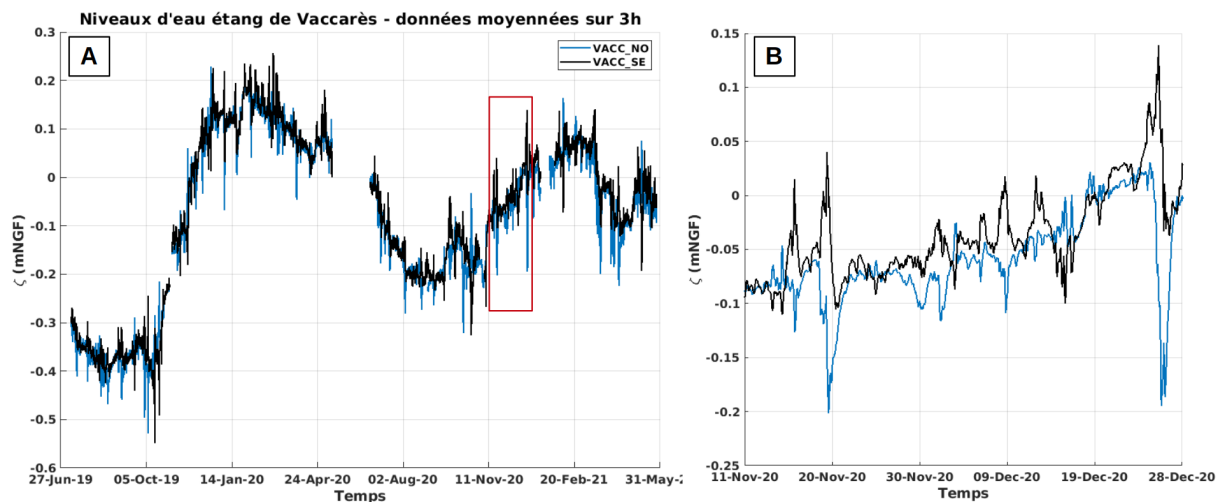


FIGURE 1.4 – Niveaux d'eau moyennés sur 3h en fonction du temps des stations de la campagne moyen terme dans l'étang de Vaccarès (A). Le rectangle rouge est la période sur laquelle l'agrandissement est réalisé (B).

ouvertes que de façon temporaire. Et même lors de l'ouverture des vannes, du fait des frottements importants dans le système des Impériaux de faible profondeur, le signal de marée est fortement atténué dans l'étang de Vaccarès.

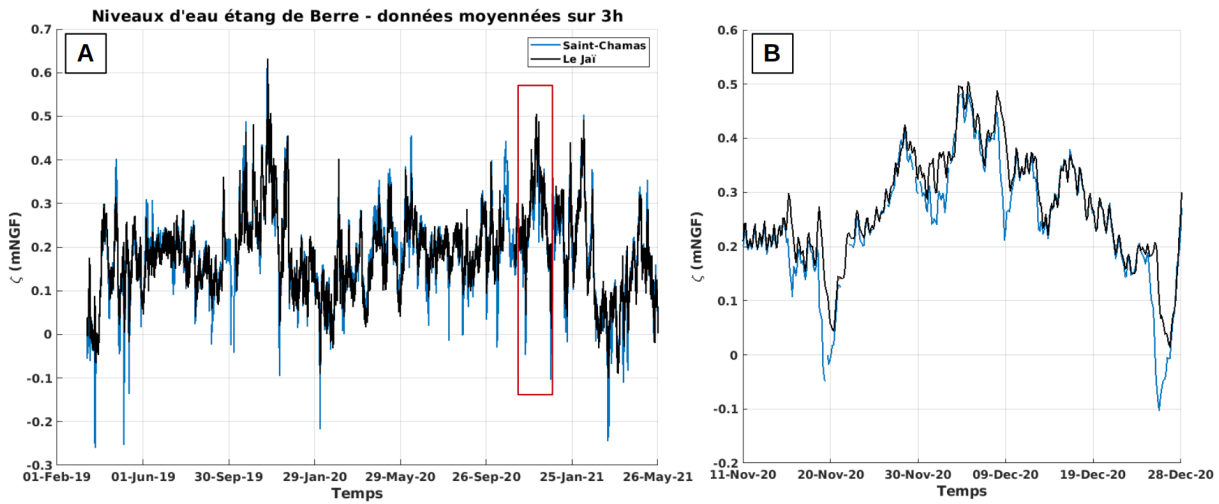


FIGURE 1.5 – Niveaux d'eau moyennés sur 3h en fonction du temps des stations HTM-NET dans l'étang de Berre (A). Le rectangle rouge est la période sur laquelle l'agrandissement est réalisé (B).

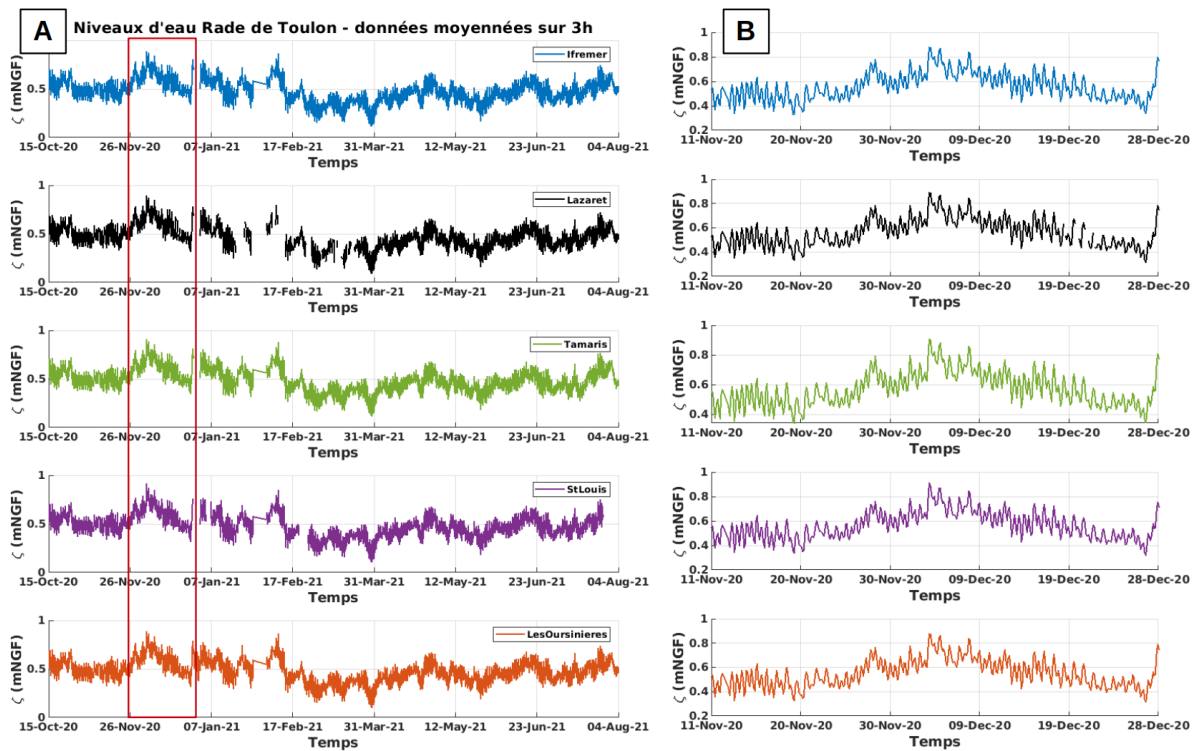


FIGURE 1.6 – Niveaux d'eau moyennés sur 3h en fonction du temps des stations HTM-NET dans la Rade de Toulon (A). Le rectangle rouge est la période sur laquelle l'agrandissement est réalisé (B).

Le marnage à l'extérieur de l'étang de Berre au niveau de la station Carro est de 20 à 30 cm. Du fait des frottements dans le canal de Caronte, le marnage est de l'ordre de 5 cm dans l'étang. Ainsi, l'atténuation du signal de marée est d'environ 80 %. De plus, on remarque un retard de

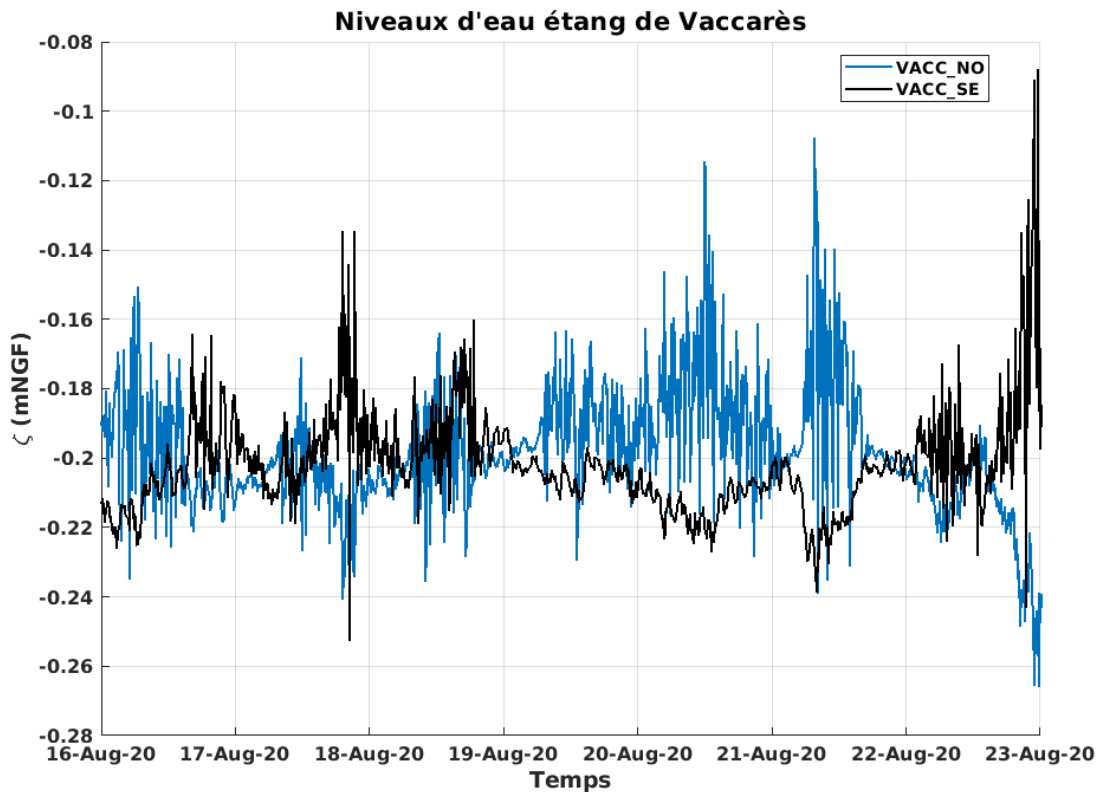


FIGURE 1.7 – Niveaux d'eau en fonction du temps des stations dans l'étang de Vaccarès. Les données utilisées sont celles échantillonnées à 10 min

la marée dans l'étang de Berre d'environ 3h30.

Dans la Rade de Toulon, le marnage enregistré par toutes les stations est identique à celui de Carro, soit entre 20 et 30 *cm*. Le signal semble synchrone pour toutes les stations de la Rade, du fait de la large ouverture de la Rade à la mer ouverte.

1.3 Variations du niveau causées par des forçages météorologiques

Les variations du niveau moyen ainsi que les conditions de vent sont présentées par les figures 1.10, 1.11 et 1.12 pour l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et la Rade de Toulon respectivement. Deux évènements de vent distincts sont présentés :

- Un évènement de mistral du 22 décembre 2020 au 28 décembre 2020. Les caractéristiques de vent enregistrées aux trois stations météorologiques sont les suivantes :
 - Station Tour-du-Valat : $D \approx 350^\circ$ et $V_{max} = 18m/s$.
 - Station Marignane : $D \approx 320^\circ$ et $V_{max} = 18m/s$.
 - Station Cap cépet : $D \approx 300^\circ$ et $V_{max} = 20m/s$.
- Un évènement de vent d'E-SE du 05 février 2021 au 08 février 2021. Les caractéristiques de vent enregistrées aux trois stations météorologiques sont les suivantes :
 - Station Tour-du-Valat : $D \approx 120^\circ$ et $V_{max} = 13m/s$.
 - Station Marignane : $D \approx 100^\circ$ et $V_{max} = 13m/s$.

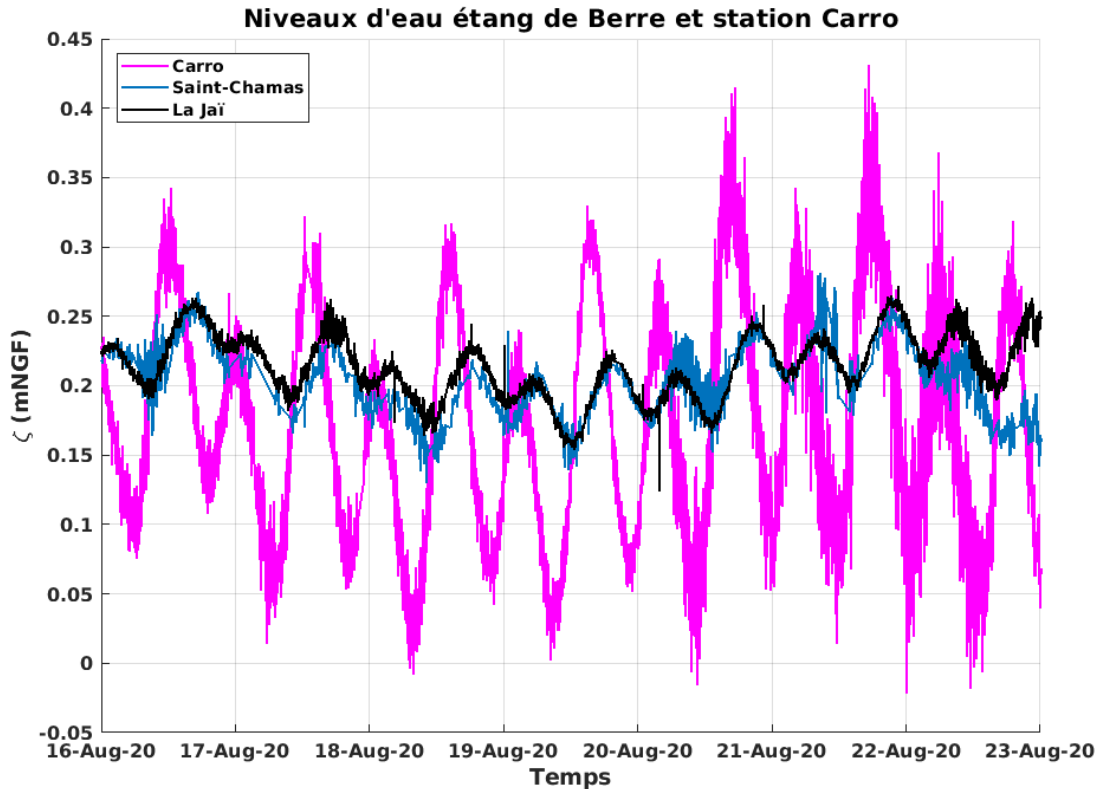


FIGURE 1.8 – Niveaux d'eau en fonction du temps des stations HTM-NET dans l'étang de Berre et en mer ouverte à la station Carro. Les données utilisées sont celles échantillonnées à 2 min

— Station Cap cépet : $D \approx 80^\circ$ et $V_{max} = 16m/s$.

Dans l'étang de Vaccarès, lors d'un évènement de mistral (figure 1.10.A) le niveau d'eau de la station VACC_SE devient supérieur à celui de la station VACC_NO. La différence de niveaux entre les deux stations est environ 20 cm. Inversement, lors d'un évènement de vent d'E-SE (figure 1.10.B), le niveau relevé à VACC_NO est 25 cm plus élevé que celui à VACC_SE.

Dans l'étang de Berre, l'évènement de mistral a causé une différence de niveaux de 25 cm entre les deux stations, ce dernier étant plus élevé au Jaï (figure 1.11.A). En revanche, lors de l'évènement d'E-SE, c'est le niveau à Saint-Chamas qui est légèrement plus élevé de 5 cm par rapport au Jaï (figure 1.11.B).

Dans la Rade de Toulon, l'impact du vent sur les niveaux d'eau est plus difficilement observable à partir des séries temporelles. Cependant, on remarque que par mistral (figure 1.12.A) le niveau aux Oursinières augmente, par rapport aux autres niveaux. Dans le cas d'un vent d'est, le niveau à Ifremer augmente et celui de Saint-Louis diminue (figure 1.12.B).

Pour les trois sites, on observe une influence de l'action du vent sur les niveaux d'eau : une inclinaison de la surface libre se faisant dans le sens de propagation du vent.

D'autres fluctuations du niveau d'eau moyen sont également observées dans l'étang de Berre mais semblent être le résultat des fluctuations journalières et hebdomadaires du niveau de la mer ouverte transmises par le canal de Caronte. D'après la figure 1.13 qui présente les données de niveaux moyennés sur 3h, la vitesse effective V_e à la station Marignane et la pression de l'air P_{air} mesurée par la station Carro, deux forçages météorologiques distincts peuvent avoir un

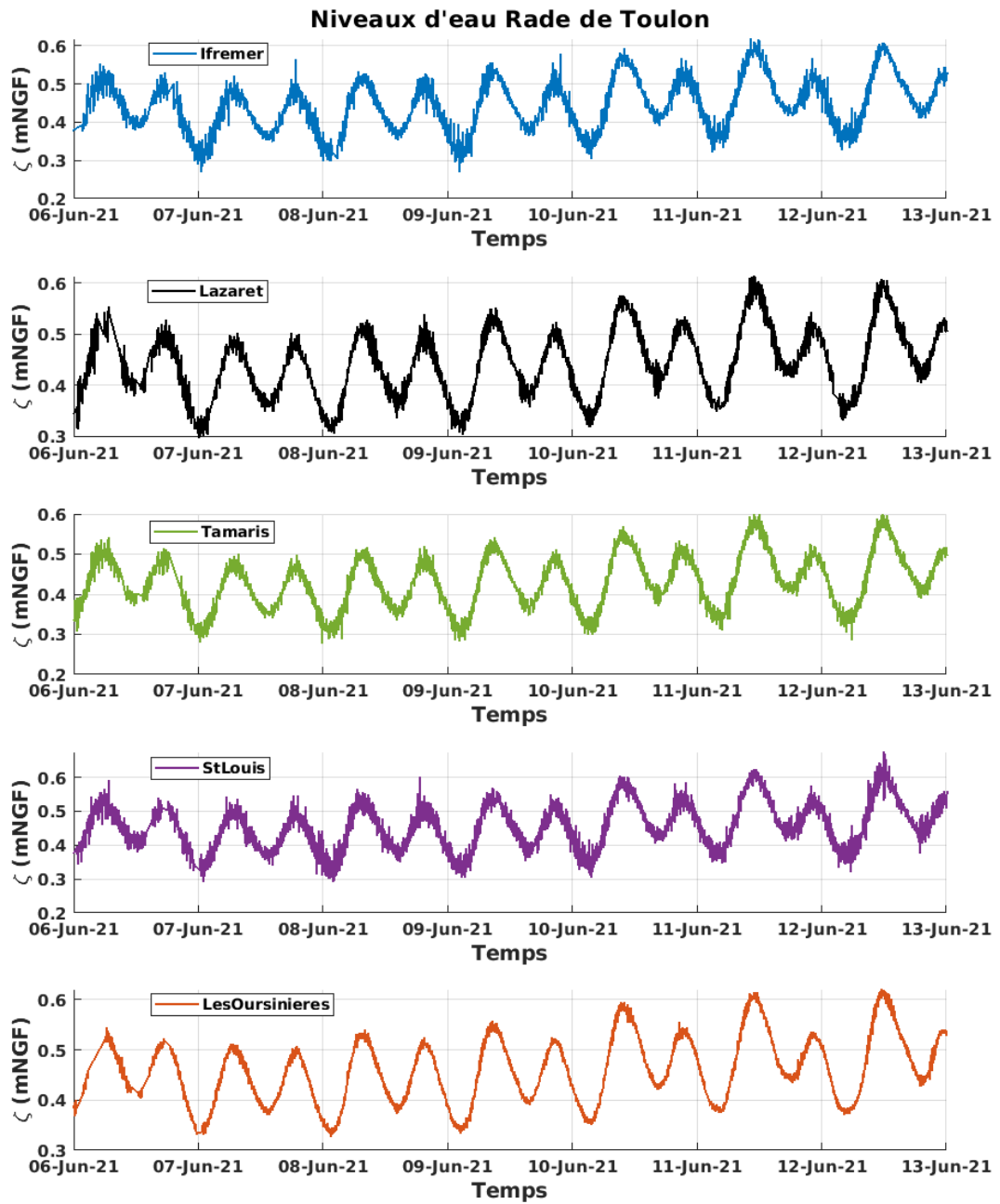


FIGURE 1.9 – Niveaux d'eau en fonction du temps des stations HTM-NET dans la Rade de Toulon. Les données utilisées sont celles échantillonnées à 2 min

impact sur les niveaux d'eau dans l'étang de Berre.

Lors d'évènements de dépression (faible pression atmosphérique), le niveau d'eau à Carro

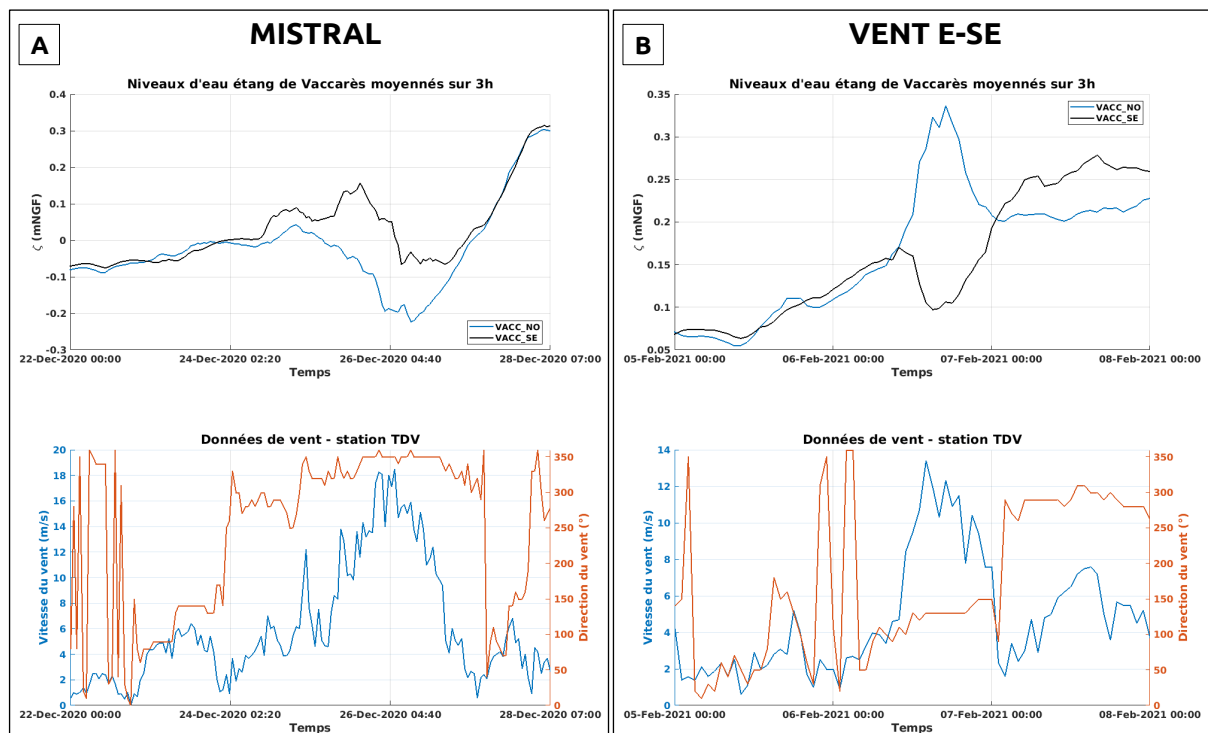


FIGURE 1.10 – Niveaux d'eau et conditions de vent dans l'étang de Vaccarès lors d'un événement de mistral (A) et d'un événement de vent d'E-SE (B)

augmente par effet du baromètre inverse. Cela est à l'origine d'un remplissage de l'étang de Berre via le canal de Caronte. Au contraire, lors d'événements anticycloniques (forte pression atmosphérique), le niveau à Carro diminue, s'en suit une vidange de l'étang de Berre. Les niveaux au Jaï et à Saint-Chamas augmentent ou diminuent de la même manière qu'à Carro, les variations de niveaux de la mer causés par la pression atmosphérique sont donc transmises sans atténuation dans l'étang de Berre.

Les conditions de vent ont également un impact. Lors d'événements de mistral ($V_e > 0$), du fait du basculement du plan d'eau dans l'étang de Berre, le niveau au sud de l'étang de Berre est supérieur à celui au nord. Cependant, le niveau à Carro diminue également, causant un gradient de part et d'autre du canal de Caronte et générant une vidange de l'étang de Berre via le canal. C'est pour cette raison que dans l'étang de Berre, bien que la différence de niveaux entre les deux stations augmente, les niveaux diminuent aux deux stations. En condition de vent d'E-SE ($V_e < 0$), le niveau au sud de l'étang est inférieur à celui au nord de l'étang. Et puisque le niveau à Carro augmente, l'étang se remplit via le canal de Caronte afin d'équilibrer le gradient de pression de part et d'autre du canal. De la même manière que par mistral, bien que la différence de niveaux entre les deux stations augmente, les niveaux augmentent dans l'étang et cela cause une augmentation du niveau au niveau des deux stations.

Ces fluctuations ne sont pas observées dans l'étang de Vaccarès du fait de sa fermeture avec la mer ouverte, ni dans la Rade de Toulon car la large ouverture avec la mer ouverte permet une communication des masses d'eau rapide.

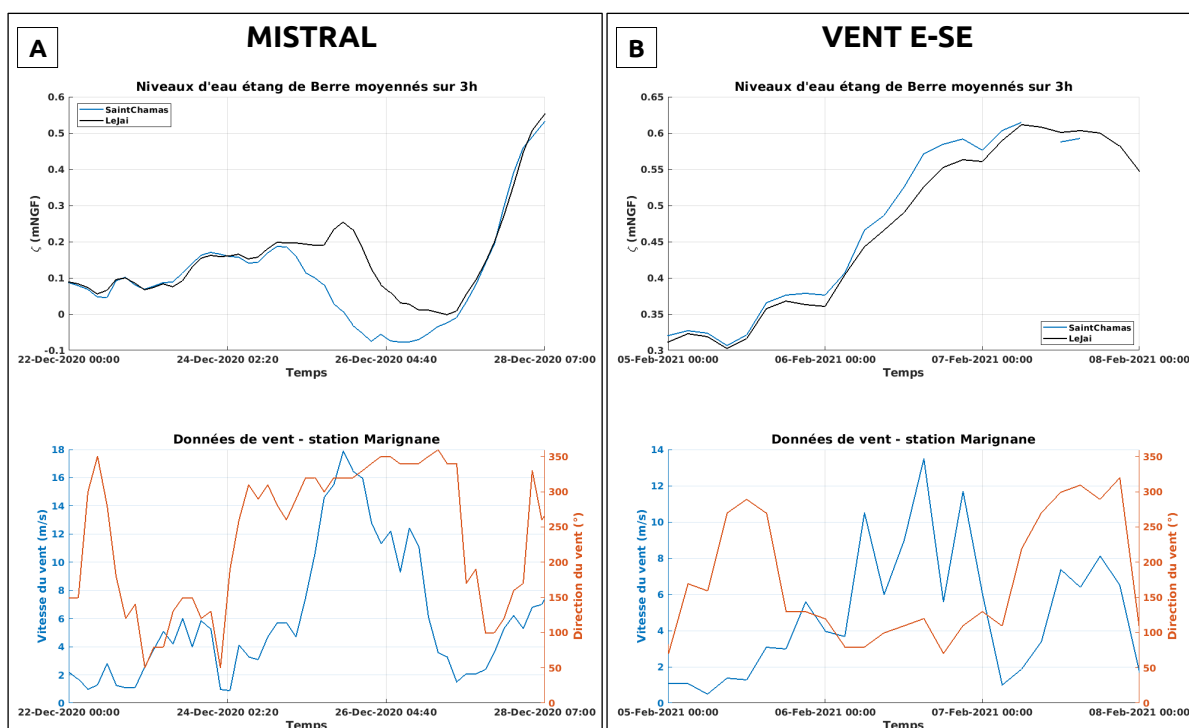


FIGURE 1.11 – Niveaux d'eau et conditions de vent dans l'étang de Berre lors d'un évènement de mistral (A) et d'un évènement de vent d'E-SE (B)

1.4 Fluctuations saisonnières du niveau d'eau

Les fluctuations du niveau moyen de l'eau illustrées sur les figures 1.4, 1.5 et 1.6 suggèrent que dans l'étang de Vaccarès, le niveau moyen de l'eau suit une tendance saisonnière, avec des niveaux plus élevés/plus bas pendant les saisons hiver/été, ceci n'est pas aussi marqué dans l'étang de Berre et dans la Rade de Toulon. Ces fluctuations saisonnières sont dues à la combinaison de divers mécanismes décrits précédemment, mais ne sont pas directement liées aux forçages météorologiques. Par rapport à la moyenne sur toute la durée de la campagne moyen terme dans l'étang de Vaccarès :

- Les niveaux étaient plus élevés de + 25 cm par rapport à la moyenne de novembre/décembre à juin/juillet, causé par les précipitations.
- Les niveaux étaient plus bas de - 30 cm par rapport à la moyenne de juin/juillet à novembre/décembre, du fait des températures élevées ayant causées de l'évaporation.

Dans l'étang de Berre et la Rade de Toulon, les variations de niveau saisonnières sont due à la dilatation thermique ("marées" semi-annuelles et annuelles).

Ces fluctuations sur le long terme impactent les deux stations de la même manière et ne seront pas visibles pour l'analyse du basculement.

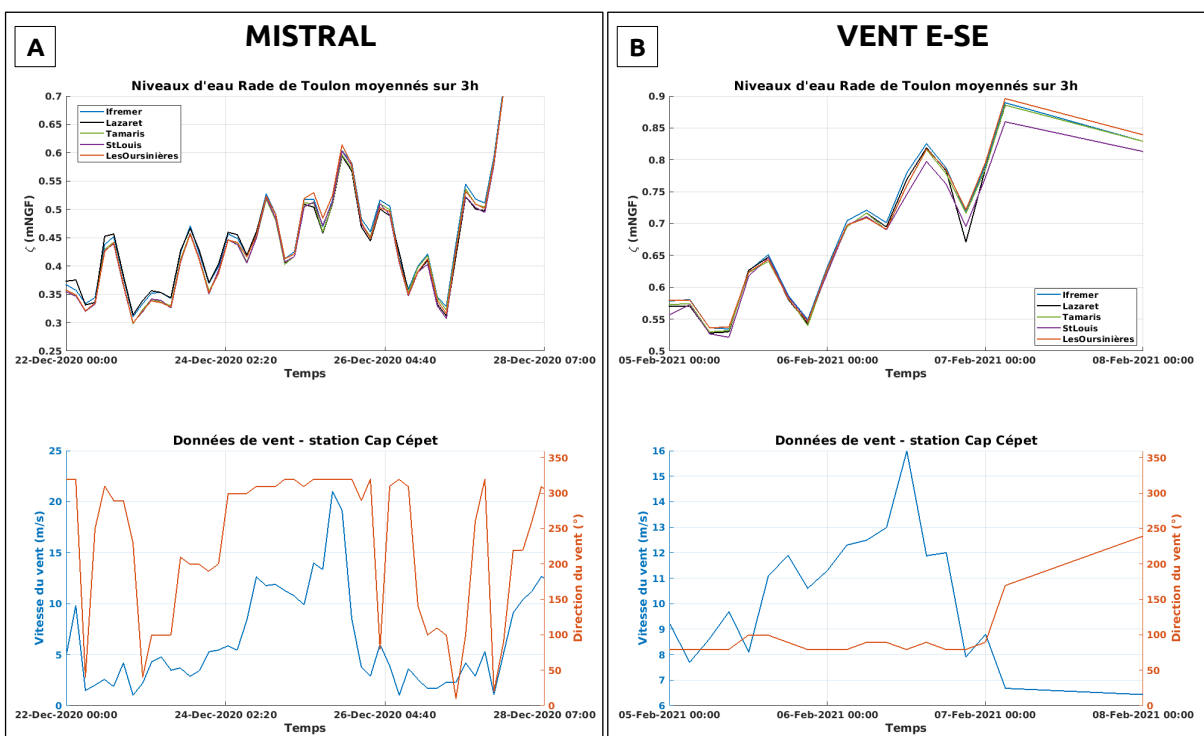


FIGURE 1.12 – Niveaux d'eau et conditions de vent dans la Rade de Toulon lors d'un évènement de mistral (A) et d'un évènement de vent d'E-SE (B)

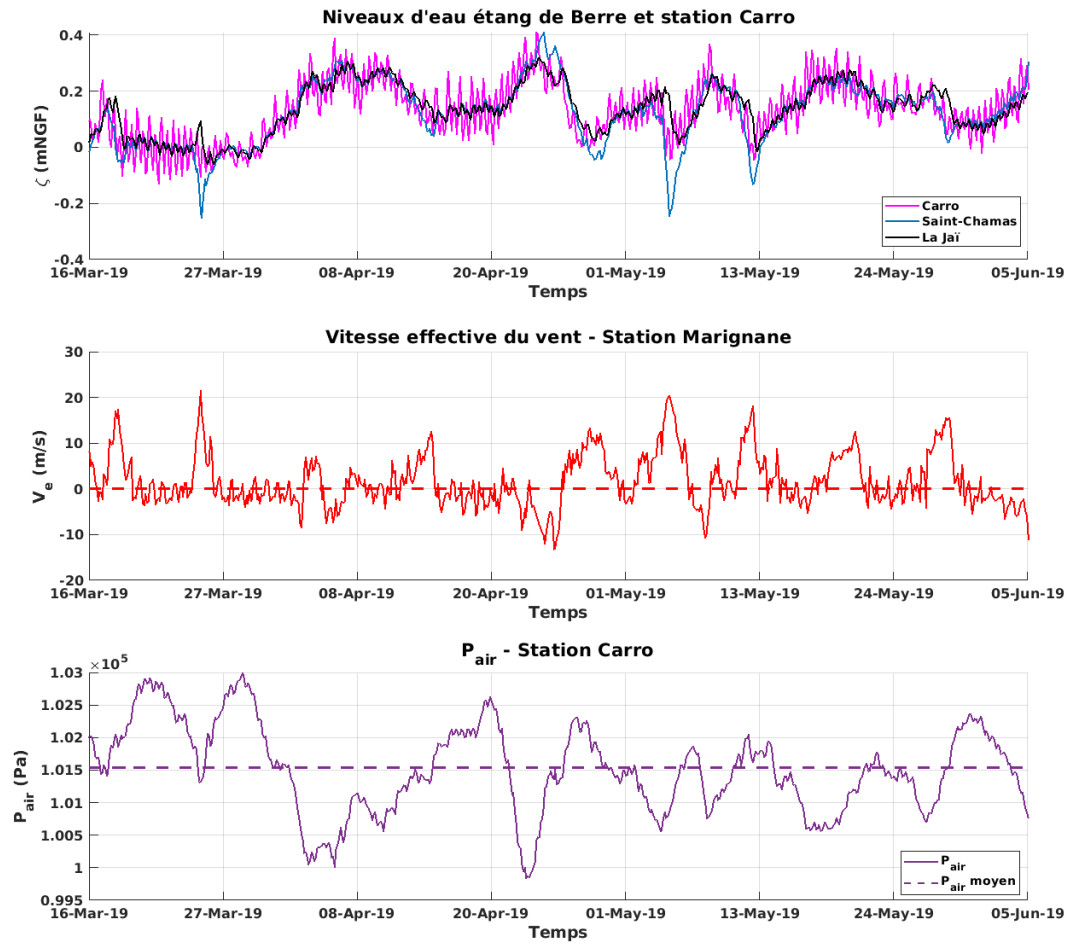


FIGURE 1.13 – Niveaux d'eau des deux stations HTM-NET, vitesse effective calculée d'après les données de vent de la station météorologique de Marignane et pression de l'air mesurée à la station Carro du 16 mars 2019 au 05 juin 2019. Les données de niveaux utilisées sont celles moyennées à 3h

2

Basculements observés dans les sites d'étude

L'analyse du basculement de la surface de l'eau induite par le vent repose sur l'équilibre local, moyenné en profondeur, entre le gradient de pression induit par la pente de la surface et la contrainte du vent. Nous pouvons donc représenter le basculement en fonction de la vitesse effective du vent. Pour rappel, la méthode de détermination du basculement est présentée par la section IV.2.3.1, et de la vitesse effective par la section IV.1.3.

Les figures 2.14, 2.15 et 2.16 représentent les basculements observés en fonction de la vitesse effective du vent dans l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et la Rade de Toulon respectivement. Sur l'ensemble des sites, on remarque que les vitesses effectives étaient, en valeur absolue, plus importantes lors d'événements de mistral (V_e maximales de 13 à 21.5 m/s) que lors d'événements de vent d'E-SE (V_e maximales de -13 à -16.5 m/s).

Comme nous l'avons expliqué précédemment, le basculement devrait augmenter avec l'augmentation de la longueur du bassin, l'augmentation de la vitesse du vent et la diminution de la profondeur de l'eau. Les résultats présentés sur les figures 2.14 à 2.16 ne peuvent pas être comparés entre eux puisque la longueur des axes de référence dans les trois sites ne sont pas identiques. Une façon de comparer les réponses de la surface libre à l'action du vent est de représenter la pente de surface libre S en fonction de la vitesse effective. De cette manière, nous ne prenons plus en considération la longueur du bassin.

La figure 2.17 illustre les pentes de surface libre des trois sites en fonction de la vitesse effective du vent. La relation directe entre le forçage du vent et la pente de surface observée sur la figure 2.17 confirme que le vent est un facteur majeur de la pente de surface moyenne dans les deux systèmes. Dans des conditions de vent faible, les pentes de la surface libre sont très faibles. L'augmentation de la vitesse du vent induit une augmentation non linéaire de la pente. Pour les mêmes vents, la pente est plus élevée dans la lagune du Vaccarès en raison de la moindre profondeur. En revanche, des pentes faibles sont obtenues dans la Rade de Toulon. Les valeurs maximales enregistrées pour les trois sites sont résumées dans le tableau 2.1. Le développement de la pente semble symétrique dans le cas d'événements de mistral ou de vent d'E-SE pour les étangs de Vaccarès et Berre. Cependant, ce n'est pas le cas dans la Rade de Toulon, avec des pentes plus faibles en cas de vent d'E-SE, pour une même vitesse effective. Ainsi, pour un mistral dont la vitesse effective est de 10 m/s , les pentes sont de 2.3, 0.4 et 0.1 cm/km dans l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et la Rade de Toulon respectivement. En revanche, pour une même vitesse effective de -10 m/s (vent d'E-SE), les pentes sont égales à -2.3, -0.4 et -0.04 cm/km dans l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et la Rade de Toulon respectivement. En comparant

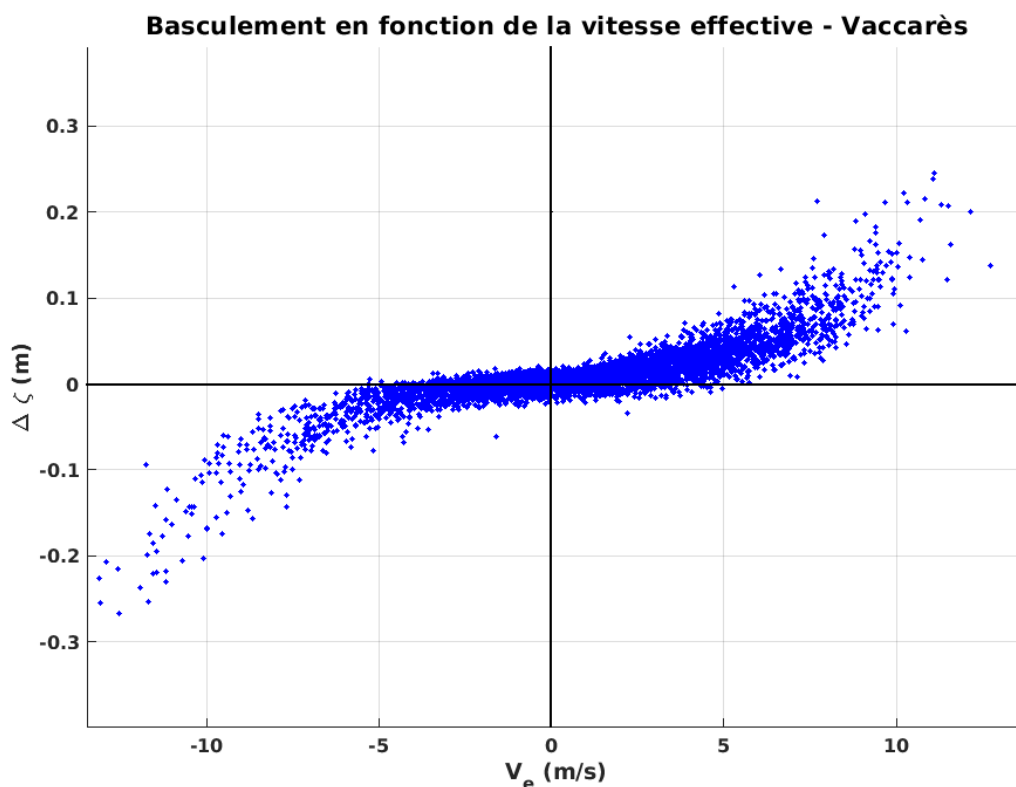


FIGURE 2.14 – Basculements de surface libre en fonction de la vitesse effective dans l'étang de Vaccarès

ces résultats avec ceux issues de modélisations numériques présentées dans la partie II section 1.1 (page 29), les valeurs de pentes obtenues dans l'étang de Vaccarès dans cette présente étude sont équivalentes avec celles calculées d'après [Boutron et al., 2015]. De même, les pentes observées ici dans l'étang de Berre sont équivalentes à celles déterminées par [Leredde et al., 2002] mais sont très supérieures à celles obtenues par [Aleksenko et al., 2013].

Site	S_{max} mistral (cm/km)	V_e associée (m/s)	S_{max} vent d'E-SE (cm/km)	V_e associée (m/s)
Étang de Vaccarès	3.4	11.1	-3.7	-12.5
Étang de Berre	2.3	20.4	-0.8	-14.4
Rade de Toulon	0.45	18.3	-0.2	-14.1

TABLEAU 2.1 – Pentes maximales de surface lors d'évènements de mistral et de vent d'E-SE et vitesses effectives associées dans les trois sites d'étude

Pour le cas particulier de la Rade de Toulon, les pentes calculées selon les 3 axes de référence en fonction de la vitesse effective du vent sont présentées par la figure 2.18. Bien que les pentes soient équivalentes en cas d'évènements de mistral, des comportements différents sont observés en fonction de l'axe de référence pour des évènements de vent d'E-SE :

- Axe Oursinières - StLouis : la pente augmente de la même manière que par mistral.
- Axe Oursinières - Ifremer : la pente diminue, et est en valeur absolue inférieure à celle

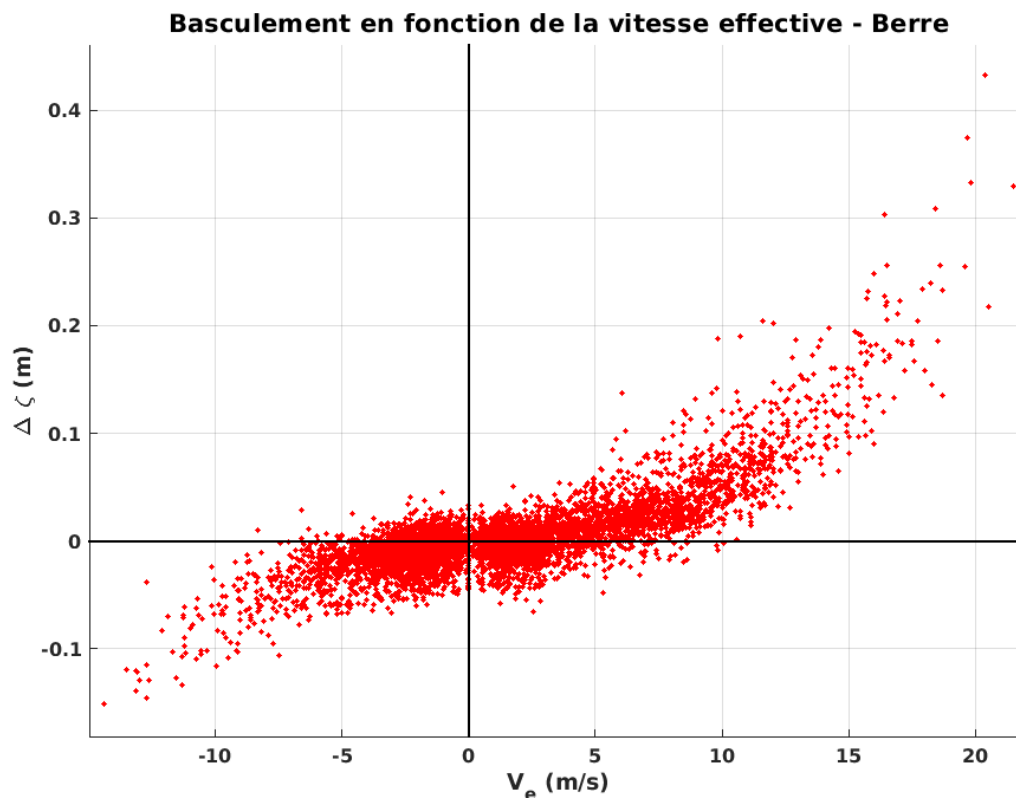


FIGURE 2.15 – Basculements de surface libre en fonction de la vitesse effective dans l'étang de Berre

observée dans le cas de vent de mistral pour des valeurs absolues de vitesses effectives équivalentes.

— Axe Oursinières - Tamaris : la pente est nulle quelle que soit la valeur de la vitesse effective.

L'ouverture à la mer de la Rade de Toulon complexifie l'observation des phénomènes de basculement, par rapport aux bassins semi-fermés et fermés. En effet, d'autres phénomènes provenant de la mer ouverte semblent responsables d'un amortissement du basculement du plan d'eau.

Dans l'étang de Vaccarès, nous disposons de deux jeux de données de niveaux d'eau distincts : ceux de la campagne moyen terme ayant permis le calcul de la pente de la surface libre dont les résultats sont présentés sur la figure 2.17, et ceux de la campagne haute-fréquence. Ainsi, les pentes de la surface libre ont également été calculées, selon le même méthode, pour les tronçons délimités par les stations de la campagne haute fréquence : W2-W1, W3-W2 et W5-W3. Pour cela, les données de niveaux d'eau acquises à haute-fréquence ont été moyennées toutes les 3h. Les pentes de surface libre calculées sur les petits tronçons le long de l'axe de référence de l'étang de Vaccarès sont comparées à celles provenant de la campagne moyen-terme sur la figure 2.19. On remarque dans un premier temps que les valeurs de pentes sur les petits tronçons sont du même ordre de grandeur que celles calculées en utilisant les stations de la campagne moyen-terme. Cela confirme l'hypothèse selon laquelle la déformation de la surface libre peut-être assimilée à une pente linéaire le long de l'axe de référence. Les erreurs de mesures sont plus importantes lors de l'utilisation de petits tronçons pour la détermination de la pente de surface libre. En effet, pour une pente de surface libre de 1 cm/km , l'erreur en utilisant les données de la campagne moyen

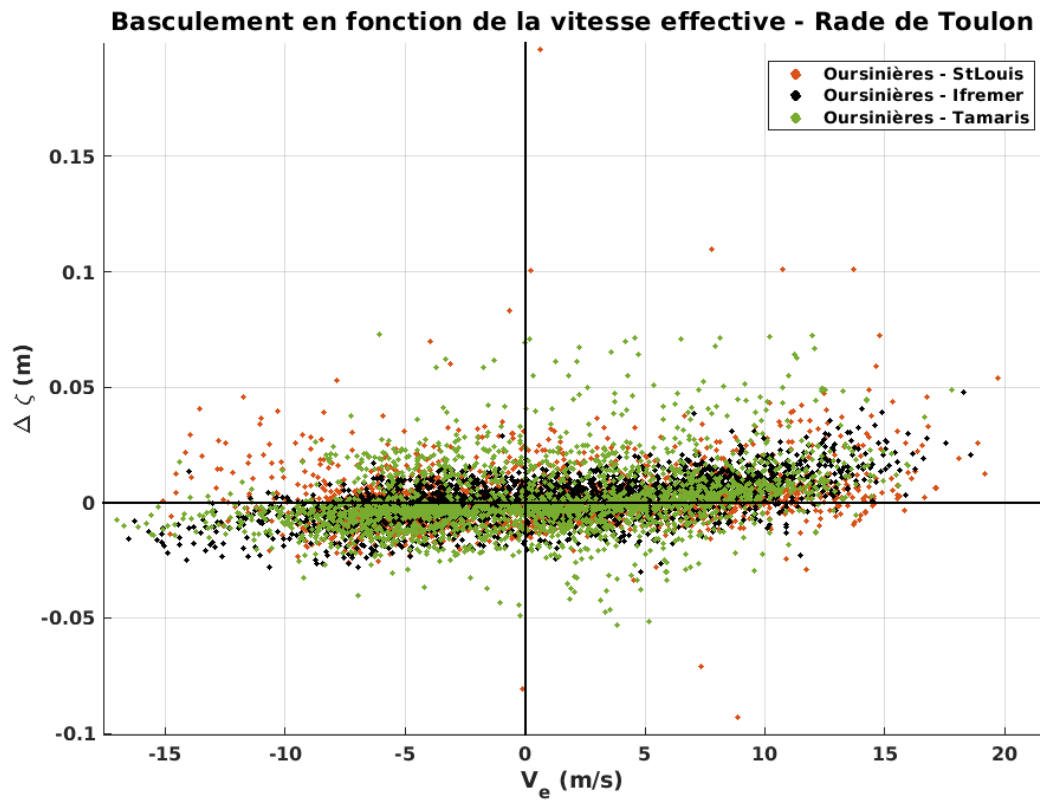


FIGURE 2.16 – Basculements de surface libre en fonction de la vitesse effective dans la Rade de Toulon. Les trois axes sont représentés : Oursinières-StLouis (orange), Oursinières-Ifremer (noir) et Oursinières-Tamaris (vert)

terme est approximativement 0.4 cm/km et pour les petits tronçons délimitant les stations de la campagne haute-fréquence, l'erreur est d'environ 0.8 cm/km .

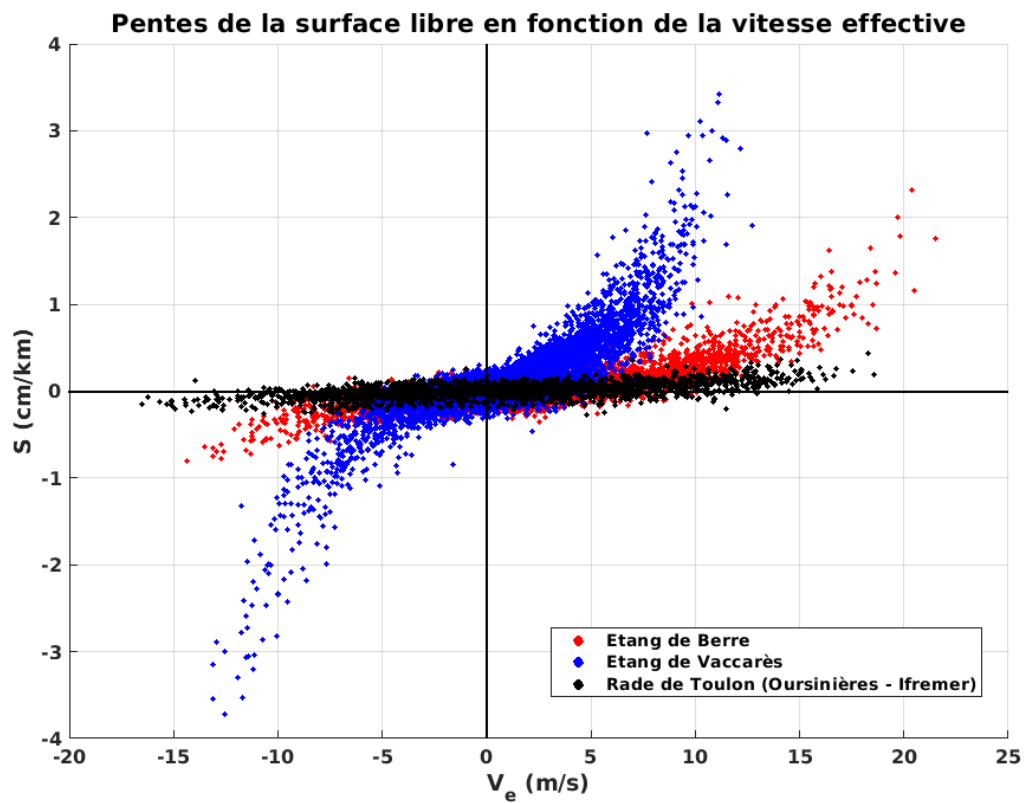


FIGURE 2.17 – Pentes de surface libre en fonction de la vitesse effective dans les trois sites d'étude. La pente dans la Rade de Toulon correspond à celle entre les stations Oursinières et Ifremer

Pentes de la surface libre en fonction de la vitesse effective - Rade de Toulon

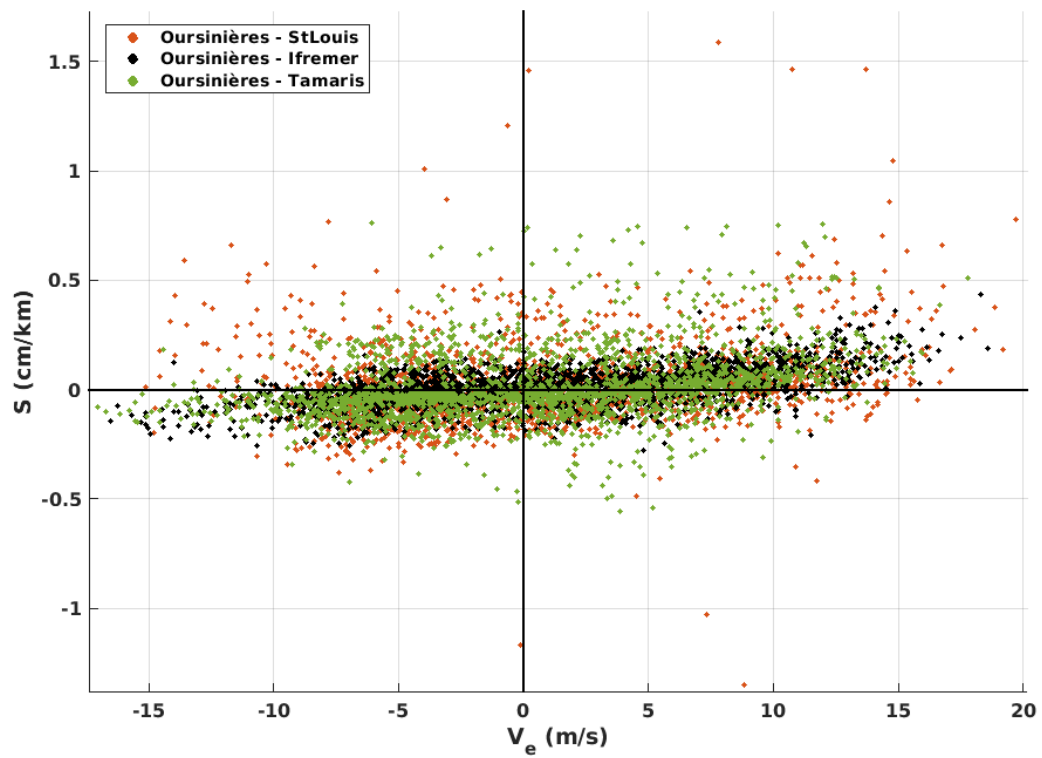


FIGURE 2.18 – Pentes de surface libre en fonction de la vitesse effective dans la Rade de Toulon

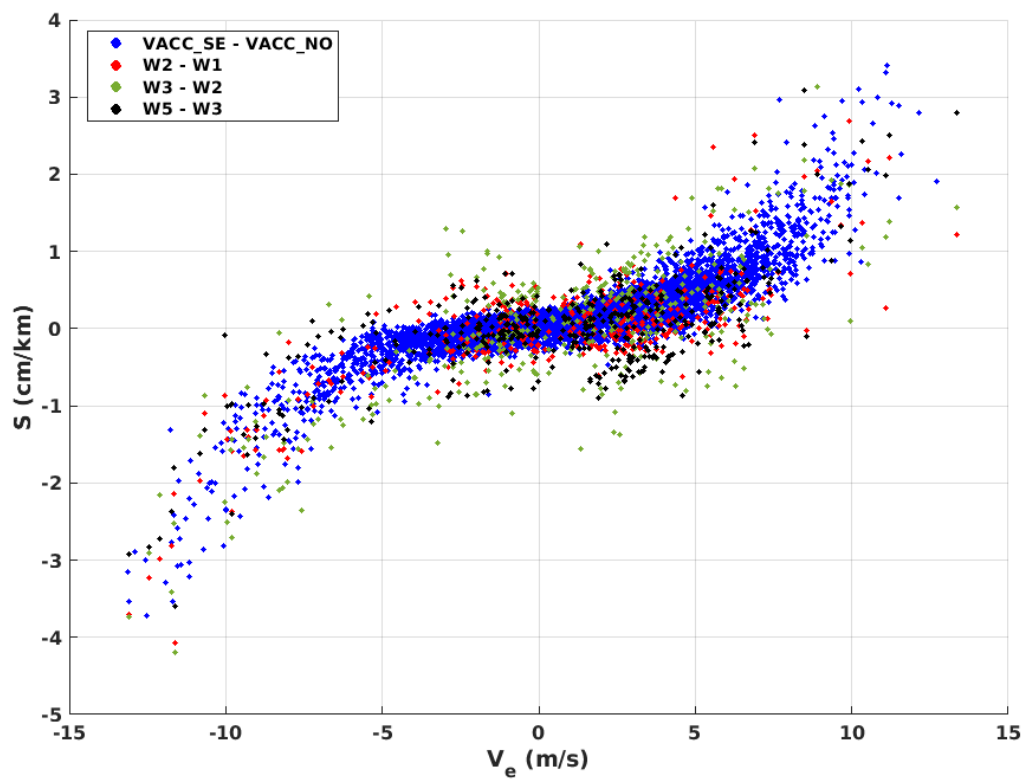


FIGURE 2.19 – Pentas de surface libre en fonction de la vitesse effective dans l'étang de Vaccarès calculees grâce aux donnees de la campagne moyen-terme (VACC_SE-VACC_NO), et aux donnees de la campagne haute-fréquence (W2-W1, W3-W2 et W5-W3)

Détermination d'un coefficient de frottement et prévision du basculement

Sommaire

3.1	Détermination d'un coefficient de frottement constant pour chaque site	155
3.1.1	Détermination de C_D	155
3.1.2	Utilisation du C_D constant pour déterminer des pentes de surface libre théoriques	158
3.2	Coefficient de frottement et conditions de vagues dans l'étang de Vaccarès	159
3.2.1	Caractérisation des conditions de vagues lors de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès	160
3.2.2	Lien entre le coefficient de frottement et les conditions de vagues	162

3.1 Détermination d'un coefficient de frottement constant pour chaque site

3.1.1 Détermination de C_D

Comme nous l'avons vu précédemment dans la section IV.2.3.3, une dépendance linéaire simple est obtenue entre S et $\frac{V_e^2}{h}$, selon l'approche idéalisée supposant une contrainte de vent et une profondeur spatialement uniformes. Les figures 3.20, 3.21 et 3.22 illustrent la relation entre S et $\frac{V_e^2}{h}$ pour nos trois sites. D'après ces figures, la tendance générale entre S et $\frac{V_e^2}{h}$ est linéaire. Les coefficients de détermination linéaire R^2 sont élevés pour les étangs de Vaccarès et Berre. En revanche, dans la Rade de Toulon, les coefficients sont faibles en particulier pour les deux axes Oursinières-StLouis et Oursinières-Tamaris, ces deux axes ne seront donc pas traités par la suite.

Les régressions linéaires réalisées entre S et $\frac{V_e^2}{h}$ permettent de déterminer les valeurs de α de l'équation 2.6 de la section IV.2.3.3. Les coefficients de frottement C_D correspondants, calculés à l'aide de l'équation 2.7 section IV.2.3.3, sont ensuite déduits. Les valeurs obtenues de α , R^2 et C_D pour les trois sites sont présentés par le tableau 3.2.

La valeur du coefficient α est la plus importante dans l'étang de Vaccarès. Dans l'étang de Berre, il est proche de ceux obtenus dans la Rade de Toulon pour les axes Oursinières-Ifremer et Oursinières-Tamaris. L'axe Oursinières-Saint-Louis a quant à lui le plus faible coefficient.

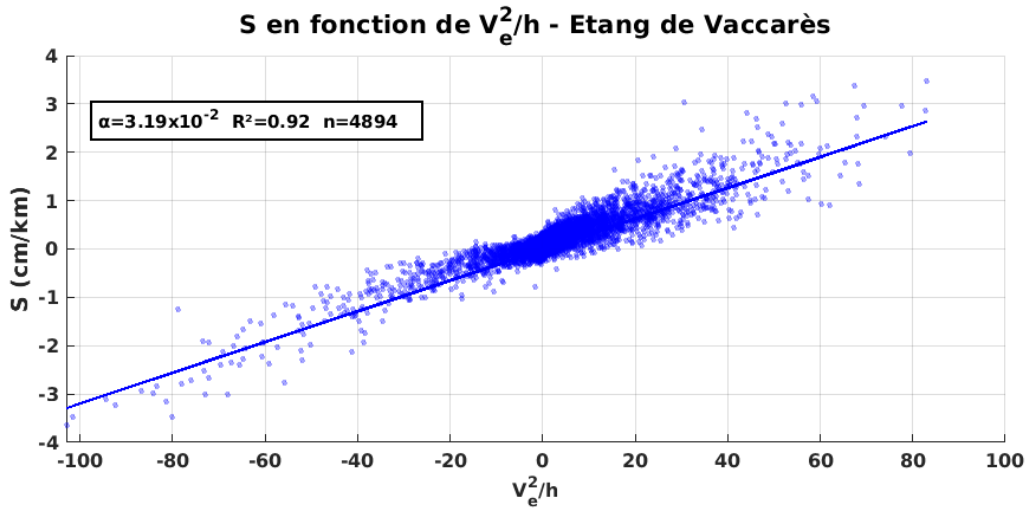


FIGURE 3.20 – S en fonction de $\frac{V_e^2}{h}$ dans l'étang de Vaccarès. Les données in-situ sont des points, les régressions linéaires sont des lignes. R^2 , α et n sont le coefficient de détermination linéaire, la pente linéaire et le nombre de points de données.

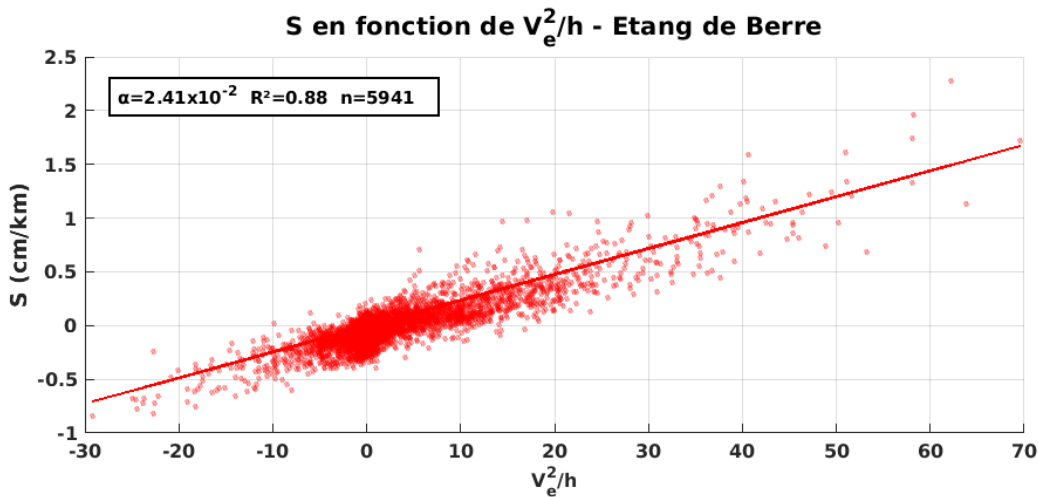


FIGURE 3.21 – S en fonction de $\frac{V_e^2}{h}$ dans l'étang de Berre. Les données in-situ sont des points, les régressions linéaires sont des lignes. R^2 , α et n sont le coefficient de détermination linéaire, la pente linéaire et le nombre de points de données.

Site	Stations	α	R^2	C_D
Étang de Vaccarès	VACC_SE - VACC_NO	3.19×10^{-2}	0.92	2.62×10^{-3}
Étang de Berre	Le Jaï - Saint-Chamas	2.41×10^{-2}	0.88	1.98×10^{-3}
Rade de Toulon	Oursinières - Ifremer	2.39×10^{-2}	0.60	1.96×10^{-3}

TABEAU 3.2 – Détermination de α , coefficient de détermination R^2 associé et coefficient de frottement C_D constant pour les trois sites

Le coefficient α est proportionnel à S et h et inversement proportionnel à V_e^2 . Dans le cas de l'étang de Vaccarès, la valeur élevée du coefficient α est due aux fortes pentes de la surface libre.

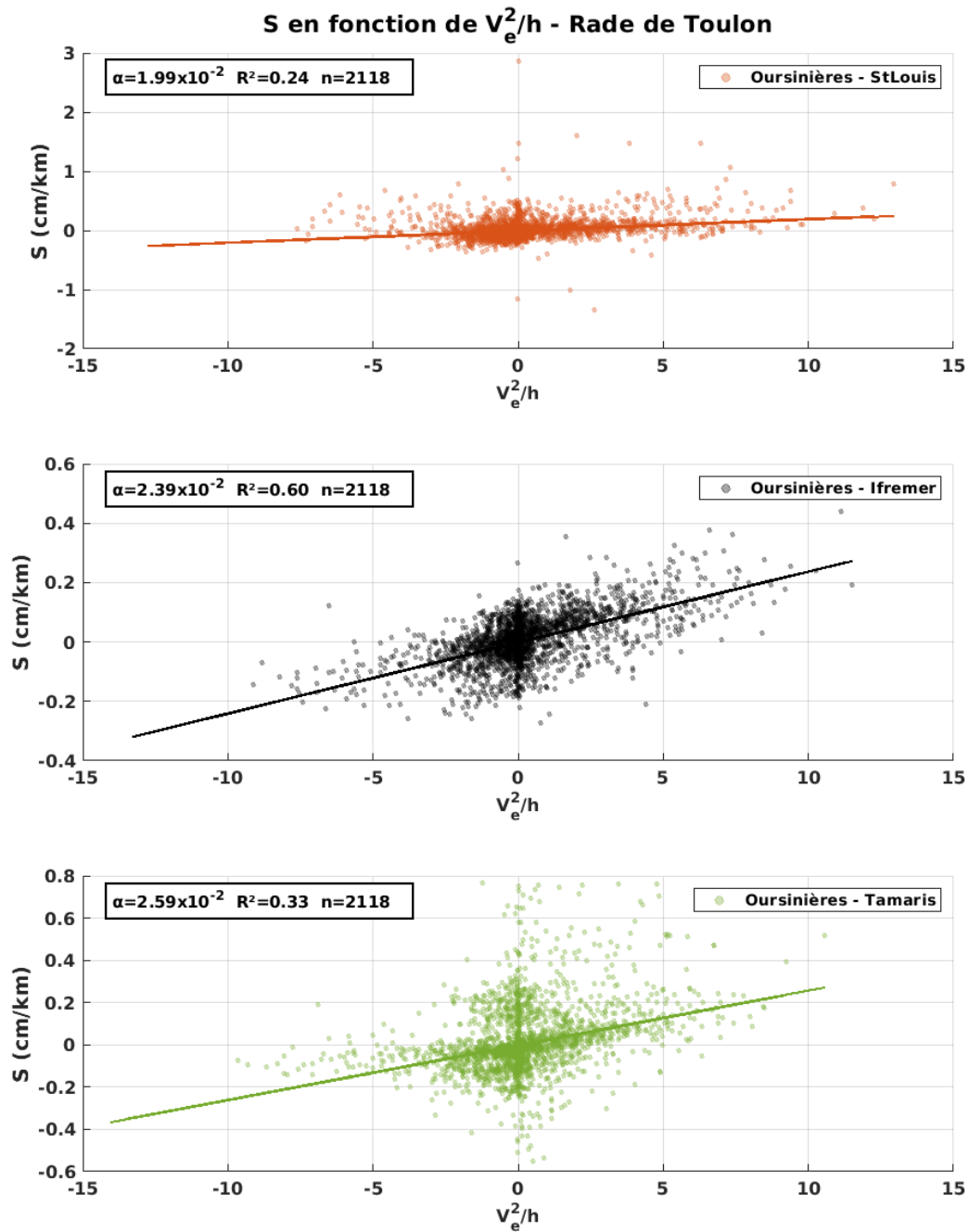


FIGURE 3.22 – S en fonction de $\frac{V_e^2}{h}$ dans la Rade de Toulon. Les données in-situ sont des points, les régressions linéaires sont des lignes. R^2 , α et n sont respectivement le coefficient de détermination linéaire, la pente linéaire et le nombre de points de données.

En revanche, bien que les pentes obtenues dans la Rade de Toulon soient faibles en comparaison à celles de l'étang de Berre, c'est la forte profondeur de la Rade qui explique que le coefficient soit proche de celui de l'étang de Berre dont la profondeur est inférieure. Le coefficient C_D étant proportionnel à α , il est donc plus élevé à Vaccarès et celui de Berre est équivalent à celui de la Rade de Toulon.

3.1.2 Utilisation du C_D constant pour déterminer des pentes de surface libre théoriques

Ayant déterminé des valeurs de C_D constant pour chaque axe étudié, nous pouvons donc en déduire théoriquement les pentes en fonction de la vitesse effective pour chaque axe, comme présenté dans la section IV.2.3.4. Les résultats obtenus pour les trois sites sont présentés sur la figure 3.23 avec dans la Rade de Toulon l'axe Oursinières - Ifremer.

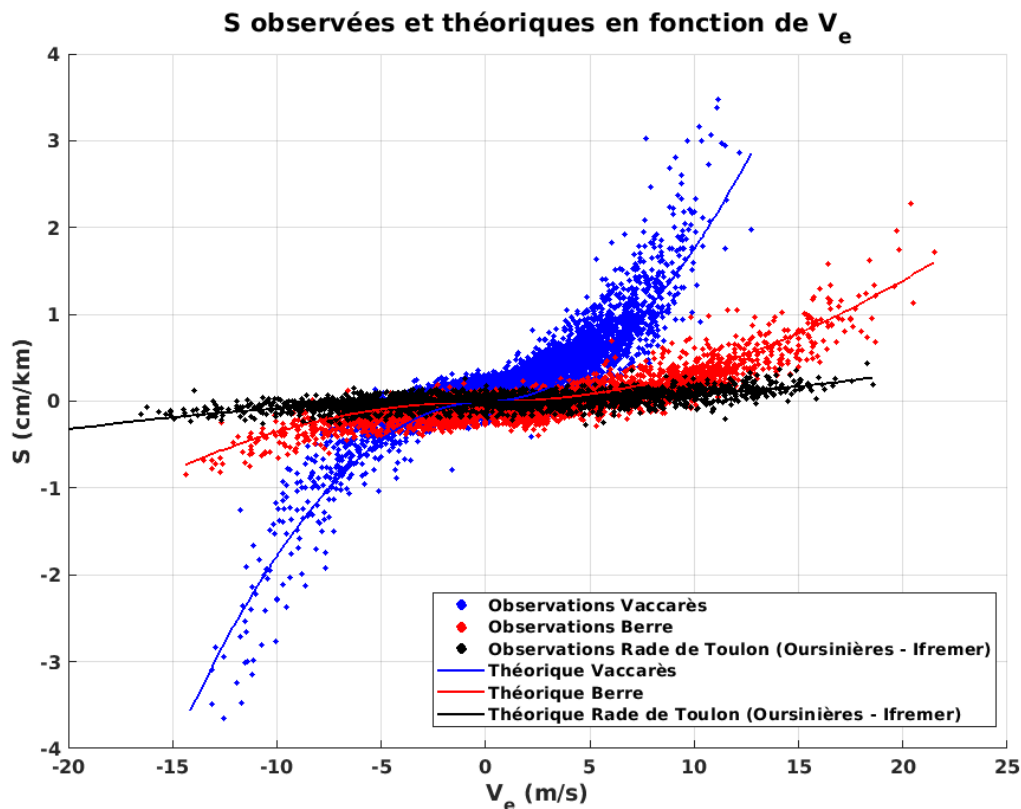


FIGURE 3.23 – Pentes de surface libre observées (points) et théoriques (lignes) en utilisant une valeur de C_D constante en fonction de la vitesse effective dans les trois sites d'étude.

Dans l'étang de Vaccarès, l'utilisation d'un C_D constant pour la prédiction sous-estime significativement les pentes de surface libre, les prédictions sont d'autant moins satisfaisantes que la vitesse effective du vent augmente.

Dans l'étang de Berre, les pentes sont correctement prédites à l'aide d'une constante C_D pour des vitesses effectives de vent inférieures à 15 m.s^{-1} mais sont sous-estimées pour les vitesses plus élevées (cas des vents de mistral principalement).

Dans la Rade de Toulon, pour $V_e > 0$ (mistral), les pentes sont correctement prédites grâce à

l'utilisation d'un C_D constant. En revanche, pour $V_e < 0$ (vent d'E-SE), les pentes sont légèrement surestimées.

Le tableau 3.3 donne les valeurs de RMSE et IA (introduits dans la section IV.2.3.4) permettant de comparer les prédictions en utilisant un C_D constant avec les observations pour les différents axes de référence des trois sites d'étude.

Site	Axe de référence	RMSE (cm/km)	IA
Étang de Vaccarès	VACC_SE - VACC_NO	0.2418	0.9406
Étang de Berre	LeJaï - StChamas	0.1224	0.8979
Rade de Toulon	Oursinières - Ifremer	0.0696	0.7115

TABLEAU 3.3 – Valeurs de RMSE et IA permettant de comparer les prédictions en utilisant un C_D constant avec les observations pour les différents axes de référence des trois sites d'étude

Dans l'étang de Vaccarès, la valeur du RMSE obtenue est plus élevée que dans les autres sites. Cependant, ce dernier est mesuré sur des valeurs de pentes qui sont plus élevées. En revanche, l'IA obtenu est très satisfaisant. Dans l'étang de Berre, le RMSE est correct, de même pour l'IA. En ce qui concerne la Rade de Toulon, les valeurs de RMSE sont basses sachant que ce dernier est calculé sur de faibles pentes. En revanche, l'IA est bas.

Ces résultats permettent d'observer l'inclinaison de la surface libre induite par le vent, dans nos trois sites d'étude. Les mesures ont d'abord confirmé la tendance principale attendue : plus la vitesse du vent est élevée, plus la pente de la surface libre est forte. De plus, un effet significatif de la profondeur est observé, avec une plus grande inclinaison de la surface dans l'étang le moins profond, l'étang de Vaccarès. À partir de ces observations, le bilan de quantité de mouvement 1-D à profondeur constante a été utilisé pour estimer le coefficient de friction de surface sur la base des hypothèses d'un lit horizontal plat et d'une contrainte de vent uniforme dans l'espace. L'analyse des données a confirmé la robustesse d'une approche aussi simple dans le contexte actuel. Cependant, la paramétrisation du coefficient de traînée de surface reste une question délicate. L'utilisation d'un C_D constant a fourni des performances satisfaisantes sauf pour l'étang de Vaccarès. Ces observations suggèrent que des paramètres physiques supplémentaires doivent être pris en compte pour la paramétrisation du coefficient de frottement dans les bassins très peu profonds.

3.2 Coefficient de frottement et conditions de vagues dans l'étang de Vaccarès

Comme nous l'avons suggéré précédemment, dans les bassins peu profonds, C_D dépend de la contrainte de frottement, qui elle-même dépend de la vitesse du vent, mais également d'autres phénomènes physiques. Dans cette section, nous étudions donc la dépendance entre C_D et les conditions de vagues. Les conditions de vagues ont pu être étudiées grâce à la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès ayant eu lieu du 20 novembre 2019 au 09 janvier 2020. Avant d'étudier le lien entre le coefficient et les conditions de vagues, il est nécessaire de caractériser les conditions de vagues dans l'étang dont le fetch est limité et la profondeur est faible. Pour cela, des capteurs de pression haute-fréquence ont été installés le long de l'axe de référence allant du nord-ouest au sud-est (présenté section IV.2.1.2).

L'étude des états de mer a été réalisée sur 6 événements distincts lors de la campagne : 2 événements de vent d'E-SE et 4 événements de mistral, comme présenté par le tableau 3.4. L'ana-

lyse spectrale des vagues ayant été réalisée sur des ensembles de 15 min, le nombre d'ensembles associés à chaque évènement est également mentionné dans le tableau. Ensuite, le lien entre le coefficient de frottement et les conditions de vagues a été étudié. Pour cela, nous nous sommes intéressés à deux périodes pour lesquelles la vitesse du vent $V > 8m/s$ pour chaque évènement. Le début et la fin de ces périodes d'analyse sont présentées par le tableau 3.5.

Nom	Type de vent	Début	Fin	Nombre d'ensembles
e1	E-SE ($\approx 140^\circ$)	22/11/2019 00 :00	23/11/2019 15 :00	156
e2	Mistral ($\approx 350^\circ$)	01/12/2019 11 :00	04/12/2019 02 :00	252
e3	Mistral ($\approx 320^\circ$)	08/12/2019 21 :00	11/12/2019 08 :00	236
e4	E-SE ($\approx 140^\circ$)	19/12/2019 04 :00	20/12/2019 16 :00	144
e5	Mistral ($\approx 350^\circ$)	27/12/2019 10 :00	29/12/2019 01 :00	156
e6	Mistral ($\approx 320^\circ$)	03/01/2020 09 :00	06/01/2020 03 :00	264

TABLEAU 3.4 – Présentation des évènements lors desquels l'analyse des conditions de vagues a été réalisée pendant la campagne haute-fréquence de l'étang de Vaccarès

Évènement	Début période d'analyse	Fin période d'analyse
e1	22/11/2019 16 :22	22/11/2019 18 :52
	23/11/2019 01 :52	23/11/2019 05 :22
e2	02/12/2019 09 :22	02/12/2019 11 :52
	02/12/2019 13 :07	02/12/2019 16 :52
e3	10/12/2019 04 :07	10/12/2019 06 :37
	10/12/2019 09 :07	10/12/2019 12 :52
e4	19/12/2019 10 :07	19/12/2019 20 :07
	20/12/2019 02 :22	20/12/2019 11 :07
e5	27/12/2019 16 :22	27/12/2019 19 :37
	27/12/2019 23 :22	28/12/2019 01 :52
e6	04/01/2020 14 :52	04/01/2020 17 :22
	05/01/2020 03 :22	05/01/2020 05 :52

TABLEAU 3.5 – Début et fin des périodes d'analyse pendant lesquelles la vitesse du vent $V > 8m/s$ pour chaque évènement

3.2.1 Caractérisation des conditions de vagues lors de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès

Analyse dimensionnelle des conditions de vagues

Pour les 6 évènements sélectionnés de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès, une analyse spectrale a été réalisée. La hauteur significative H_s et la période pic T_p ont été calculées par ensembles de 15 min pendant les évènements. Les spectres permettant de visualiser l'énergie associée à chaque gamme de fréquence ont été réalisés pour le maximum de la vitesse du vent, en conditions de vagues établies et représente la moyenne de 3 ensembles juxtaposés. Les résultats obtenus sont présentés sur la figure 3.24.

Lors des évènements de mistral (figures 3.24.B, 3.24.C, 3.24.E et 3.24.F) le long du fetch allant des stations W1 à W5, on observe une augmentation de H_s et de T_p . Dans ce cas, l'effet du fetch

est bien visible : le long de l'axe, les vagues se développent, c'est à dire qu'elles deviennent plus hautes et plus longues, donc plus espacées dans le temps. Autrement dit, plus le fetch augmente, plus l'énergie des vagues est élevée et se situe dans les basses fréquences. Si le fetch n'était pas limité, les vagues se développeraieent jusqu'à un certain seuil, générant ce que l'on appelle la houle ($T_p > 7 - 8s$). Or dans notre cas, le fetch n'est pas assez important pour permettre un développement complet des vagues, ces dernières faisant partie des vagues de vent ($T_p < 7 - 8s$).

Lors des évènements de vent d'E-SE (figures 3.24.A et 3.24.D), le long du fetch allant des stations W5 à W1, on observe une augmentation de H_s et T_p de W5 à W3, puis une saturation de W3 à W1, c'est à dire que les deux variables sont identiques aux stations W3, W2 et W1 bien que le fetch augmente. On observe ici l'effet de la profondeur de l'eau. En effet, la pente n'est pas symétrique selon que l'on se déplace du NO au SE ou du SE au NO, comme présenté sur la figure 3.25 qui représente la bathymétrie, la surface libre et les stations de la campagne haute-fréquence selon l'axe NO-SE. Ainsi, on remarque :

- Selon l'axe NO-SE : la pente est négative et douce jusqu'au niveau de W5 ou le maximum de profondeur est atteint. Après la station W5, la pente remonte brutalement du fait de la présence d'un banc sableux.
- Selon l'axe SE-NO : la profondeur est maximale à W5 puis diminue doucement jusqu'à W1 ou elle est minimale.

Par conséquent, la faible profondeur aura pour effet de contraindre le développement des vagues lors des évènements de vent d'E-SE.

L'évolution de H_s et T_p en fonction de la vitesse du vent est présentée séparément en cas de mistral ou de vent d'E-SE par les figures 3.26 et 3.27 respectivement. Ces graphiques mettent en évidence que lors de l'augmentation de la vitesse du vent, H_s et T_p augmentent.

Analyse adimensionnelle et comparaison au modèle en fetch limité et profondeur finie de [Young and Verhagen, 1996]

Comme présenté par la section IV.2.5.2, l'énergie de vagues, leur fréquence, le fetch ainsi que la profondeur peuvent être adimensionnés et comparés au modèle de croissance des vagues en fetch limité et profondeur finie proposé par [Young and Verhagen, 1996]. D'après ce modèle, lorsque le fetch adimensionné χ augmente, les effets de la profondeur finie deviennent plus prononcés. L'énergie des vagues adimensionnée ε est plus faible que celle attendue en cas de profondeur infinie et la fréquence adimensionnée ν plus élevée. Quand le fetch augmente encore, un stade est éventuellement atteint où le développement spectral cesse. A ce stade, ε et ν deviennent limités.

Les paramètres ε et ν calculées pour chaque station lors de chaque évènement sont présentées en fonction de χ sur les figures 3.28, 3.29, 3.30 et 3.31 pour diverses gammes de profondeurs adimensionnées δ : 0.1 à 0.2, 0.2 à 0.3, 0.3 à 0.4 et 0.4 à 0.5 respectivement. Les limites du modèle proposé par [Young and Verhagen, 1996] sont présentées en lignes pointillées noires.

Dans l'étang de Vaccarès, les données de vagues recueillies lors de la campagne haute-fréquence suggèrent que l'énergie est supérieure à celle proposée par le modèle de [Young and Verhagen, 1996], lui même basé sur les données recueillies dans un lac de dimensions similaires : le lac Georges en Australie. On remarque que l'énergie est plus importante en cas de mistral que lors de vent d'E-SE. De plus, la fréquence des vagues dans l'étang de Vaccarès est inférieure à celle basée sur le modèle, et cela est également d'autant plus prononcé lors d'évènements de mistral. Ces constats suggèrent que dans l'étang de Vaccarès, le développement des vagues est plus important que dans le lac Georges, et cela est particulièrement vrai lors des évènements de mistral, car dans ce sens, l'impact de la profondeur sur les conditions de vagues est moins important. Ces observations sont confortées sur la figure 3.32 qui représente les valeurs mesurées de ε et ν en

fonction des valeurs théoriques basées sur le modèle de [Young and Verhagen, 1996].

3.2.2 Lien entre le coefficient de frottement et les conditions de vagues

Nous disposons désormais des caractéristiques de vagues enregistrées par les stations W1, W2, W3 et W5 lors de 6 évènements de vents importants durant la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès. De plus, les niveaux d'eau enregistrés à haute fréquences sont interpolés à 15 min suivant t_{burst} , le vecteur temps compris au milieu de l'ensemble sur lequel a été réalisée la détermination des caractéristiques des vagues. Pour chaque évènement, nous nous intéressons aux périodes pour lesquelles la vitesse du vent $V > 8m/s$ présentées par le tableau 3.5. Pour la suite, nous ne considérerons que les données comprises dans les périodes de temps définies précédemment. Ainsi, nous disposons des données suivantes au niveau de chaque station : ζ , x , h , H_s et T_p . Pour chaque tronçon entre les stations, nous déterminons grâce aux données de niveaux d'eau ζ : $\Delta\zeta$ et S , en utilisant la même méthode que celle réalisée dans la section 3.1.1. Il est ainsi possible de déterminer des valeurs de C_D pour chaque tronçon de l'axe sur lequel sont disposés les stations : W1-W2, W2-W3 et W3-W5, sachant que leurs longueurs sont de 1.92, 1.73 et 3.51 km respectivement. Afin de corrélérer les C_D de chaque tronçon pour chaque évènement avec les caractéristiques de vagues, nous avons besoin de x , h , H_s et T_p correspondant au centre des tronçons, plutôt qu'à leurs extrémités. Les valeurs de x et h au centre des tronçons sont déterminées en une interpolation linéaire des valeurs aux stations aux deux extrémités du tronçon. En représentant H_s et T_p en fonction du fetch pour chaque évènement, nous déterminons H_s et T_p au centre du tronçon en réalisant une interpolation linéaire entre les valeurs obtenues aux deux stations juxtaposées et nous récupérons les valeurs de H_s et T_p correspondant aux valeurs de x moyennées sur le tronçon. Cette méthode est présentée par la figure 3.33

Nous disposons donc de valeurs de H_s , T_p et C_D pour les 3 tronçons de l'axe et pour 2 périodes distinctes des 6 évènements, cela représente 36 points. Il est ensuite possible de représenter C_D en fonction de H_s (figure 3.34.A), de la cambrure des vagues définie comme étant égale à H_s/λ (figure 3.34.B), de la vitesse du vent V (figure 3.34.C) et de l'âge des vagues soit c_p/V (figure 3.34.D). Nous observons que les résultats sont en général assez bruités et les tendances ne sont pas nettes. Cela pourrait provenir du fait que les valeurs de pentes sont calculées sur de petits tronçons délimités par les stations de la campagne haute-fréquence, et comme nous l'avons remarqué dans la section 2, figure 2.19, les erreurs sur la détermination des pentes sont deux fois plus importantes que lors de l'utilisation des données de la campagne moyen terme avec les deux stations de part et d'autre de l'axe de référence. Cependant, la figure 3.34 met tout de même en évidence que C_D ne semble pas dépendant de la vitesse du vent ni de l'âge des vagues (faibles valeurs de R^2), mais en revanche semble augmenter avec H_s et la cambrure des vagues. En effet, lors du développement des vagues causé par le vent, H_s et λ (donc par conséquent T_p) augmentent, ce qui cause une augmentation de la cambrure des vagues. Lorsque les vagues se développent, la rugosité de la surface libre augmente, cela est donc cohérent avec une augmentation de C_D .

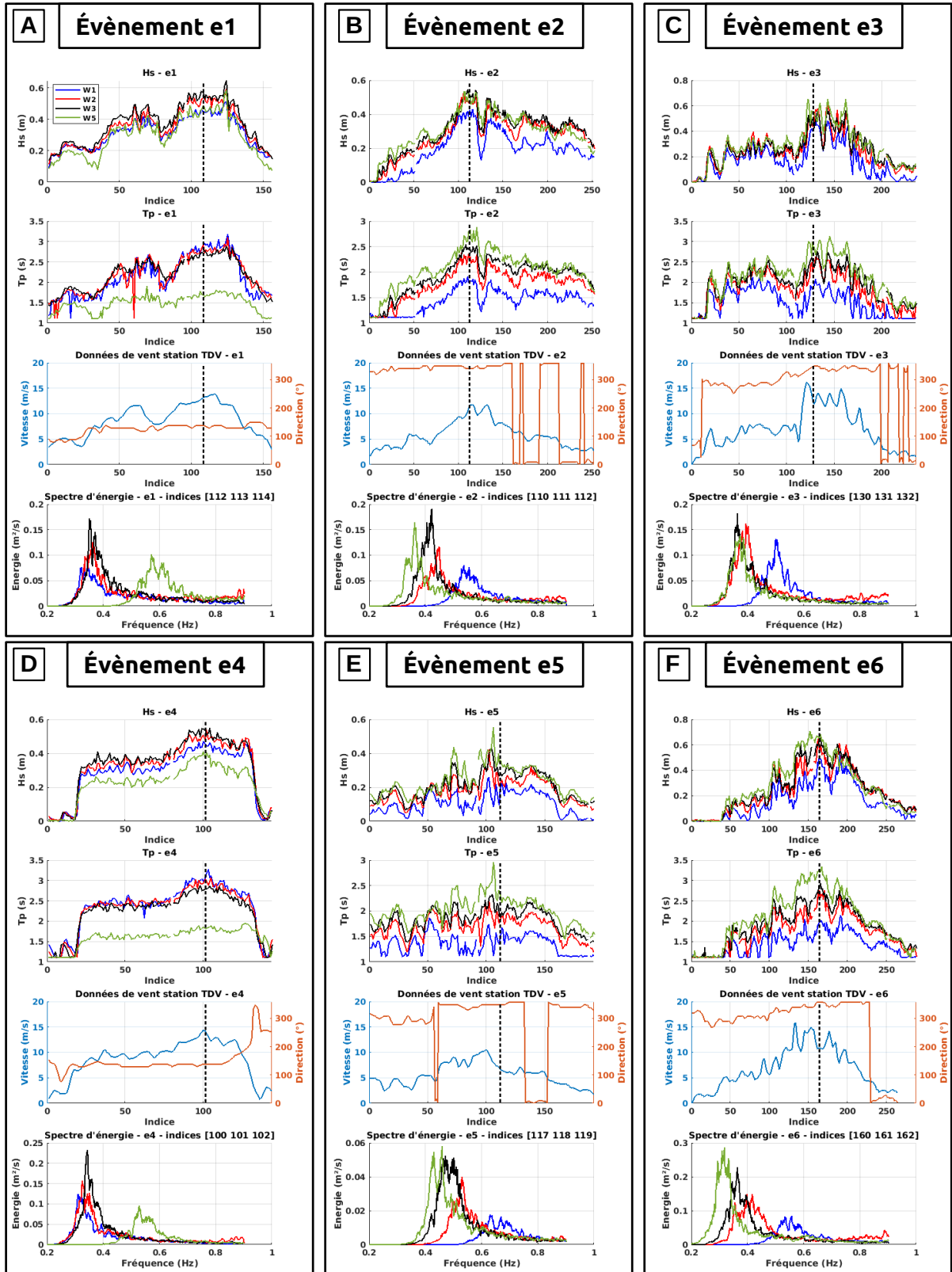


FIGURE 3.24 – Évolutions temporelle des H_s , des T_p et des caractéristiques du vent d'après la station météorologique TDV pendant les 6 évènements de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès, ainsi que les spectres moyens sur 3 ensembles juxtaposés. Les couleurs des points représentent les diverse stations.

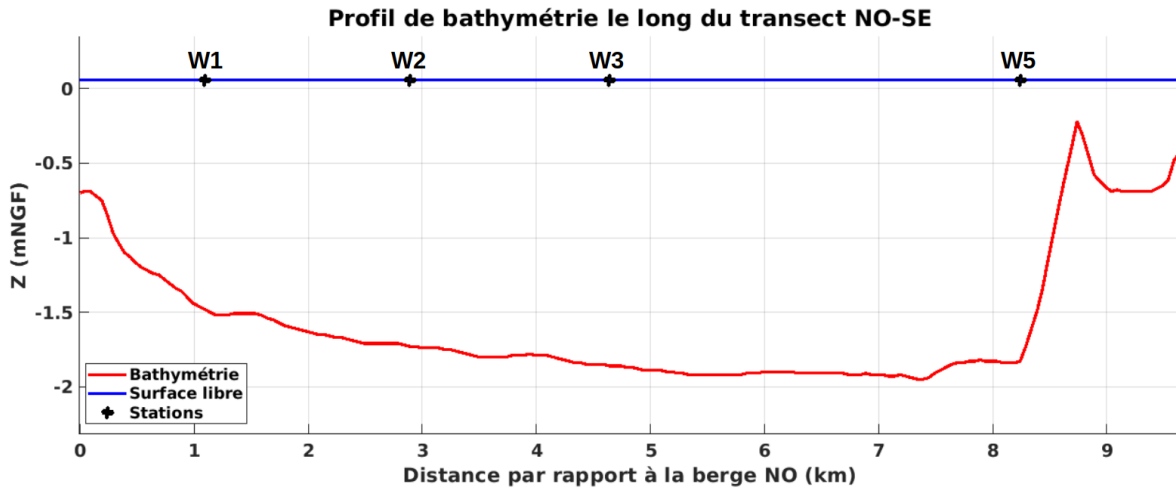


FIGURE 3.25 – Profil de bathymétrie selon l'axe NO-SE dans l'étang de Vaccarès, et position des stations de la campagne haute-fréquence

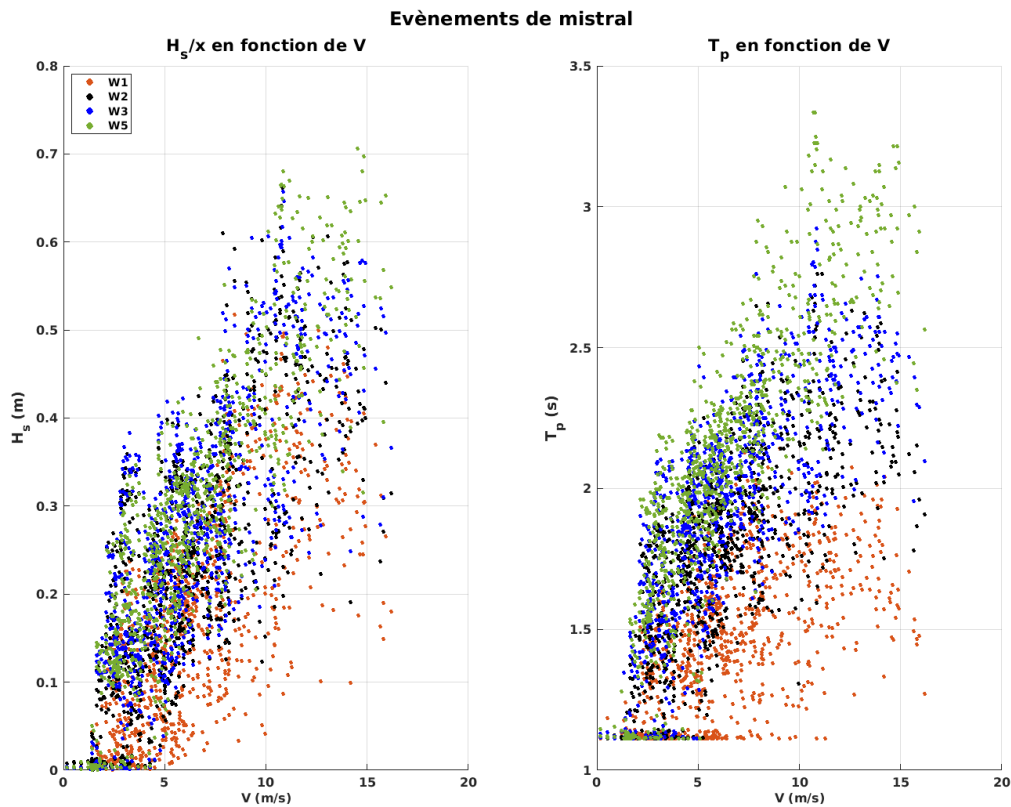


FIGURE 3.26 – Évolutions de H_s et T_p en fonction de la vitesse du vent en cas de mistral. Les couleurs des points représentent les diverse stations.

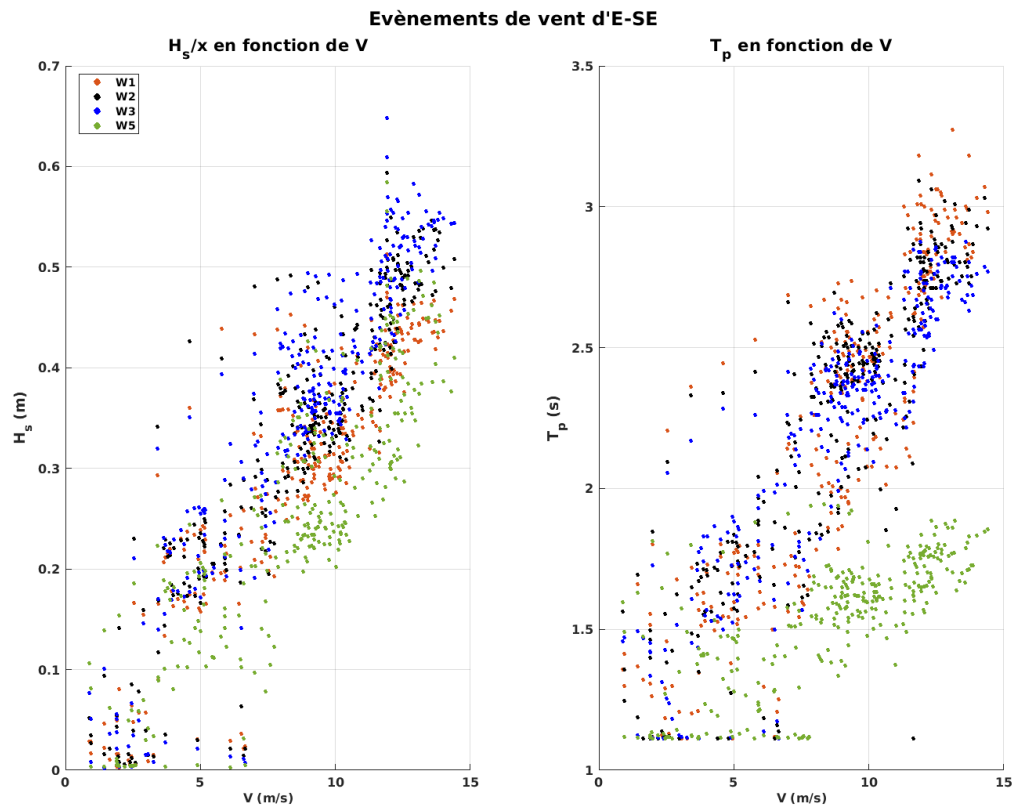


FIGURE 3.27 – Évolutions de H_s et T_p en fonction de la vitesse du vent en cas de vent d'E-SE. Les couleurs des points représentent les diverse stations.

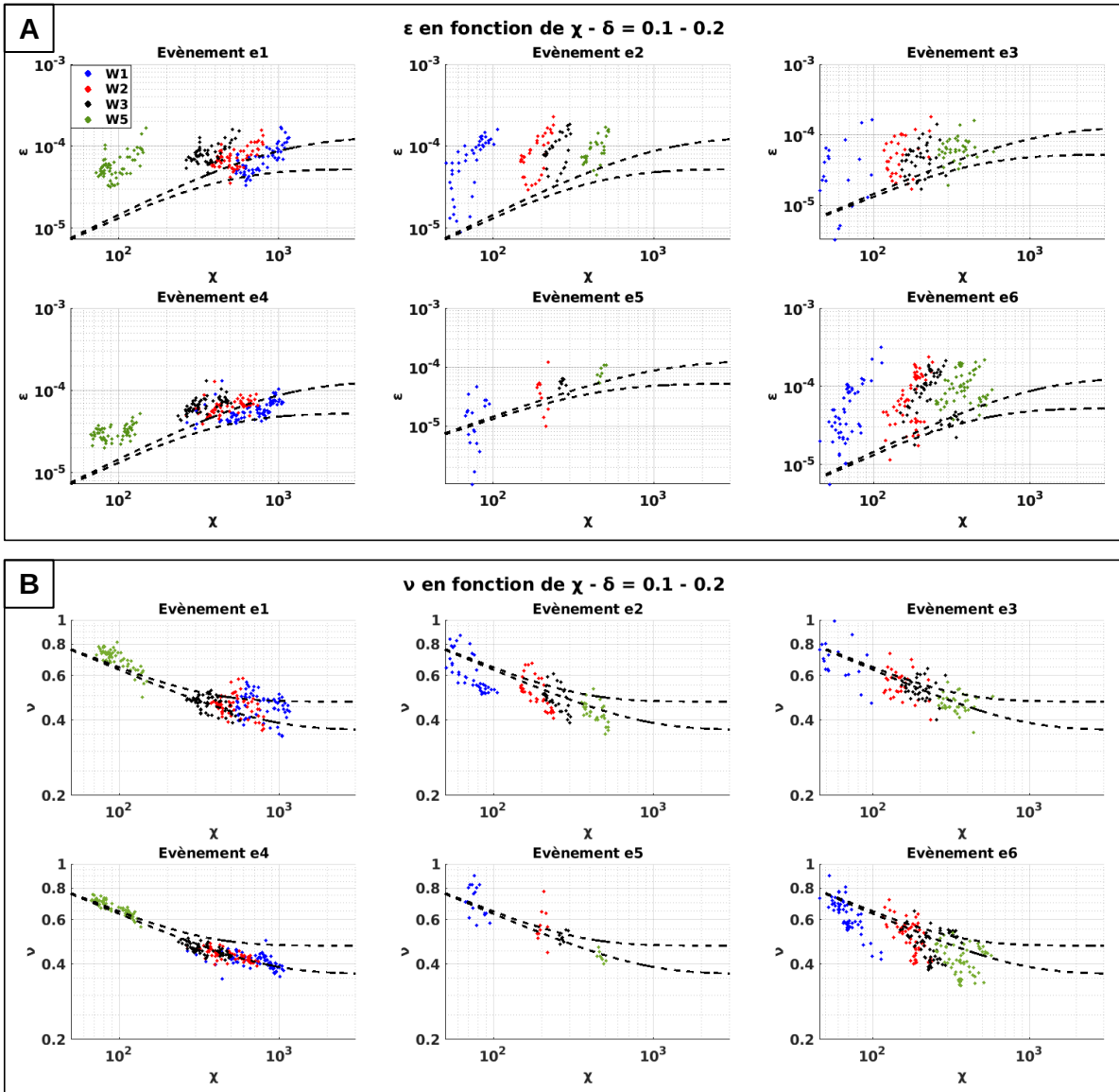


FIGURE 3.28 – ε en fonction de χ (A) et ν en fonction de χ (B) des stations pour chaque évènement pour les valeurs de δ comprises entre 0.1 et 0.2. Les données (points) sont comparées aux limites du modèle de [Young and Verhagen, 1996] (lignes pointillées noires)

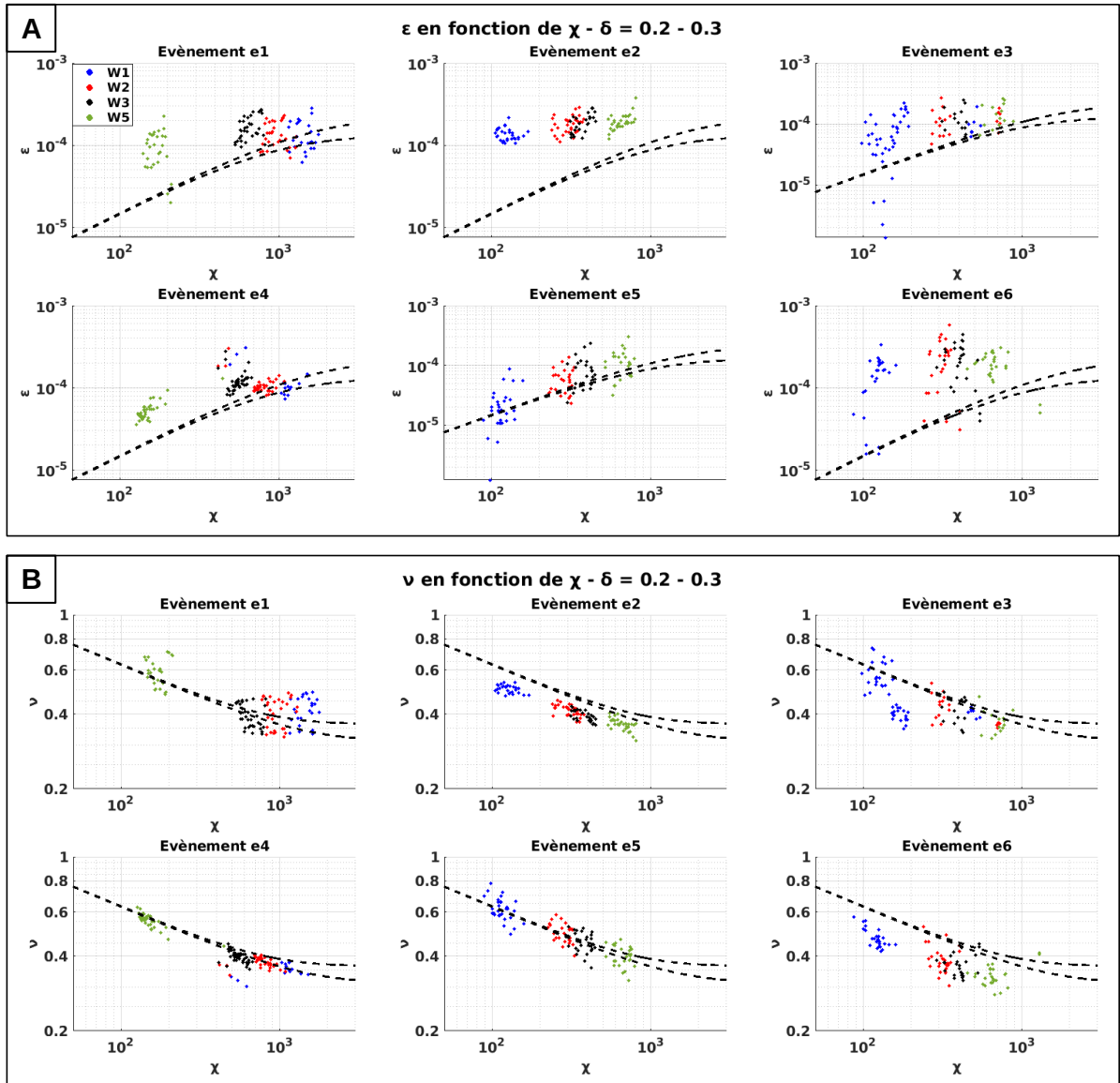


FIGURE 3.29 – ε en fonction de χ (A) et ν en fonction de χ (B) des stations pour chaque évènement pour les valeurs de δ comprises entre 0.2 et 0.3. Les données (points) sont comparées aux limites du modèle de [Young and Verhagen, 1996] (lignes pointillées noires)

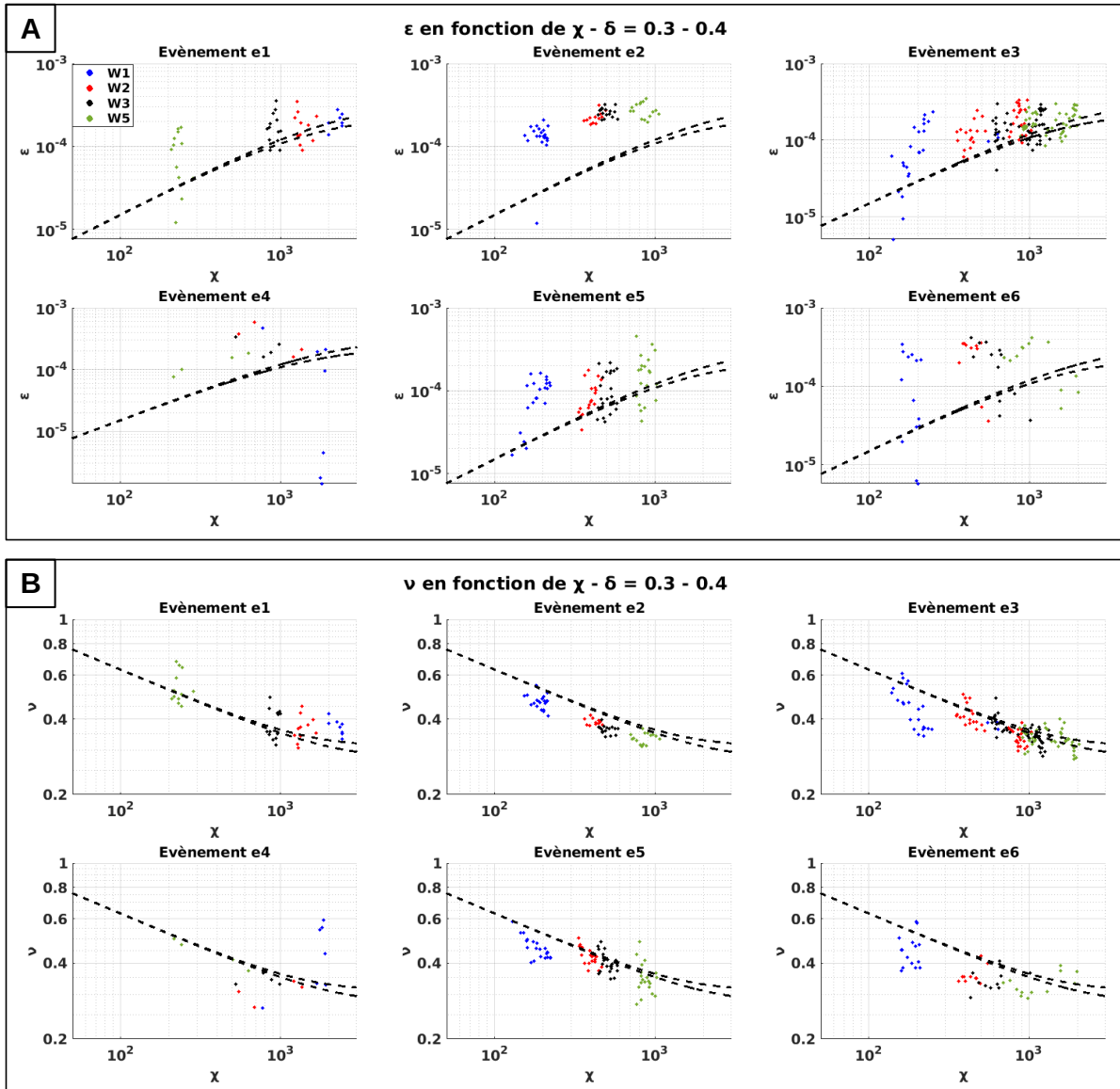


FIGURE 3.30 – ε en fonction de χ (A) et ν en en fonction de χ (B) des stations pour chaque évènement pour les valeurs de δ comprises entre 0.3 et 0.4. Les données (points) sont comparées aux limites du modèle de [Young and Verhagen, 1996] (lignes pointillées noires)

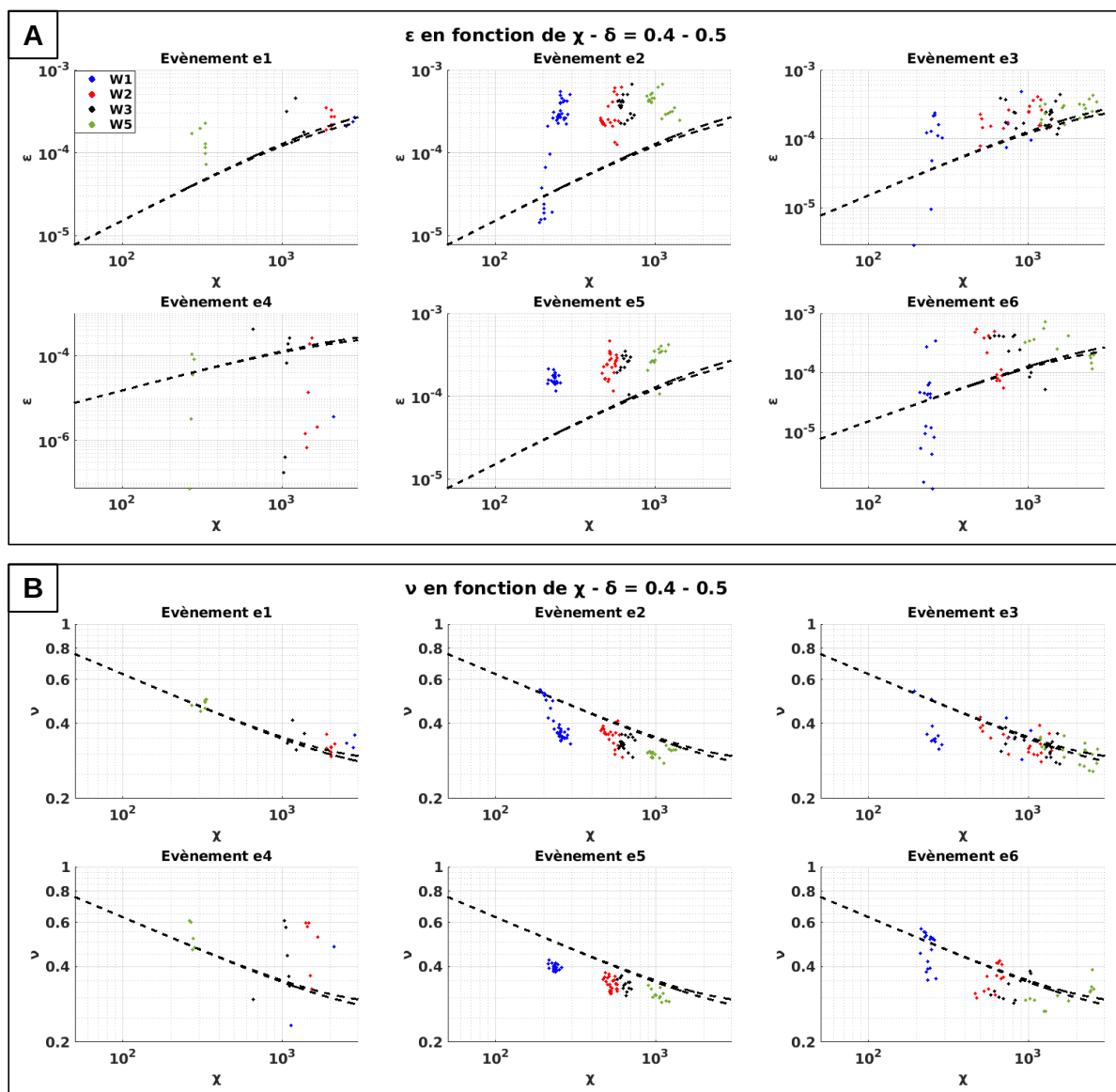


FIGURE 3.31 – ε en fonction de χ (A) et ν en fonction de χ (B) des stations pour chaque évènement pour les valeurs de δ comprises entre 0.4 et 0.5. Les données (points) sont comparées aux limites du modèle de [Young and Verhagen, 1996] (lignes pointillées noires)

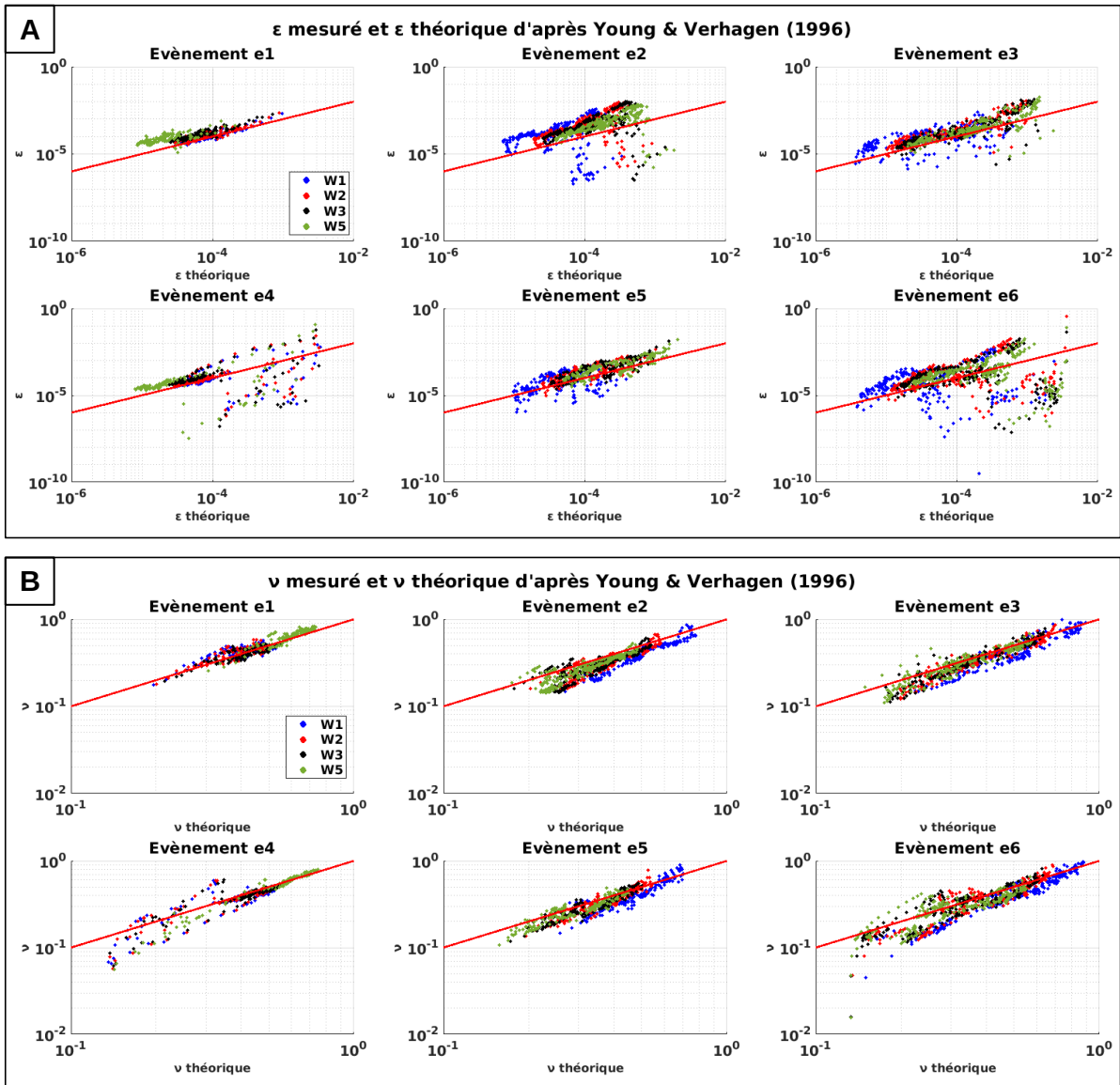


FIGURE 3.32 – ε mesurés en fonction de ε théoriques calculés d'après [Young and Verhagen, 1996] (A) et ν mesurés en fonction de ν théoriques (B) des stations pour chaque évènement. La ligne rouge correspond à une corrélation parfaite entre les deux grandeurs

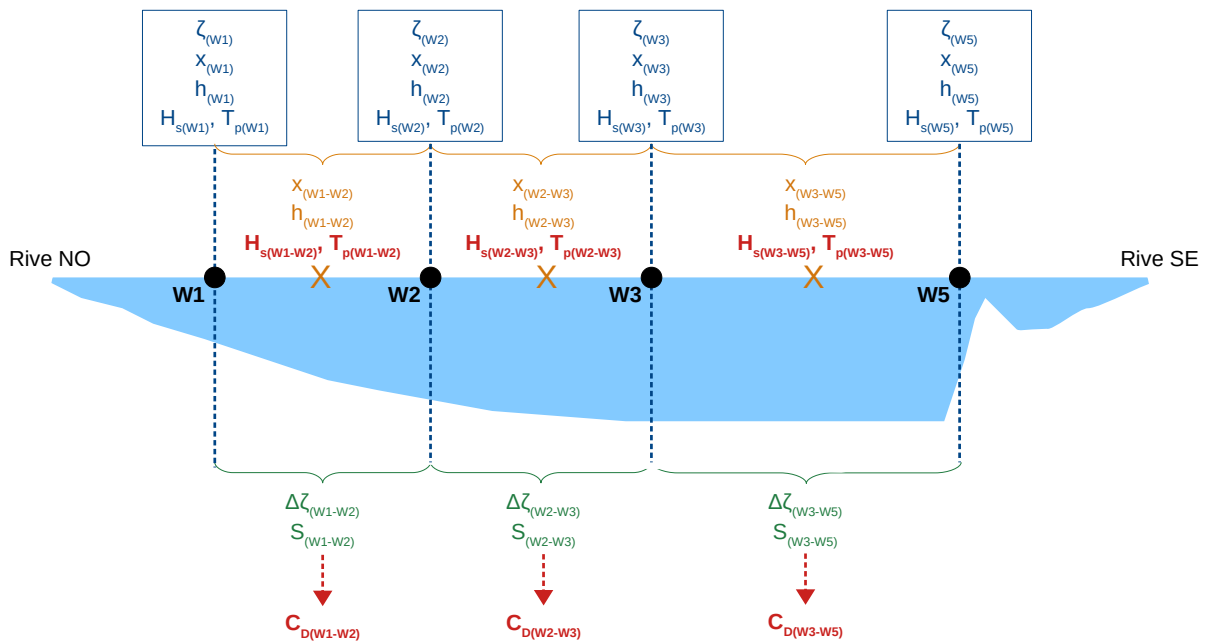


FIGURE 3.33 – Transect de l'étang de Vaccarès passant par l'axe des stations de la campagne haute-fréquence et méthode appliquée lors de chaque évènement pour la détermination de H_s , T_p et C_D au centre des tronçons délimités par les stations de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès

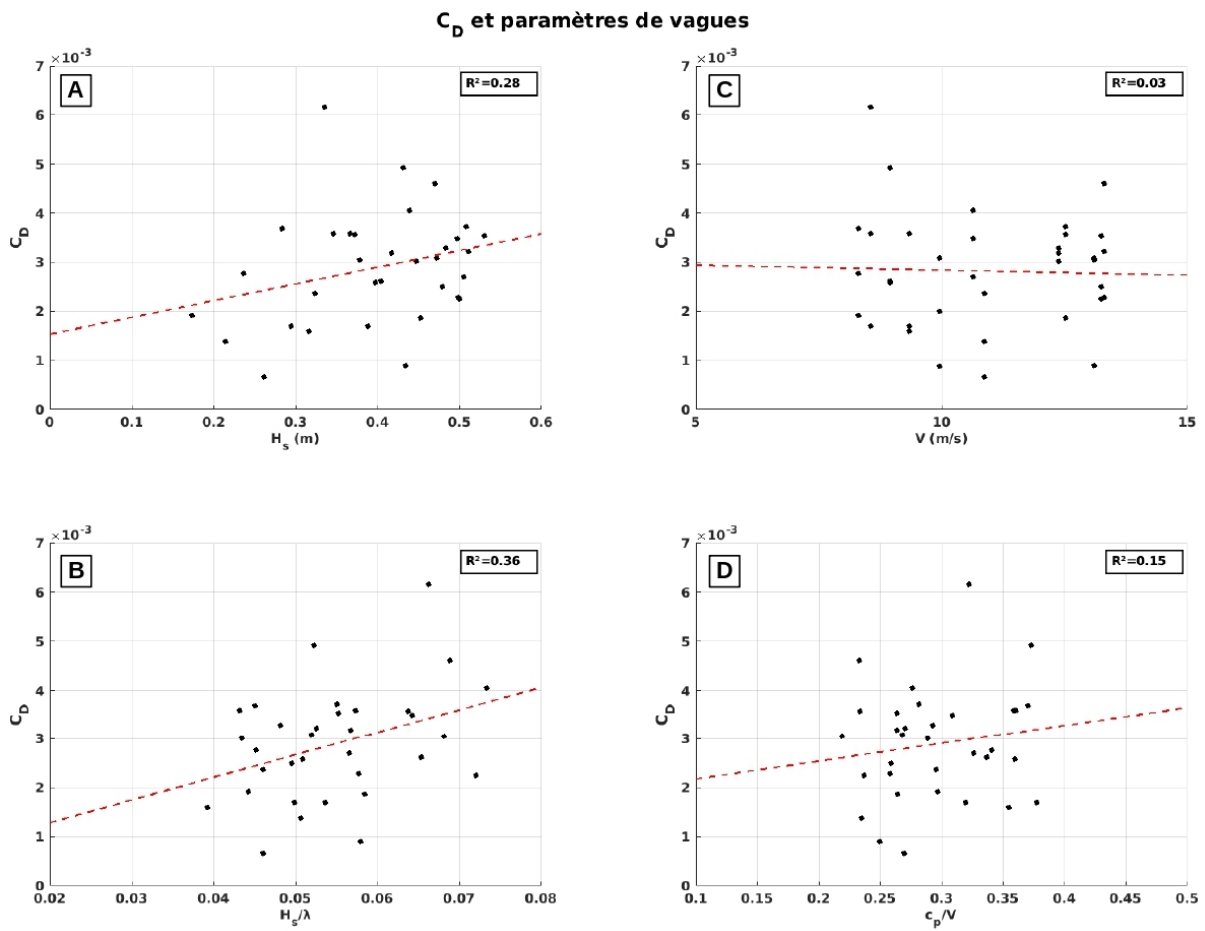


FIGURE 3.34 – C_D en fonction de H_s (A), de la cambrure des vagues H_s/λ (B), de la vitesse du vent V (C) et de l'âge des vagues c_p/V (D)

Circulation induite par le vent

Sommaire

4.1	Courants dans l'étang de Vaccarès	173
4.2	Courants dans le canal de Caronte reliant l'étang de Berre à la mer	174
4.3	Courants dans la Rade de Toulon	179

Le forçage du vent est à l'origine de basculements dans les bassins côtiers étudiés. De plus, il est également à l'origine de courants, comme étudiés par [Csanady, 1973], que ce soit dans le bassin lui même ou au niveau de frontières entre le bassin et la pleine mer. Nous présentons dans cette partie les courants mesurés pour les différents sites pendant la durée de nos expériences pour tenter de mieux appréhender la dynamique induite par le vent, outre le basculement observé.

4.1 Courants dans l'étang de Vaccarès

Les données de courants recueillies lors de la campagne haute-fréquence sont analysées dans cette section. Seules les données mesurées par les deux ADV sont utilisables, bien que celles de la station C2 une fois traitées ne soient que peu exploitables car représentent environ 1 semaine d'enregistrement. La figure 4.35 présente la rose des courants enregistrés par la station C1 et localisée dans l'étang de Vaccarès. A noter que la direction des courants correspond à la direction vers laquelle l'eau se déplace (contrairement au vent dont la direction indique sa provenance). Peu de données étant exploitables pour la station C2, la rose correspondante n'est pas présentée. On remarque sur cette figure que le courant à la station C1 est dominant selon deux directions : 300° et 120° . Cela correspond à l'orientation des berges situées au nord-est de la station. Les courants maximaux s'orientant vers le NO sont de 0.17 m/s et ceux s'orientant vers le SE de 0.21 m/s .

Les données de vitesse et de direction des courants des deux stations C1 et C2, le basculement mesuré par les stations VACC_NO et VACC_SE de la campagne moyen terme et vitesse effective du vent issue des données de la station météorologique TDV sont présentés sur la figure 4.36.

Les données de la station C2 étant difficilement exploitables, nous concentrerons cette analyse sur les données de C1 uniquement pour la suite.

Les courants mesurés par C1, le basculement et la vitesse effective du vent pour des événements de mistral et de vent d'E-SE sont présentés sur la figure 4.37. Lors de l'évènement de mistral, La vitesse effective du vent est positive et dépasse les 10 m/s , le basculement est positif et augmente en accord avec la vitesse effective et le courant enregistré à C1 qui, bien qu'irrégulier,

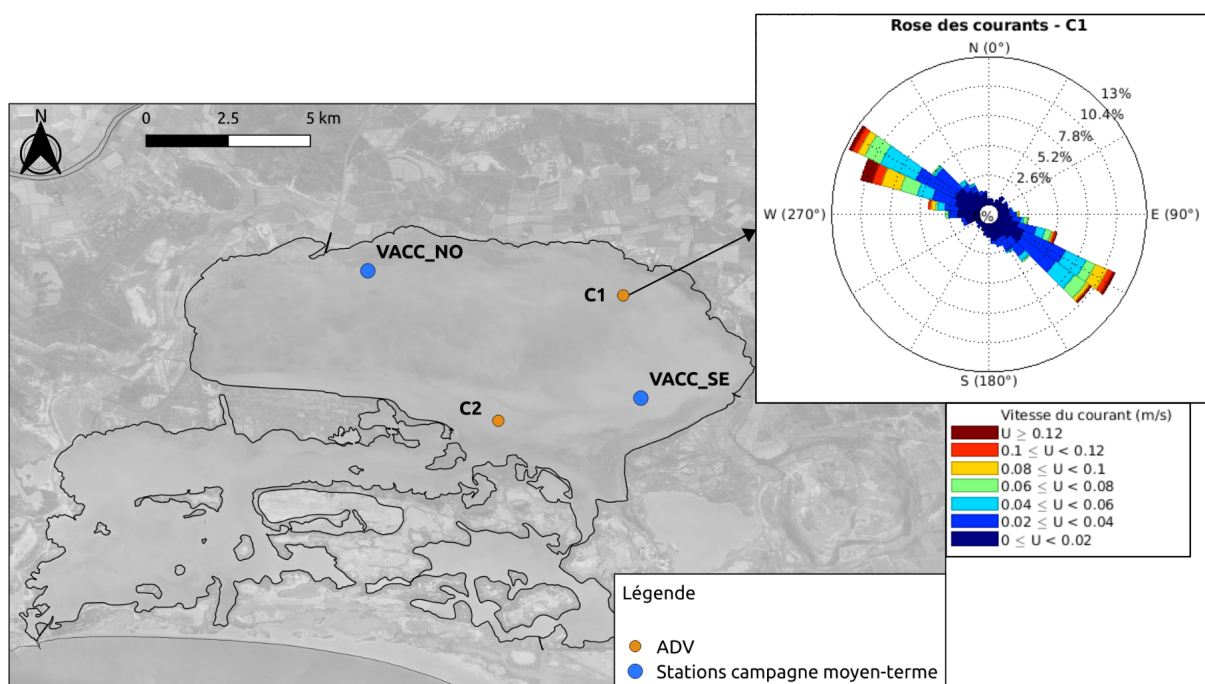


FIGURE 4.35 – Carte des stations de niveaux d’eau de la campagne moyen terme dans l’étang de Vaccarès, des stations C1 et C2 ayant mesurées les courants lors de la campagne haute-fréquence et rose des courants à la station C1

augmente pour atteindre au maximum 0.15 m/s . Lors de cet évènement, le courant en C1 est orienté vers le SE, donc dans la même direction que le vent. Durant l’évènement de vent d’E-SE, la vitesse effective devient négative atteignant -12 m/s , le basculement est également négatif et le courant en C1 augmente dépassant les 0.12 m/s vers le NO, donc dans la même direction que le vent.

Comme présenté dans la section II.1.4, [Csanady, 1973] a suggéré un modèle de circulation en double gyre dans les bassins fermés ou semi-fermés peu profond. Ainsi, dans l’axe principal dont la profondeur est plus importante, le courant est orienté dans le sens inverse du vent et le long des rivages, ou la profondeur est plus faible, dans le même sens que le vent. D’après nos observations, nous pouvons présumer d’un modèle de circulation dans l’étang de Vaccarès en cas de mistral ou de vent d’E-SE, présenté sur la figure 4.38. Cela est en accord avec les résultats issus de modélisation numérique dans l’étang de Vaccarès de [Boutron et al., 2015].

4.2 Courants dans le canal de Caronte reliant l’étang de Berre à la mer

Les données de courants enregistrés par l’AQP localisé dans le canal de Caronte entre l’étang de Berre et la mer sont présentées par la figure 4.39 pendant une période de vent calme de trois jours. Y sont également représentés les niveaux d’eaux aux stations HTM-NET, le basculement dans l’étang de Berre et la vitesse effective d’après les données de la station météorologique de Marignane. On observe que lorsque le vent est modéré, les courants dans le canal de Caronte sont principalement forcés par la marée. Au début du flot (marée montante) à Carro, c’est l’étéle (période de renversement entre le flot et le jusant ou le courant est nul) à l’étang de Berre.

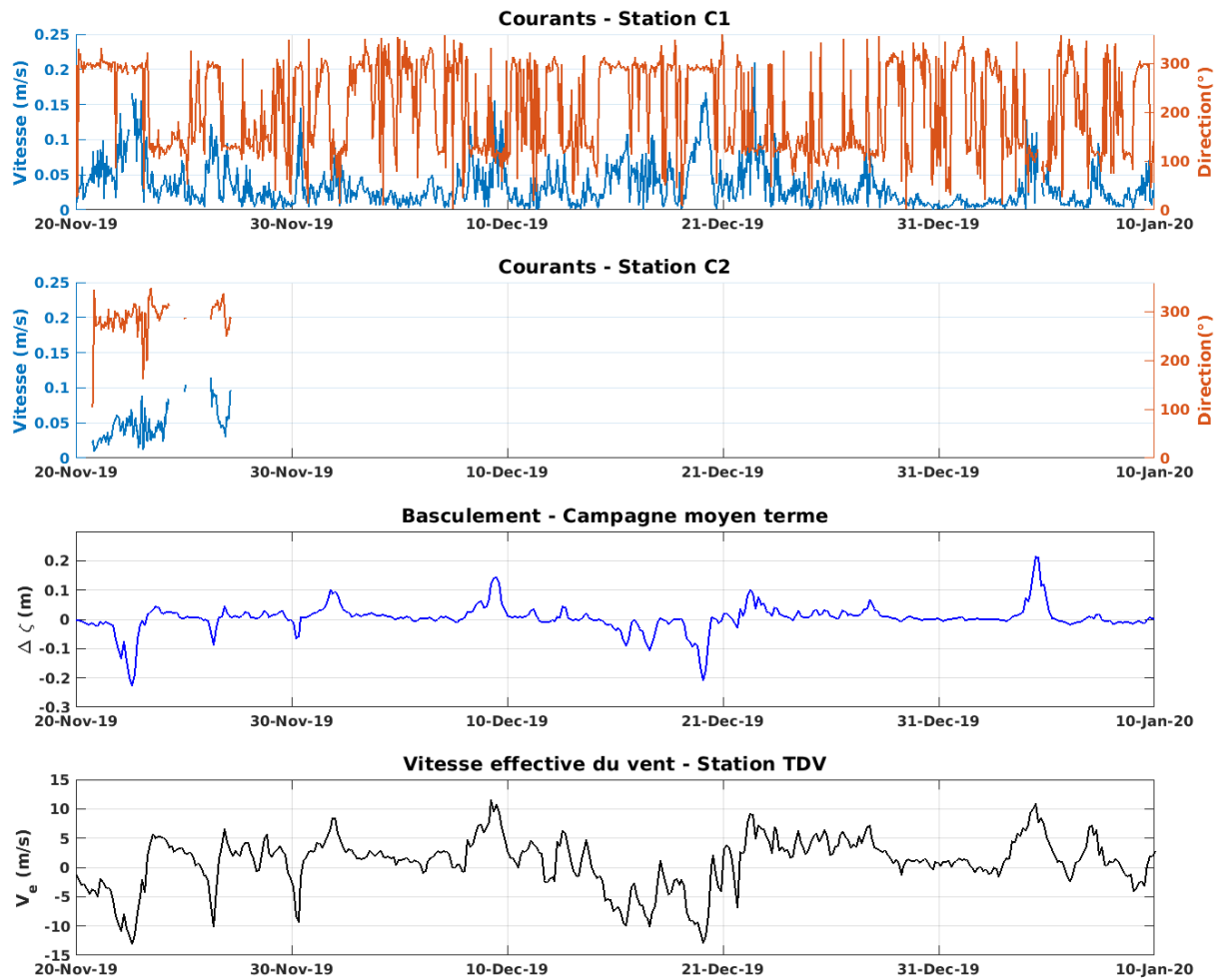


FIGURE 4.36 – Vitesses et directions des courants mesurés par les stations C1 et C2 de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès, basculement mesuré par les stations VACC_NO et VACC_SE de la campagne moyen terme et vitesse effective du vent issue des données de la station météorologique TDV

Au cours du flot à Carro, le niveau d'eau augmente, les vitesses du courant dans le canal de Caronte sont faibles et ils sont orientés vers l'ouest. Juste avant l'étalement à Carro, l'étalement à Berre prend fin et le flot commence. Les courants changent de direction dans le canal et s'orientent vers l'est. Lors de l'étalement à Carro, le niveau d'eau augmente à Berre qui est toujours en phase de flot. Les courants orientés vers l'est s'intensifient. Le jusant débute alors à Carro, causant une diminution du niveau dans la mer. Lors de la moitié du jusant à Carro, c'est l'étalement à Berre, les courants changent de direction, s'orientant vers l'ouest et leur vitesse diminue. Vient ensuite l'étalement à Carro avec un niveau d'eau à Berre qui diminue, les courants toujours orientés vers l'ouest s'intensifient. De manière générale, les courants dans le canal de Caronte sont corrélés aux phases des marées dans l'étang de Berre. Bien qu'ils augmentent à chaque flot et jusant et diminuent aux étalements dans l'étang de Berre, ils sont maximaux lors des phases de jusant alors qu'ils sont orientés vers l'ouest. Nous observons également que la direction des courants évolue de manière uniforme le long du transect. Les vitesses quant à elles sont globalement plus faibles proche des rives et plus élevées au centre du canal. Les vitesses sont maximales lors des périodes

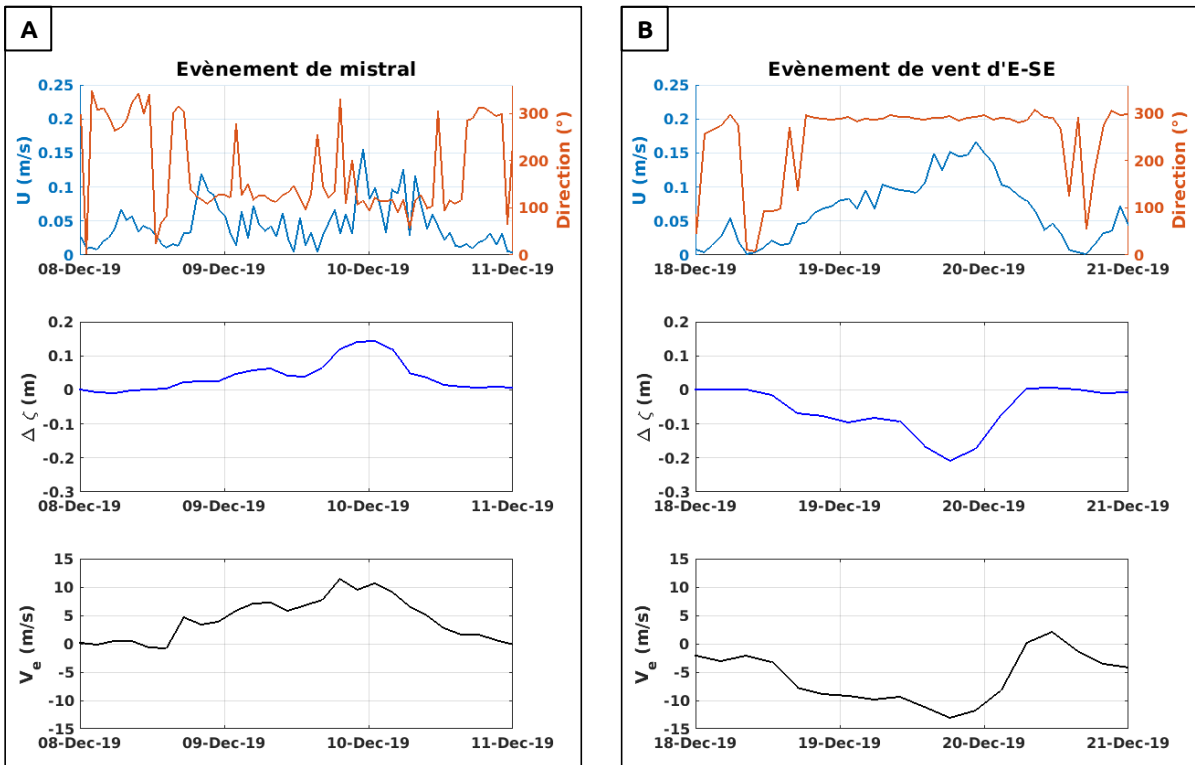


FIGURE 4.37 – Vitesses et directions des courants mesurés par la station C1 de la campagne haute-fréquence dans l'étang de Vaccarès, basculement mesuré par les stations VACC_NO et VACC_SE de la campagne moyen terme et vitesse effective du vent issue des données de la station météorologique TDV pour un évènement de mistral (A) et pour un évènement de vent d'E-SE (B)

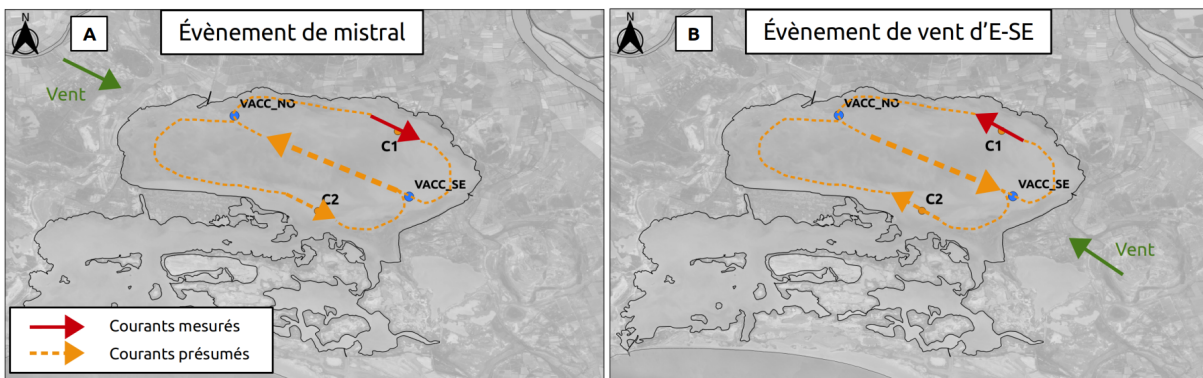


FIGURE 4.38 – Courantologie présumée dans l'étang de Vaccarès en cas de mistral (A) et de vent d'E-SE (B)

de jusant à Berre.

Les données de courants, de basculement et de vitesse effective du vent sont présentées pour un évènement de mistral et un évènement de vent d'E-SE par la figure 4.40. Lors de l'évènement de mistral, on remarque que lorsque le basculement commence vers le 25 décembre 2020, il n'y a

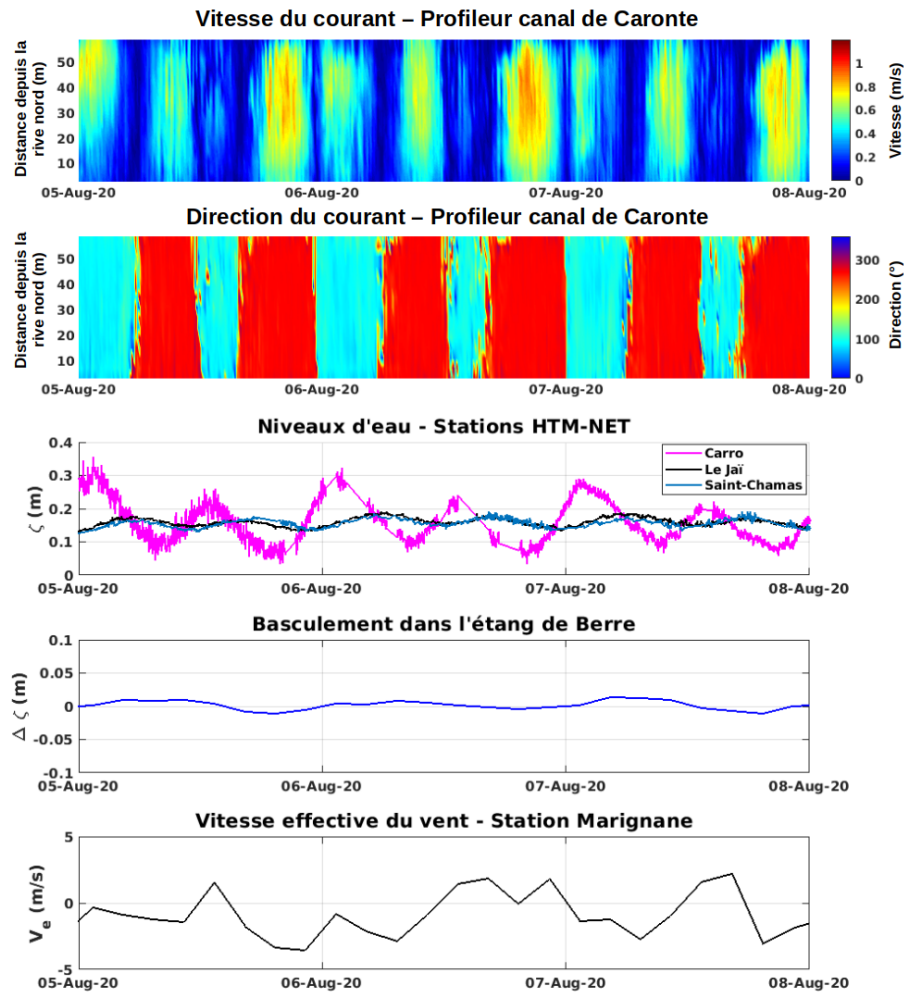


FIGURE 4.39 – Vitesse et direction des courants enregistrés par l'AQP dans le canal de Caronte, niveaux d'eau aux stations HTM-NET Carro, Le Jai et Saint-Chamas, basculement dans l'étang de Berre et vitesse effective du vent provenant des données météorologiques de la station Marignane pour une période de vent calme.

pas d'inversion du courant de l'est vers l'ouest dans le canal. Les courants restent orientés vers l'ouest lors du flot à Berre sur la majorité du transect. Cela met en évidence une vidange des eaux de l'étang de Berre vers la mer. Lors de l'évènement de vent d'E-SE, au cours du basculement, les courants s'inversent normalement dans le canal de Caronte. En cas de basculement du plan d'eau du SE vers le NO, le gradient de niveau entre la mer et l'étang de Berre devrait être responsable d'un remplissage de l'étang via le canal, il est donc logique que le courant vers l'est soit conservé. Ainsi, on remarque que les basculements ont un impact sur l'orientation des courants dans le canal de Caronte.

De la même manière que pour l'étang de Vaccarès, nous pouvons présumer des courants dans l'étang de Berre : dans l'axe principal profond des courants dans le sens inverse de celui du vent et sur les bords peu profonds, des courants dans le sens du vent comme présenté sur la figure 4.41. A cela nous pouvons ajouter des courants allant de l'étang de Berre vers la mer en cas de mistral et inversement en cas de vent d'E-SE.

Dans la section III.3.4, il a été expliqué que lors d'évènements de mistral, le courant de surface

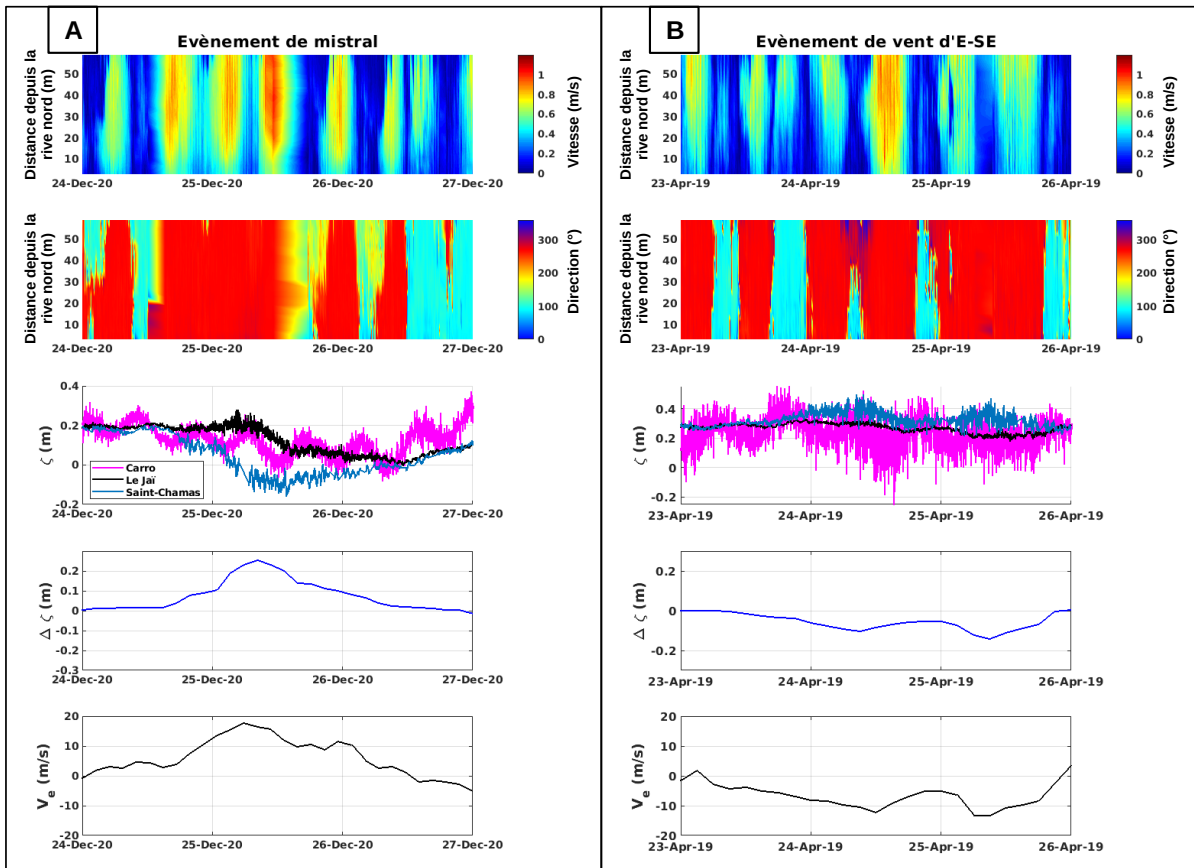


FIGURE 4.40 – Vitesse et direction des courants enregistrés par l'AQP dans le canal de Caronte, niveaux d'eau aux stations HTM-NET Carro, Le Jai et Saint-Chamas, basculement dans l'étang de Berre et vitesse effective du vent pour un évènement de mistral (A) et un évènement de vent d'E-SE (B)

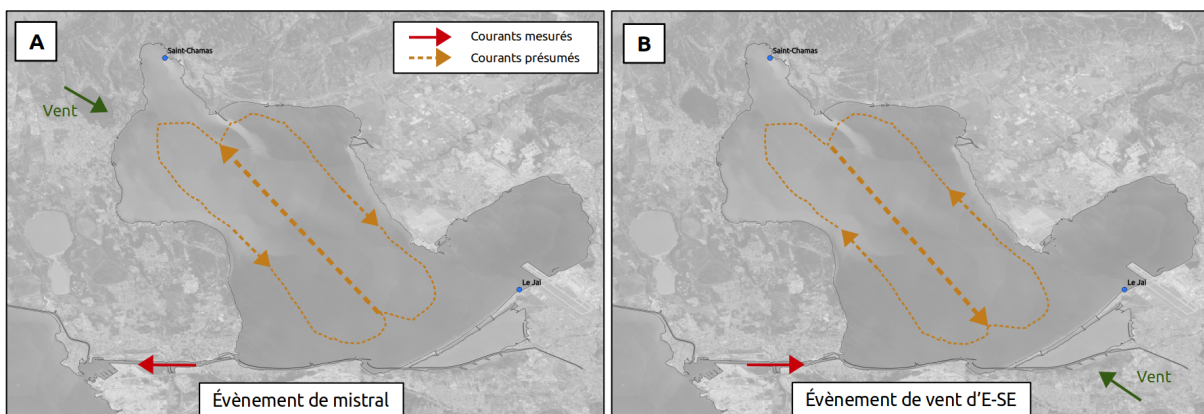


FIGURE 4.41 – Courantologie présumée dans l'étang de Berre en cas de mistral (A) et de vent d'E-SE (B)

s'oriente vers le sud favorisant une sortie de l'eau en surface par le canal de Caronte. L'eau de la mer rentrera alors dans l'étang par le fond pour remonter dans la limite nord de l'étang formant

un upwelling. Si l'épisode de vent perdure, une homogénéisation verticale pourra s'installer. Par vent de sud-est, la circulation aura tendance à s'inverser [Minas, 1974, Nerini et al., 2000, Alekseenko et al., 2013]. Nous ne disposons pas de profils de courants sur la colonne d'eau, mais d'après nos données, le comportement des eaux de surface dans le canal de Caronte est en accord avec ces observations.

4.3 Courants dans la Rade de Toulon

Les données enregistrées par les profileurs de courants ainsi que les basculements et les vitesses effectives du vent selon l'axe Oursinières-Ifremer dans la Rade de Toulon sont présentées par la figure 4.42. Bien que les données de la station S3 soient de moins bonne qualité que celles de S1 et S2, on observe que les courants sont de manière générale plus intenses à S2 et les moins intenses à S3. Les vitesses des courants ont atteint au maximum 0.2 m/s à S1, 0.3 m/s à S2 et 0.2 m/s très ponctuellement à S3. Les directions majoritairement observées aux trois stations sont :

- S1 : N-NE et S-SO, avec un courant au fond qui est fréquemment orienté vers l'est.
- S2 : N-NO et S-SE. Les directions sont globalement bien réparties sur l'ensemble de la colonne d'eau.
- S3 : W-NO et S-SE bien que les tendances soient plus difficilement observables sur cette station.

Les figures 4.43 et 4.44 sont des agrandissements de la figure 4.42 pour deux évènements de mistral et deux évènements de vent d'E-SE respectivement.

Lors des évènements de mistral présentés sur la figure 4.43, à la station S1, les vitesses augmentent et les courants s'orientent vers le S-SO après le basculement. A la station S2, les vitesses augmentent fortement lors du basculement, dépassant les 0.25 m/s et sont orientés vers le sud. Enfin, à la station S3, les courants augmentent mais de manière plus modérée, les courants semblent s'orienter vers l'est.

Pour les deux évènements d'E-SE, en S1, les vitesses des courants augmentent et s'orientent vers le S-SO. Ils s'intensifient et sont orientés N-NO pour S2 et en S3, les vitesses augmentent et vont vers le SO.

La figure 4.45 présente globalement les directions des courants dans la Rade pour un mistral et un vent d'E-SE, d'après les observations réalisées ci-dessus.

Ces observations mettent en évidence une augmentation de l'intensité des courants aux trois stations situées dans la Grande Rade lors d'évènements de basculement. Les directions sont quant à elles plus difficiles à interpréter mais il semble que les courants suivent globalement la direction du vent, avec des courants orientés vers la sortie de la Rade en cas de vent de mistral et dans le sens de l'entrée dans la Rade pour les évènements de vent d'est. Ces constats sont à prendre avec précaution car qualitatifs et basés sur peu d'évènements de basculement. L'analyse de séries temporelles plus longues permettrait de mettre en évidence des corrélations plus robustes. [Dufresne et al., 2014] a observé dans la grande passe de la digue séparant la Petite et la Grande Rade que les courants sont orientés dans le même sens que le vent en surface et de sens inverse au fond. D'après nos observations, nous pouvons observer l'existence de flux croisés dans la Rade de Toulon au niveau des trois stations de mesure des courants. Cela met en évidence la présence d'un cisaillement entre les courants du fond et de la surface. La structure verticale des courants nécessitera des analyses complémentaires.

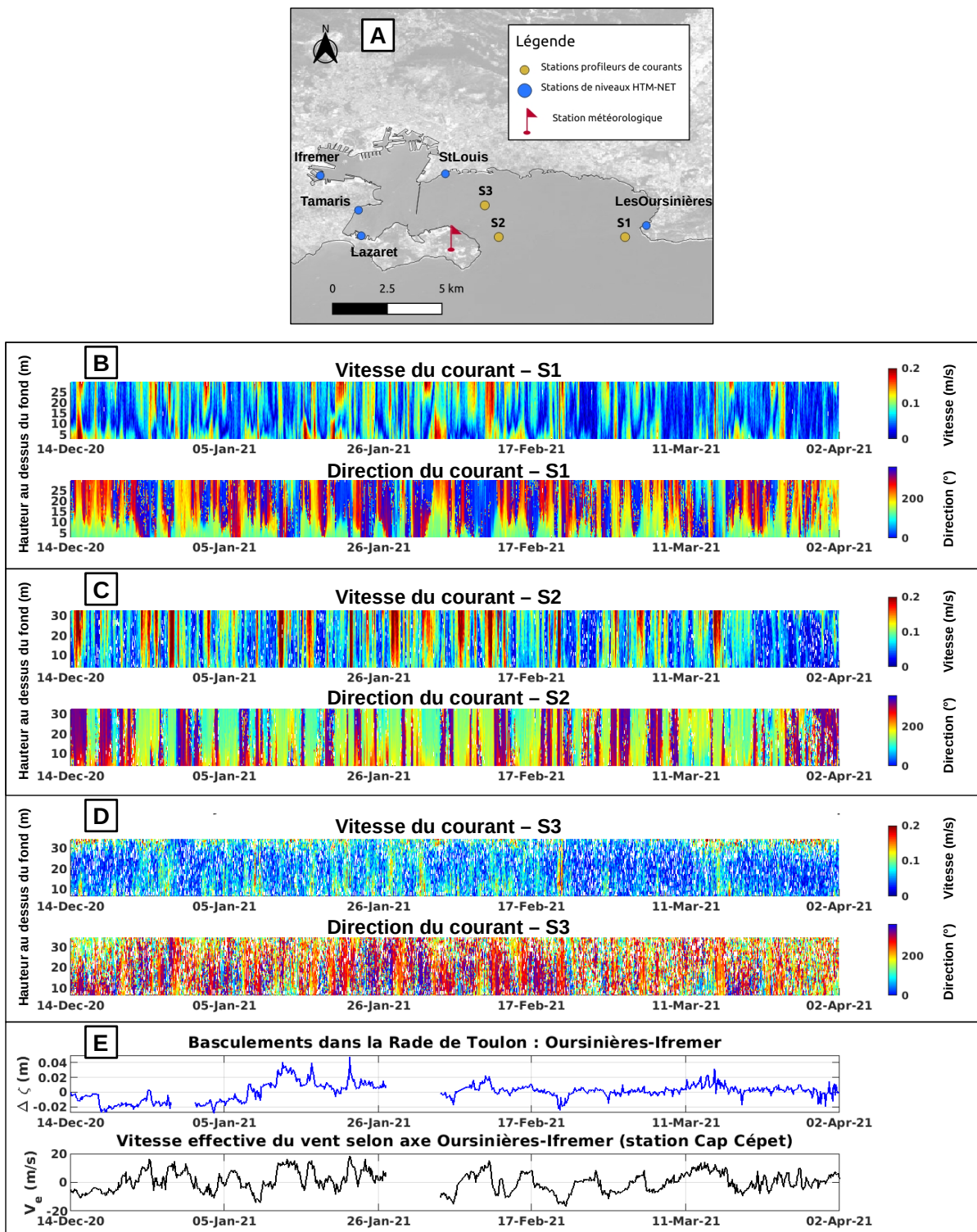


FIGURE 4.42 – Carte de localisation des profilers de courants (A), vitesse et direction des courants enregistrés dans la Rade de Toulon par les stations S1 (B), S2 (C) et S3 (D), basculement selon l'axe Oursinières-Ifremer et vitesse effective du vent selon l'axe Oursinières-Ifremer à partir des données de la station météorologique Cap Cépet (E)

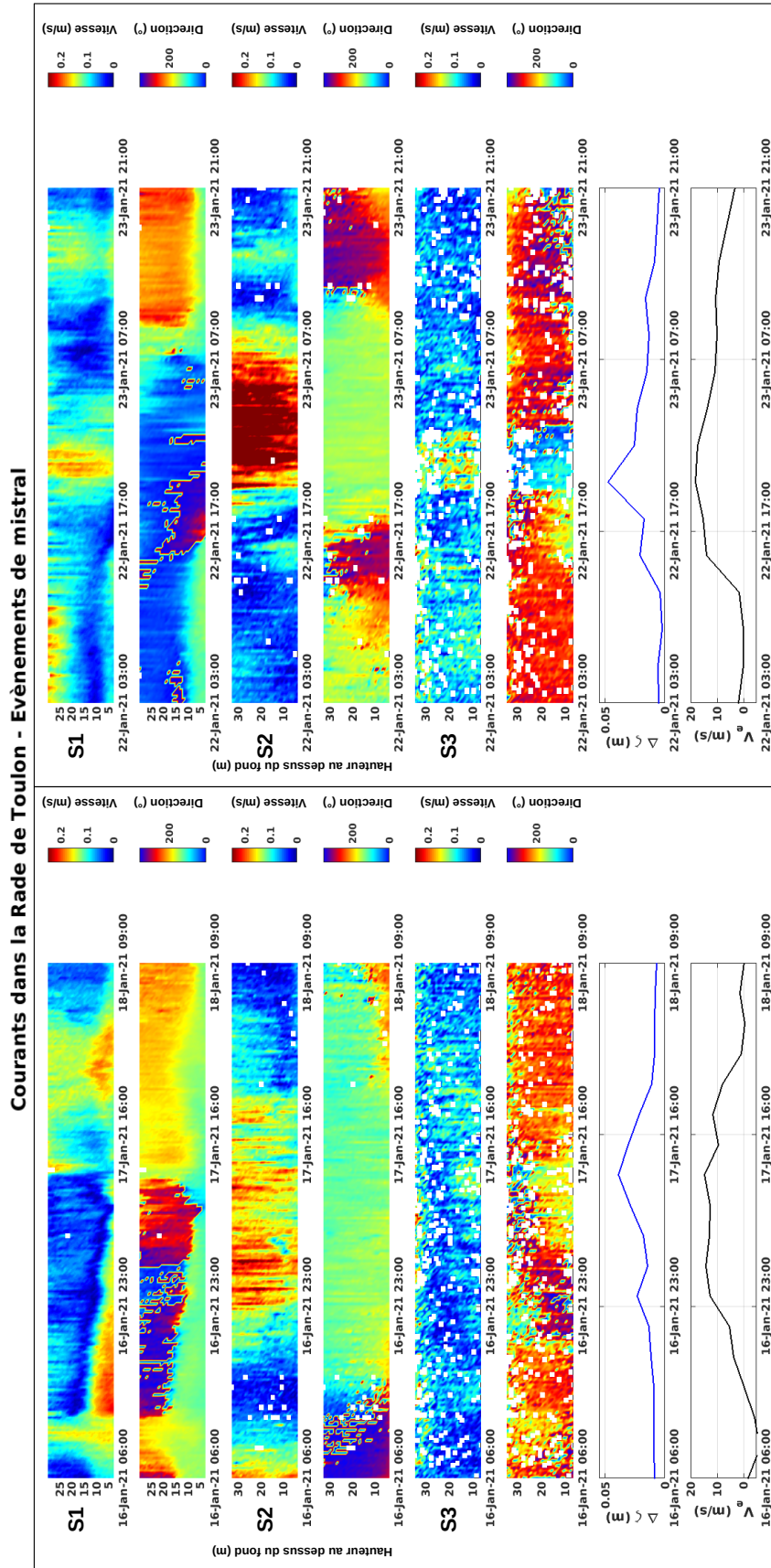


FIGURE 4.43 – Vitesse et direction des courants enregistrés dans la Rade de Toulon par les stations S1, S2 et S3, basculement selon l'axe Oursinières-Ifremer et vitesse effective du vent selon l'axe Oursinières-Ifremer à partir des données de la station météorologique Cap Cépét pour deux événements de mistral

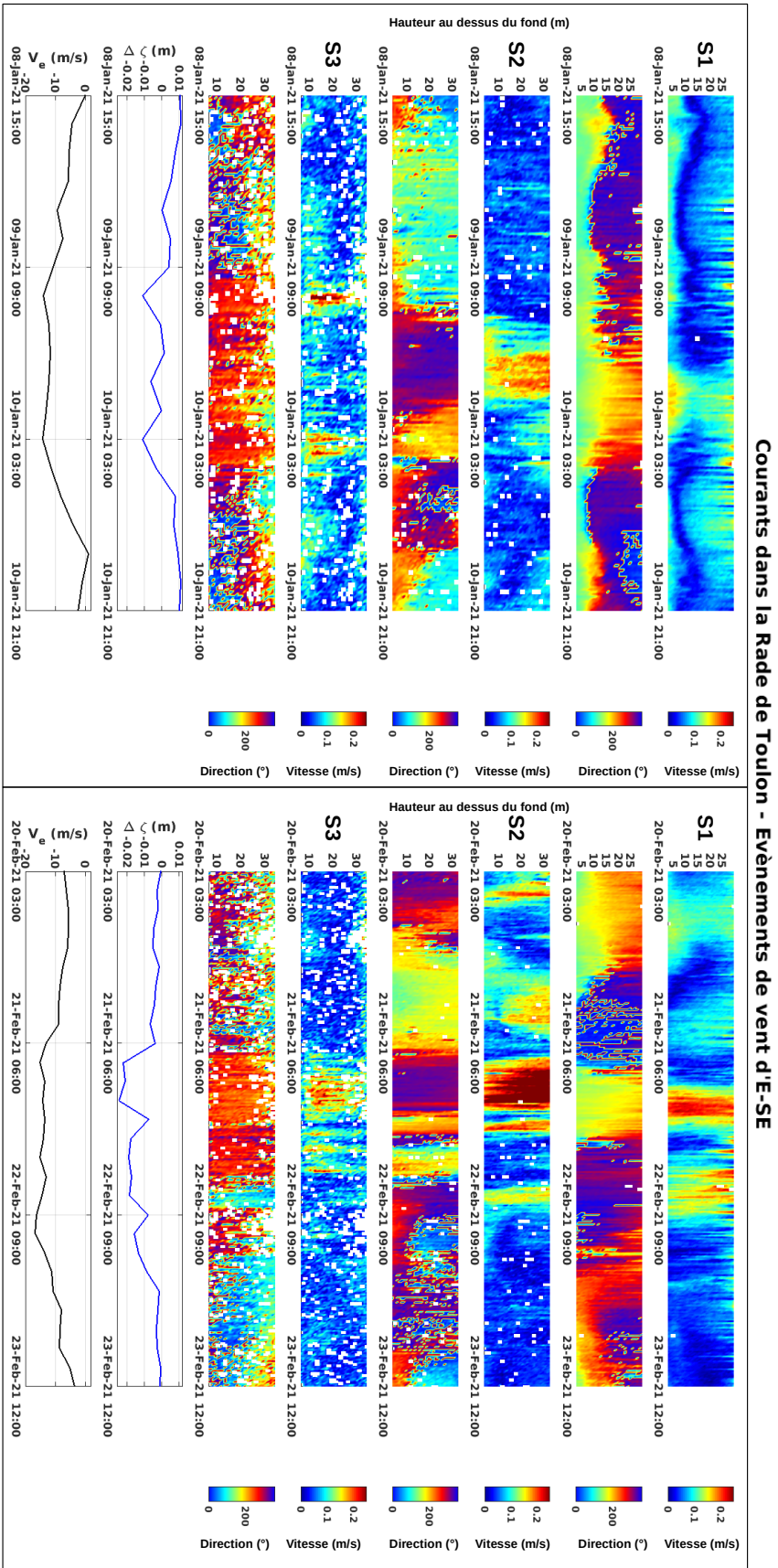


FIGURE 4.44 – Vitesse et direction des courants enregistrés dans la Rade de Toulon par les stations S1, S2 et S3, bascullement selon l'axe Oursimères-Ifrémér et vitesse effective du vent selon l'axe Oursimères-Ifrémér à partir des données de la station météorologique Cap Cépét pour deux événements de vent d'E-SE

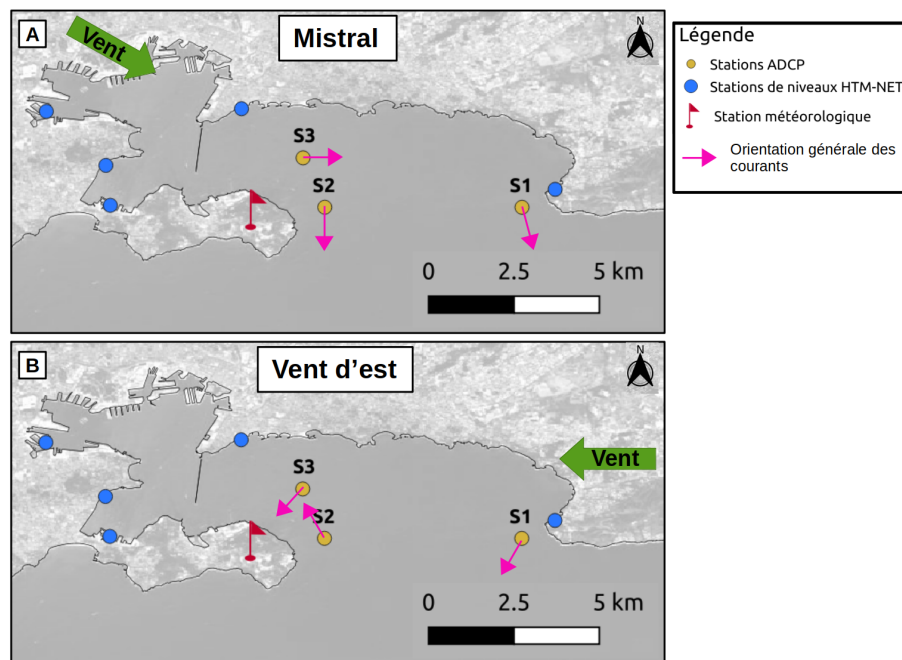


FIGURE 4.45 – Représentation des directions des courants dans la Rade de Toulon pour un évènement de mistral (A) et un évènement de vent d'est (B), d'après les observations réalisées par les profileurs de courants

Discussion

Sommaire

5.1	Basculements de la surface libre induits par le vent observés dans les sites d'étude	185
5.2	Autres paramètres que le vent pouvant influencer les bascule- ments	188
5.2.1	Conditions de vagues	188
5.2.2	Bathymétrie	188
5.2.3	Instabilité du vent	189
5.2.4	Courants	190

5.1 Basculements de la surface libre induits par le vent observés dans les sites d'étude

Dans cette partie, nous avons pu observer que les niveaux varient dans les bassins côtiers étudiés, suivant divers forçages plus ou moins importants en fonction des caractéristiques du site. Nous nous sommes intéressés au forçage du vent, causant un frottement sur la surface de l'eau et étant responsable d'un basculement de la surface libre le long du bassin.

Ainsi, le présent travail a fourni une base de données détaillée sur le terrain concernant l'inclinaison de la surface libre induite par le vent, pour trois bassins dont la bathymétrie, la morphologie et l'ouverture à la mer sont variables :

- Étang de Vaccarès : bassin fermé peu profond.
- Étang de Berre : bassin semi-ouvert communiquant avec la mer via le canal de Caronte, de profondeur moyenne.
- Rade de Toulon : bassin semi-ouvert communiquant librement avec la mer et dont la bathymétrie est plus importante.

Les mesures ont d'abord confirmé la tendance principale attendue dans les trois sites : plus la vitesse du vent est élevée, plus la pente de la surface libre est forte. De plus, un effet significatif de la profondeur est observé, avec une plus grande inclinaison de la surface dans le bassin le moins profond, l'étang de Vaccarès. En ce qui concerne la Rade de Toulon, les basculements observés sont plus faibles. Cela est dû au fait que la Rade de Toulon est plus profonde et communique largement avec la mer. Ainsi, les masses d'eau se déplacent de manière plus complexe que dans des bassins quasi-fermés ou fermés. Pour un mistral de vitesse effective 10 m/s , les ordres de

grandeur des pentes de la surface libre observées selon les sites, ainsi que la correspondance en terme de basculement de part et d'autre de chaque bassin sont présentés par le tableau 5.6.

	Étang de Vaccarès	Étang de Berre	Rade de Toulon
S (cm/km)	2.3	0.4	0.1
L (km)	7.2	18.7	10.9
$\Delta\zeta$ (cm)	16.5	7.5	1

TABLEAU 5.6 – Ordres de grandeur des pentes de la surface libre (cm/km) observées selon les sites, longueur des axes de références ainsi que la correspondance en terme de basculement (cm) de part et d'autre de chaque bassin pour un mistral de vitesse effective égale à 10 m/s

L'estimation d'un coefficient de frottement de surface constant en faisant l'hypothèse d'un fond plat et d'une contrainte de vent uniforme dans l'espace a été réalisée en utilisant la formulation stationnaire 1-D de l'équation de quantité de mouvement en eau peu profonde (Saint-Venant) moyennée en profondeur, reflétant l'équilibre local entre la pente de la surface et la contrainte du vent. Le C_D obtenu dans l'étang de Vaccarès est supérieur à ceux dans l'étang de Berre et la Rade de Toulon. Il est du même ordre de grandeur dans l'étang de Berre et la Rade de Toulon, bien que les erreurs sur son estimation sont élevées dans la Rade de Toulon car la profondeur est plus importante, les pentes de surface libre sont faibles.

L'utilisation du C_D constant pour prévoir les basculements a confirmé la robustesse d'une approche aussi simple, sauf dans le cas de l'étang de Vaccarès pour des fortes vitesses de vent. Sur la figure 5.46, les pentes prédites grâce à l'utilisation d'un C_D constant ainsi que ceux dépendants du vent proposés par [Wu, 1969], [Garratt, 1977] et [Babanin and Makin, 2008] sont comparées aux données mesurées dans l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et la Rade de Toulon. Le tableau 5.7 donne les valeurs de RMSE et IA permettant de comparer les prédictions obtenues par les formulations empiriques de C_D dépendant du vent, proposées par [Wu, 1969], [Garratt, 1977] et [Babanin and Makin, 2008], avec les observations pour les trois sites d'étude.

Site	Formulation C_D	RMSE (cm/km)	IA
Étang de Vaccarès	[Wu, 1969]	0.3533	0.8087
	[Garratt, 1977]	0.3673	0.7825
	[Babanin and Makin, 2008]	0.3956	0.7254
Étang de Berre	[Wu, 1969]	0.1266	0.8911
	[Garratt, 1977]	0.1225	0.8789
	[Babanin and Makin, 2008]	0.1262	0.8646
Rade de Toulon	[Wu, 1969]	0.0713	0.6766
	[Garratt, 1977]	0.0711	0.6459
	[Babanin and Makin, 2008]	0.0723	0.6059

TABLEAU 5.7 – Valeurs de RMSE et IA permettant de comparer les prédictions obtenues par les formulations empiriques de C_D dépendant du vent, proposées par [Wu, 1969], [Garratt, 1977] et [Babanin and Makin, 2008], avec les observations pour les trois sites d'étude

Les paramétrisations existantes dépendant du vent fournissent des prédictions satisfaisantes sur les sites les plus profonds mais montrent des sous-estimations des basculements sur le site le moins profond (étang de Vaccarès) lors de vents forts. Une valeur de C_D constant fournit des performances légèrement meilleures, mais nécessite d'utiliser des valeurs différentes pour

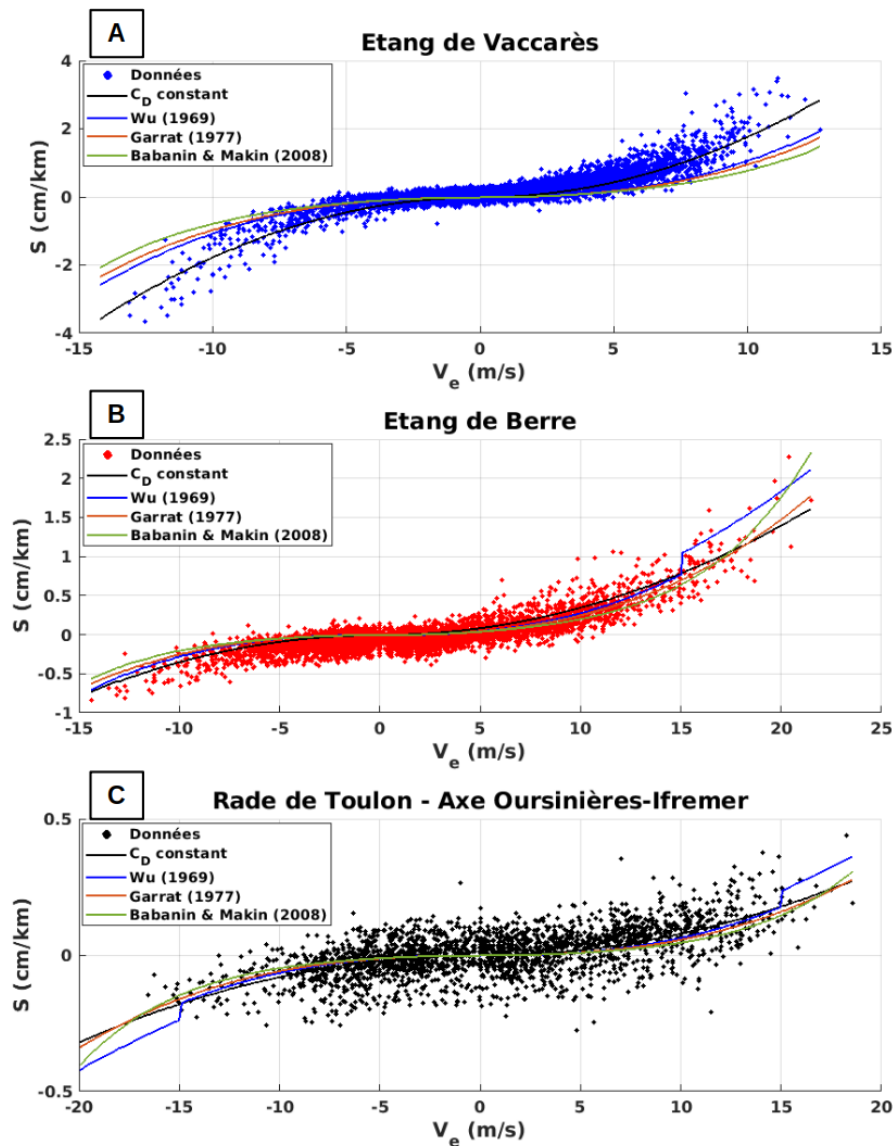


FIGURE 5.46 – Pentés prédites grâce à l'utilisation d'un C_D constant ainsi que ceux dépendants du vent proposés par [Wu, 1969], [Garratt, 1977] et [Babanin and Makin, 2008] comparées aux données mesurées dans l'étang de Vaccarès (A), l'étang de Berre (B) et la Rade de Toulon (C)

les différents sites. Les formulations de C_D en fonction de la vitesse du vent proposées par la littérature ont été déterminées sur des sites particuliers et que ces dernières ne sont cependant pas transposables dans tous les sites du fait de l'influence de certains autres processus tels que les vagues dans le bassin peu profond. Ces observations suggèrent que des paramètres physiques supplémentaires doivent être pris en compte pour la paramétrisation du coefficient de traînée dans les bassins très peu profonds.

5.2 Autres paramètres que le vent pouvant influencer les basculements

5.2.1 Conditions de vagues

Comme cela a été présenté dans la section II.1.3.3, l'influence de l'état de la mer sur la traînée de surface a été largement étudiée. Les études réalisées à ce sujet mettent en évidence que la valeur du coefficient de frottement est plus élevée dans les mers soumises à des vents forts, avec des vagues courtes et raides, que dans les mers développées associées à des vagues plus longues. Cet effet doit être pris en compte dans les bassins fermés, où les conditions de fetch limité affecteront la contrainte du vent : les bassins courts devraient présenter une contrainte du vent et un coefficient de traînée plus élevés. L'état de la mer est également fortement affecté par la profondeur. Comme pour le fetch limité, une profondeur finie augmentera la rugosité de surface par rapport à l'océan ouvert en empêchant le développement de vagues longues. Des bassins à la fois plus courts et moins profonds sont donc associés à des spectres de vagues plus courts, ce qui devrait augmenter la rugosité de surface. Ce dernier mécanisme a été confirmé par [Uz et al., 2002] grâce à des expériences en laboratoire, où la réduction des spectres d'ondes de vent courtes a entraîné une diminution de la contrainte de vent de 20 à 30 % pour une vitesse de vent donnée. Considérées ensemble, ces observations sont en accord avec notre observation d'un coefficient de frottement plus élevé pour l'étang de Vaccarès. De plus, l'analyse des conditions de vagues corrélée avec les basculements dans l'étang de Vaccarès lors de la campagne haute-fréquence permettent d'obtenir des premières tendances mais d'autres efforts supplémentaires seront nécessaires pour caractériser ces dépendances. Nous pouvons tout de même souligner que la rugosité de surface semble augmenter lors du développement des vagues, c'est à dire lorsque H_s et la cambrure des vagues augmentent.

5.2.2 Bathymétrie

Contrairement à la plupart des études réalisées dans des conditions de vent unidirectionnel, nos sites sont exposés à deux directions de vent opposées. Une telle configuration a permis d'analyser le rôle joué par une bathymétrie inclinée sur l'amplitude du basculement, en lien direct avec l'analyse précédente de l'effet de profondeur. La figure 5.47 représente les diagrammes boxplot C_D pour l'étang de Vaccarès. Les données présentées se concentrent sur les événements de vent importants, avec une vitesse effective de vent supérieure à 5 m.s^{-1} , et sont séparées selon les directions de vent NO (graphique de gauche) et SE (graphique de droite). Pour les grandes profondeurs, les coefficients de traînée de surface sont dans la même gamme pour les deux directions de vent. En revanche, pour les faibles profondeurs (moins de 1.5 m), une différence mesurable est observée, avec C_D dans des conditions de vent SE étant plus élevé que dans des conditions de vent NO d'environ 30 %. Cela suggère que, pour une profondeur moyenne donnée sur le transect étudié, la pente du fond peut jouer un rôle dans le développement des vagues. Dans des conditions de vent SE dans l'étang de Vaccarès, la profondeur diminue le long du fetch, forçant la vague à se propager dans des conditions moins profondes, limitant ainsi le développement du spectre vers les basses fréquences, contraignant la vitesse de propagation et résultant finalement en une rugosité de surface plus élevée. En revanche, dans des conditions de mistral, la profondeur augmente le long du fetch, permettant aux vagues de s'allonger et de se propager plus rapidement, ce qui entraîne une rugosité de surface relativement plus faible que dans la direction opposée. Cet effet de limitation du développement des vagues par la profondeur est également observé dans la section V.3.2.1 qui montrent que lors des événements de vent d'E-SE, le long du fetch,

H_s et T_p augmentent jusqu'au milieu du bassin, puis saturent sur la deuxième moitié, alors que lors d'événements de mistral, les vagues se développent le long du fetch sans être limitées par la profondeur.

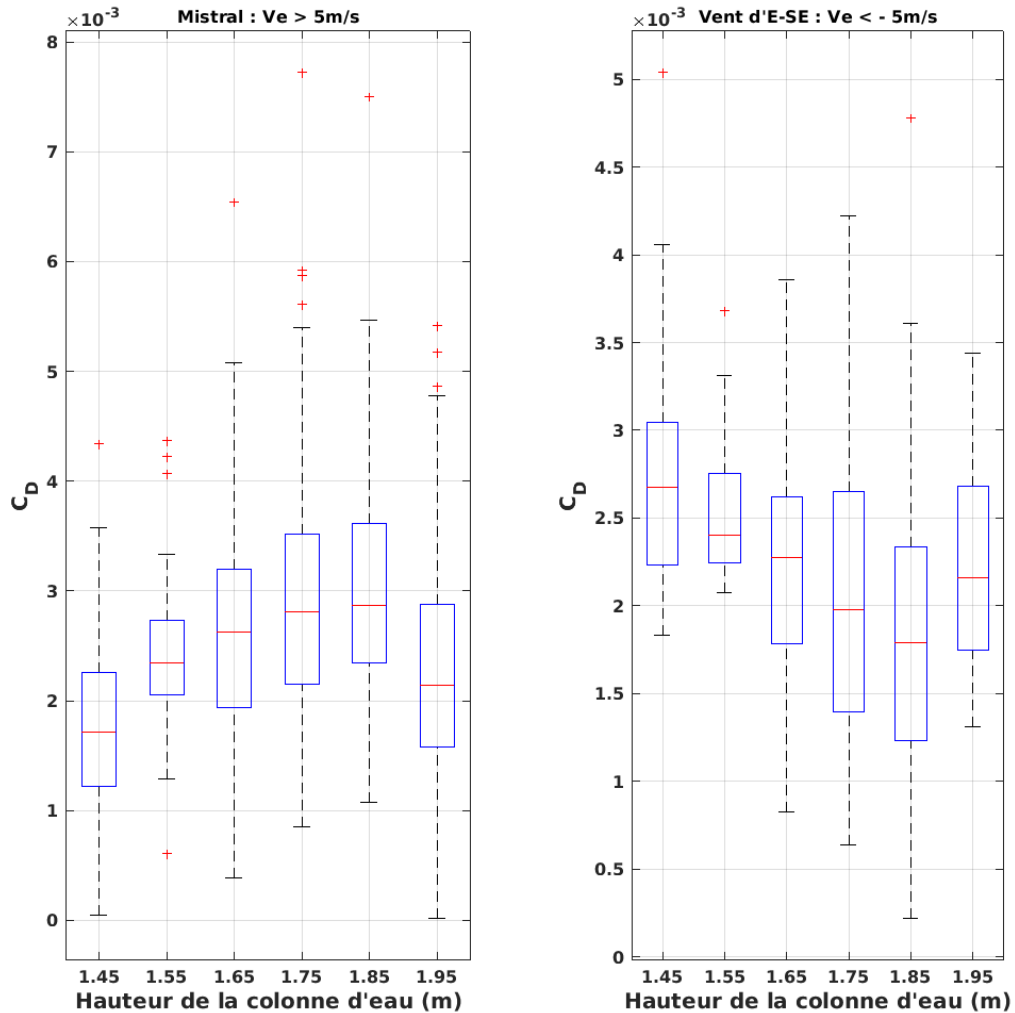


FIGURE 5.47 – Boxplot de C_D en fonction de la hauteur de la colonne d'eau dans l'étang de Vaccarès en cas de mistral (graphique de gauche) et de vent d'E-SE (graphique de droite). Les lignes rouges représentent les médianes, les polygones bleus contiennent 25-75% des données, les limites en pointillés contiennent 10-90% des données, et les croix rouges représentent les points extrêmes.

5.2.3 Instabilité du vent

Nous pourrions nous attendre à ce que les rafales de vent affectent le coefficient de frottement. En effet, [Drennan et al., 1999, Babanin and Makin, 2008] ont mis en évidence que lorsque les conditions de vent sont fortement instationnaires, les coefficients de frottement sont plus élevés.

De plus, [Uz et al., 2002] et [Kudryavtsev and Makin, 2004] ont mis en évidence que lorsque le forçage du vent est modulé dans le temps, la contrainte du vent tend à être plus élevée sous un vent décroissant que sous un vent croissant à une vitesse de vent donnée. Ces processus sont principalement liés à la réponse retardée des spectres d’ondes de vent courtes à la variation du forçage du vent. Dans cette étude, aucun effet des rafales de vent sur les basculements n’a pu être identifié. D’autres expériences avec des mesures locales et à haute fréquence du vent et des vagues sont nécessaires pour mieux comprendre la réponse de la rugosité de surface à l’instabilité du vent.

5.2.4 Courants

L’équation simplifiée du bilan de quantité de mouvement moyennée en profondeur utilisée pour la présente analyse ne prend pas en compte l’effet potentiel des courants sur le développement du basculement. Dans des configurations réalistes, la contrainte du vent à la surface de l’eau entraîne un équilibre tridimensionnel complexe entre la pente de la surface libre liée aux gradients de pression barotropes et une variété de circulations horizontales et verticales dépendant de la morphologie du bassin et des conditions aux limites [Csanady, 1973, Orlic et al., 1994], à cela s’ajoutent également des effets baroclines. Dans les eaux peu profondes, la contrainte du fond peut contribuer de manière significative au bilan de la quantité de mouvement, avec un effet croissant lorsque la profondeur est faible ou que le lit est rugueux [Tickner, 1957]. En conservant notre approche 1D idéalisée, une première estimation peut être fournie en introduisant un terme supplémentaire pour la friction du fond $\tau_b/\rho_w gh$ dans l’équation de quantité de mouvement en eau peu profonde moyennée en profondeur. Ce terme est généralement quadratique : $\tau_b = \rho_w C_b U^2$ où C_b est la friction du fond et U la vitesse du courant. Des ordres de grandeur typiques pour U peuvent être extraits des données de courants pour les étangs de Vaccarès et de Berre. Dans l’étang de Vaccarès, nous considérons un courant de 0.08 m/s lors d’un événement de mistral de 8 m/s alors que pour l’étang de Berre, un événement de mistral de 20 m/s conduit à un courant moyen de 0.12 m/s. En considérant une valeur classique pour la friction du fond de 0.002 pour un fond sableux lisse [Hsiao S. V. and Shemdin O. H., 1978], le terme de friction du fond devrait contribuer à moins de 3% de la pente de la surface libre dans les étangs de Vaccarès/Berre. Ceci confirme la validité de l’hypothèse initiale d’un effet négligeable du courant sur le basculement dans le contexte actuel.

L’analyse des courants dans les trois sites d’étude a mis en évidence que les basculements ont un impact sur la courantologie dans les trois sites d’étude. Les données de courant utilisées restent cependant insuffisantes pour bien comprendre toute la dynamique complexe induite par le vent, mais les points suivant peuvent être retenus :

- Dans l’étang de Vaccarès, peu profond, l’hypothèse d’une circulation en double gyre proposée par [Csanady, 1973] semble être observée, bien que nous ne disposions pas d’assez de points de mesure pour l’affirmer. Cela avait été remarqué dans l’étang de Vaccarès grâce à la modélisation numérique en 2D réalisée par [Boutron et al., 2015].
- Pour l’étang de Berre, le basculement modifie significativement la dynamique dans le canal de Caronte dont les flux observés induits par la marée ne s’inversent plus. Il faut toutefois rester prudent sur les conclusions car le système analysé ne nous permet pas de voir si il existe des flux croisés entre la surface et le fond.
- Dans la Rade de Toulon, un flux croisé existe dans la Grande Passe reliant Petite et Grande Rade, tout au moins en période estivale d’après [Dufresne et al., 2014]. Du fait de la plus large ouverture à la mer, les courants dans la Rade de Toulon sont plus complexes que dans les deux autres sites et ne semblent pas être forcés de façon majoritaire par

le vent comme c'est le cas dans l'étang de Vaccarès. Cependant, nos résultats ne nous permettent pas à ce stade de conclure sur leur effet sur les basculements.

L'utilisation de modèles numériques permettra une meilleure compréhension de la dynamique des masses d'eau lors d'évènements de basculement.

Sixième partie

Les seiches

Cette partie traite de l'analyse des seiches dans les trois sites d'étude : l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et la Rade de Toulon. Nous nous intéressons à l'observation des seiches grâce aux mesures de niveaux d'eau, ainsi qu'à leur causes. Les sites ont des morphologies différentes et ne communiquent pas tous avec la mer de la même façon. Par conséquent, le choix a été fait d'étudier les seiches et les mécanismes de leur génération séparément pour chaque site.

Seiches dans l'étang de Vaccarès

Sommaire

1.1	Calcul des périodes théoriques des seiches	197
1.2	Seiches observées	198
1.3	Cause de génération des seiches	199

1.1 Calcul des périodes théoriques des seiches

Afin de calculer les périodes théoriques des seiches dans l'étang de Vaccarès, différents axes correspondant aux axes de résonance possibles des seiches sont définis dans l'étang et sont présentés sur la figure 1.1.

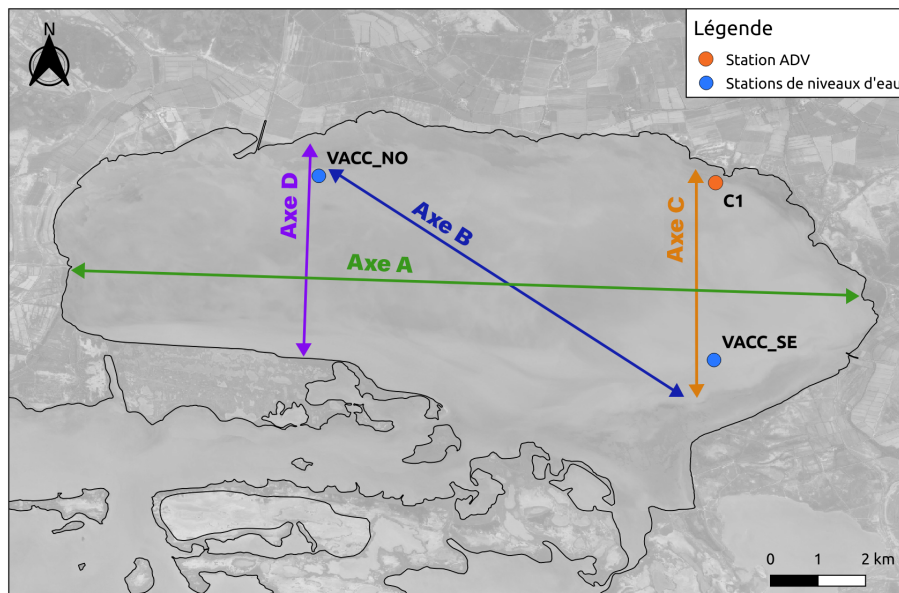


FIGURE 1.1 – Axes utilisés pour le calcul théorique des périodes des seiches dans l'étang de Vaccarès

Les périodes théoriques des seiches au mode 1 pour les différents axes sont calculées par deux méthodes :

- La formule de [Merian, 1828] pour un bassin fermé : $T_{1M} = \frac{2L}{\sqrt{gh}}$
- La formule de [Rabinovich, 2009] pour un bassin fermé avec un fond parabolique : $T_{1R} = 1.242 \frac{2L}{\sqrt{gh_0}}$

Les caractéristiques de chaque axe et les périodes théoriques T_{1M} selon [Merian, 1828] et T_{1R} selon [Rabinovich, 2009] sont présentées dans le tableau 1.1.

Axe	L (km)	h (m)	h ₀ ou h ₁ (m)	T _{1M} (min)	T _{1R} (min)
A	12.02	1.5	1.9	106.07	117.05
B	6.59	1.7	2	53.82	61.63
C	3.97	1.5	2	34.51	37.12
D	3.74	1.5	2	34.93	40.38

TABLEAU 1.1 – Caractéristiques de chaque axes et périodes théoriques résultantes T_{1M} selon [Merian, 1828] et T_{1R} selon [Rabinovich, 2009] dans l'étang de Vaccarès

1.2 Seiches observées

Dans l'étang de Vaccarès, des DFT sont réalisées sur des fenêtres de 5 jours puis sont moyennées. Le résultat obtenu est présenté sur la figure 1.2. A noter que cette méthode permet de faire apparaître des pics lorsqu'il existe des seiches mais que leurs amplitudes sont très faibles car la seiche peut n'être excitée que sur une durée de l'ordre de la journée alors que l'analyse de Fourier est réalisée sur toute la durée des mesures. Ainsi, 3 seiches sont observées par les deux stations VACC_NO et VACC_SE. Deux périodes de seiches sont identiques pour les deux stations : 53 et 110 min, et une autre seiche de 38 min et 35 min sont observées aux stations VACC_NO et VACC_SE respectivement. Le tableau 1.2 donne pour les stations le nom de chaque seiche, ses périodes minimales et maximales ainsi que la période pic. Ainsi, les seiches observées sont retrouvées par les formules théoriques : S110 semble correspondre à la résonance selon l'axe est-ouest (axe A figure 1.1), S53 selon l'axe NO-SE qui correspond à l'axe des vent dominants (axe B) et les seiches S35 et S38 correspondent à la résonance selon les axes nord-sud à l'ouest (axe D) et à l'est (axe C) de l'étang respectivement.

Station	Nom de la seiche	T _{min} (min)	T _{max} (min)	T _{pic} (min)
VACC_NO	S ₃₈	36.1	40.3	38
	S ₅₃	47.7	63.8	53
	S ₁₁₀	87.7	119.8	110
VACC_SE	S ₃₅	32.1	37.2	35
	S ₅₃	47.7	63.8	53
	S ₁₁₀	87.7	119.8	110

TABLEAU 1.2 – Seiches observées dans l'étang de Vaccarès par les données de niveaux d'eau des stations VACC_NO et VACC_SE, leurs périodes minimales T_{min} et maximales T_{max} et leur période pic T_{pic}

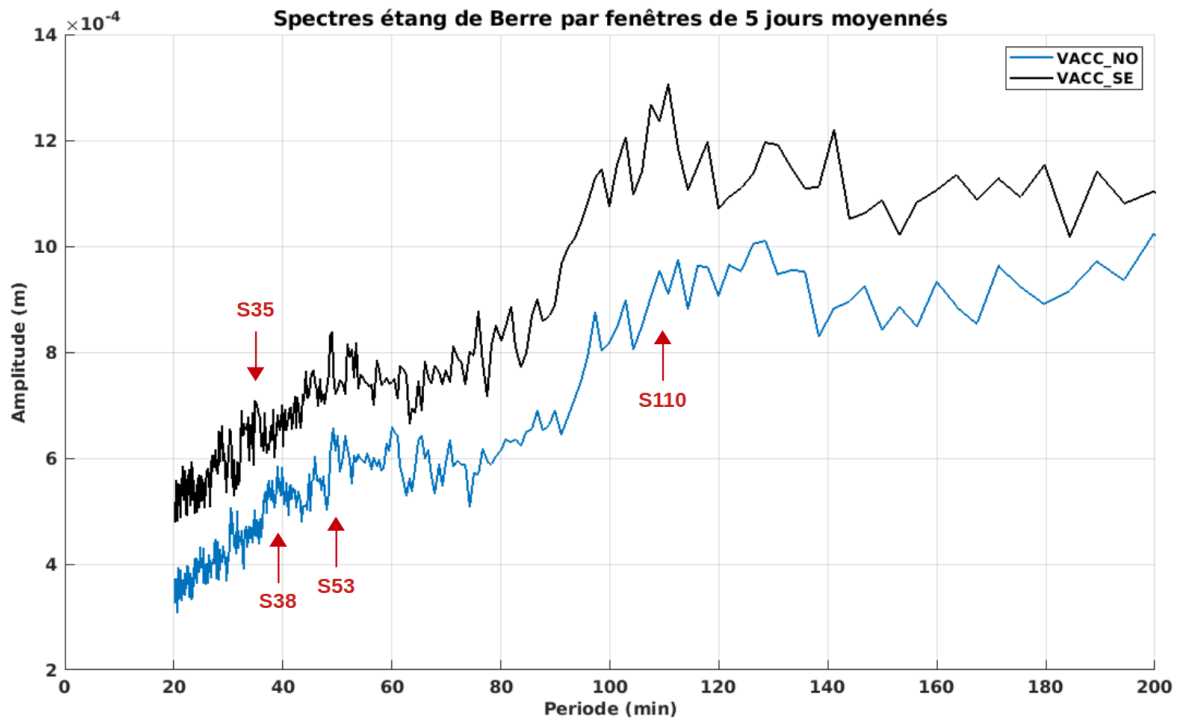


FIGURE 1.2 – Spectre des données de niveaux d'eau des stations VACC_NO et VACC_SE dans l'étang de Vaccarès

1.3 Cause de génération des seiches

L'évolution temporelle des hauteurs significatives des seiches sur une fenêtre glissante de 12 h, toutes les 3 h, a été réalisée pour toutes les seiches observées dans les deux stations. La figure 1.3 présente l'évolution temporelle des H_s ainsi que les basculements du plan d'eau pour toute la période de la campagne moyen-terme, un agrandissement est également présenté sur une période plus courte allant du 16 septembre 2019 au 16 janvier 2020.

On remarque que pour une même seiche, l'amplitude n'est pas systématiquement identique aux deux stations pour un événement.

Les seiches semblent forcées par les basculements, sans doute modulé par la variabilité du cisaillement du vent. Comme nous l'avons abordé dans la partie V, lorsque la vitesse du vent augmente, un basculement s'établit dans l'étang de Vaccarès et les modes propres du bassin sont excités, provoquant la création de seiches agissant entre quelques heures voir quelques jours dans l'étang. On remarque que les oscillations associées aux seiches débutent à peu près en même temps que le basculement. Elles disparaissent en fin d'épisode de vent, l'étang étant peu profond, l'oscillation est rapidement amortie par dissipation au fond en l'absence de forçage.

En ce qui concerne l'étude des courants générés par les seiches, nous disposons de données de courants provenant de la station C1 lors de la campagne haute-fréquence toutes les heures. Cependant, avec ces données il n'est pas possible d'observer les courants générés par les seiches puisque leurs périodes sont comprises entre 35 et 110 min. Une analyse des courants générés par les seiches nécessiterait un échantillonnage de ces derniers inférieur à 17 min. En revanche, nous réalisons une DFT sur une période où nous savons que des seiches étaient présentes dans le

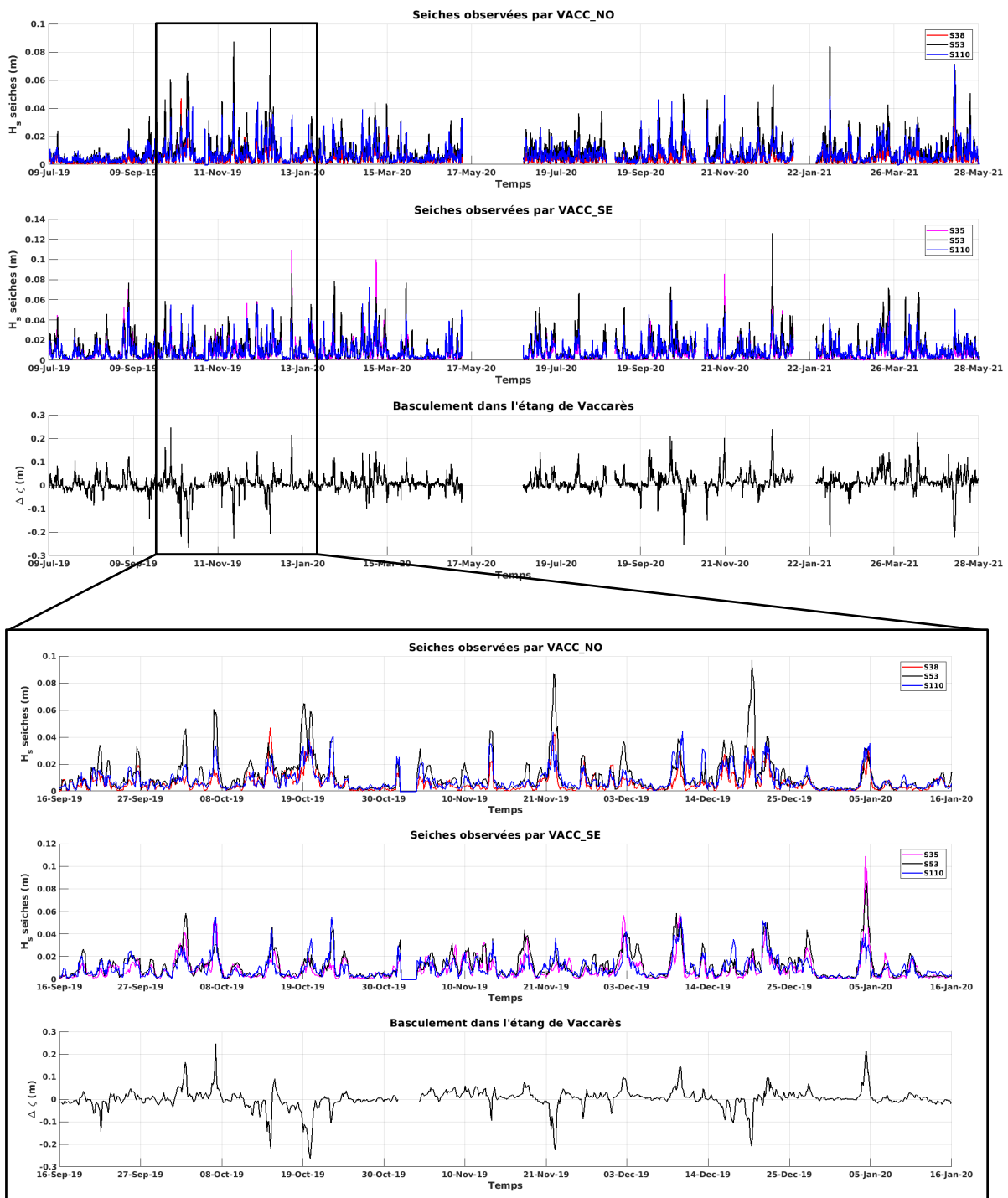


FIGURE 1.3 – Hauteurs significatives des seiches observées par les stations VACC_NO et VACC_SE et basculements dans l'étang de Vaccarès

bassin : du 01 au 03 janvier 2020. Cette DFT permet alors de déterminer les ordres de grandeur des amplitudes des seiches et calculer les vitesses maximales des courants horizontaux causés par les seiches grâce à la formule de [Sorensen et al., 2002], présentée dans la section II.2.3. Pendant

cet évènement, la seiche S35 par exemple avait une amplitude de 1.02 cm à VACC_SE, ce qui correspond à une vitesse maximale des courants horizontaux de 2.38 cm/s. Les vitesses maximales des courants horizontaux ont lieu au niveau des noeuds des seiches, c'est à dire au milieu des axes présentés sur la figure 1.1. Ils restent faibles et difficilement observables. Il est à noter que l'amplitude des seiches dans l'étang de Vaccarès sont de l'ordre de la précision des capteurs. Ces résultats doivent donc être considérés avec précaution.

Seiches dans l'étang de Berre

Sommaire

2.1	Calcul des périodes théoriques des seiches	203
2.2	Seiches observées	204
2.3	Cause de génération des seiches	206

2.1 Calcul des périodes théoriques des seiches

Afin de calculer les périodes théoriques des seiches dans l'étang de Berre, différents axes sont définis dans l'étang et sont présentés sur la figure 2.4.

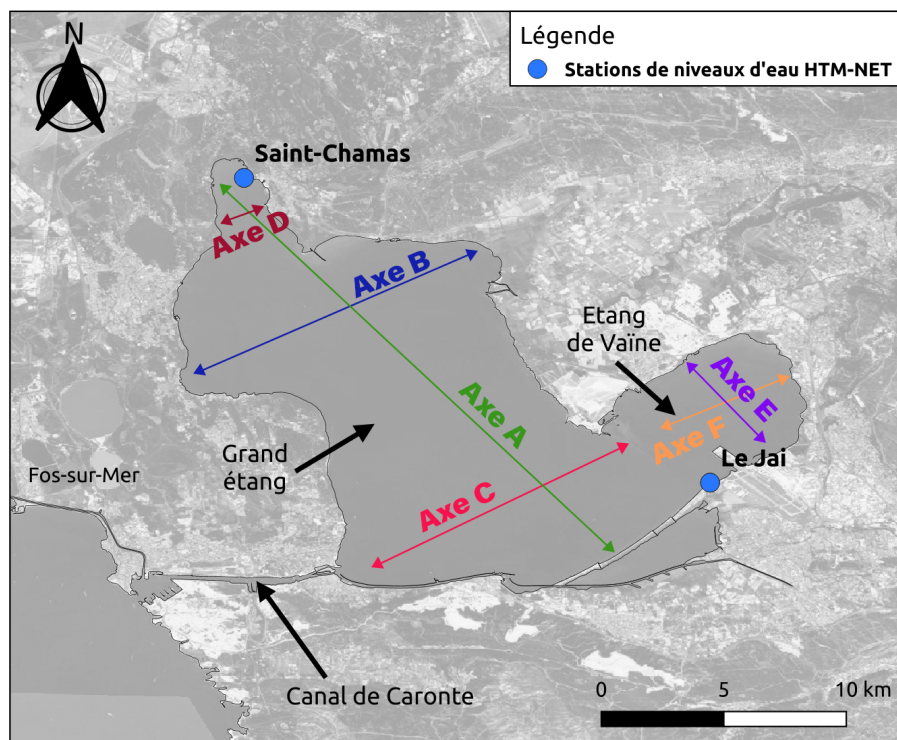


FIGURE 2.4 – Axes utilisés pour le calcul théorique des périodes des seiches dans l'étang de Berre

Les périodes théoriques des seiches au mode 1 pour les différents axes sont calculées par plusieurs méthodes :

- La formule de [Merian, 1828] pour un bassin fermé : $T_{1M} = \frac{2L}{\sqrt{gh}}$
- La formule de [Rabinovich, 2009] pour un bassin fermé avec un fond parabolique : $T_{1RA} = 1.242 \frac{2L}{\sqrt{gh_0}}$ pour les axes C, D, E et F.
- La formule de [Rabinovich, 2009] pour un bassin fermé avec un fond triangulaire : $T_{1RB} = 1.640 \frac{2L}{\sqrt{gh_1}}$ pour les axes A et B.

Les caractéristiques de chaque axe dans l'étang de Berre et les périodes théoriques résultantes T_{1M} selon [Merian, 1828] et T_{1RA} ou T_{1RB} selon [Rabinovich, 2009] sont présentées par le tableau 2.3.

Axe	L (km)	h (m)	h ₀ (m)	T _{1M} (min)	T _{1RA} ou T _{1RB} (min)
A	19.22	7	9	77.35	T _{1RB} = 111.88
B	10.15	5	7	48.33	T _{1RB} = 66.99
C	9.54	8	9	35.91	T _{1RA} = 42.05
D	1.44	2	4	10.84	T _{1RA} = 9.52
E	4.33	3	4	26.62	T _{1RA} = 37.81
F	4.97	3	4	30.55	T _{1RA} = 32.86

TABLEAU 2.3 – Caractéristiques de chaque axes et périodes théoriques T_{1M} selon [Merian, 1828] et T_{1RA} ou T_{1RB} selon [Rabinovich, 2009] dans l'étang de Berre

2.2 Seiches observées

Dans l'étang de Berre, des DFT sont réalisées sur des fenêtres de 9.69 jours (soit 100 fois la période de seiche la plus élevée observée qui est égale à 96.30 min) puis sont moyennées. Le résultat obtenu est présenté sur la figure 2.5.

Les spectres des deux stations présentés sur la figure 2.5 et dans le tableau 2.4 montrent de nombreux pics, nous décidons de concentrer l'analyse temporelle des hauteurs significatives seulement pour les seiches dont la hauteur significative $H_s > 2$ cm :

- Station de Saint-Chamas : S8, S35, S45, S63 et S96.
- Station Le Jaï : S11, S15, S19, S31 et S96.

Ainsi, nous observons que mise à part la seiche S96, les autres seiches ne sont pas retrouvées simultanément au niveau des deux stations, suggérant qu'il s'agit de résonances dans deux sous bassins séparés : le Grand étang pour la station Saint-Chamas et l'étang de Vaïne pour Le Jaï. La seiche S96 correspond donc aux résonances selon le grand axe NO-SE de l'étang de Berre, soit l'axe A de la figure 2.4, dont les périodes théoriques calculées sont du même ordre de grandeur. Dans le Grand étang, S8 correspond à la résonance selon l'axe D, S35 selon l'axe C et S63 selon l'axe B. Cependant, nous n'avons pas réussi à retrouver la seiches S45. Dans l'étang de Vaïne, S31 pourrait correspondre aux résonances selon les axes E ou F. Les autres seiches, soit S11, S15 et S19, n'ont pas pu être calculées théoriquement, suggérant qu'il existe des résonances selon des longueurs d'axes plus faibles ou des profondeurs plus élevées que selon les axes E et F.

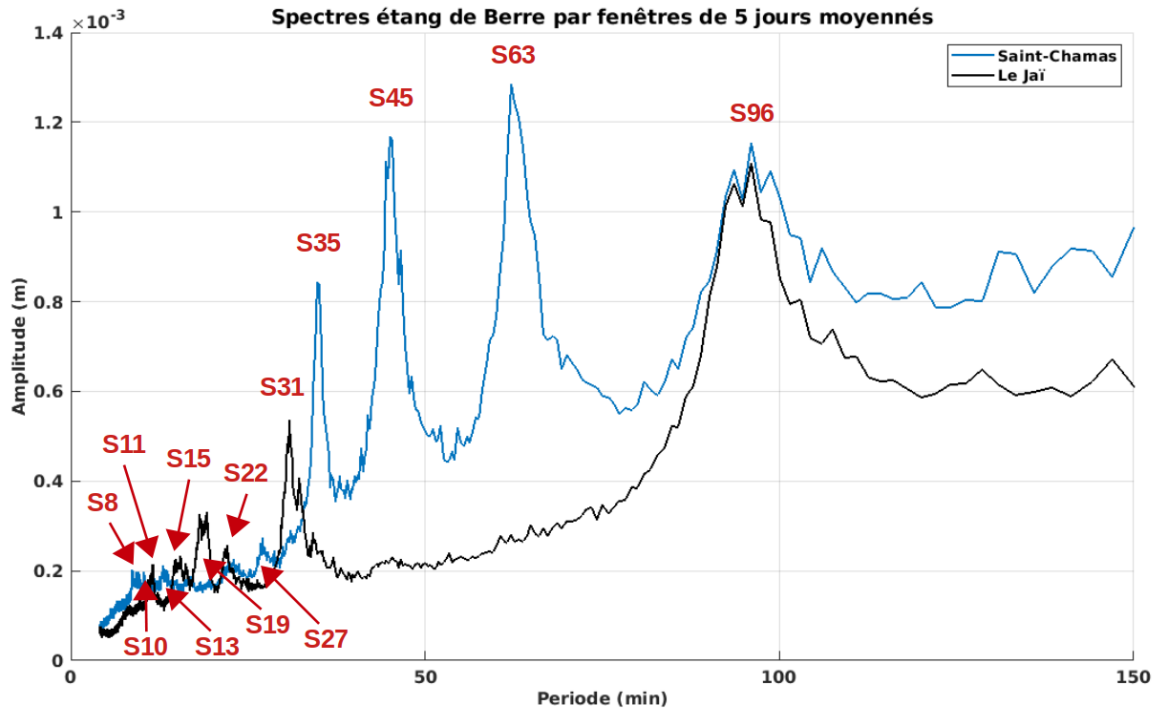


FIGURE 2.5 – Spectre des données de niveaux d'eau des stations Saint-Chamas et Le Jaï dans l'étang de Berre

Station	Nom de la seiche	T_{min} (min)	T_{max} (min)	T_{pic} (min)
Saint-Chamas	S ₈	8.38	9.92	8.6
	S ₁₀	10.12	10.41	10.26
	S ₁₃	12.7	13.98	12.94
	S ₂₂	20.69	23.18	22.31
	S ₂₇	26.07	28.43	27.04
	S ₃₅	33.35	37.15	34.83
	S ₄₅	41.03	47.67	45.15
	S ₆₃	57.90	69.91	63.34
	S ₉₆	86.58	112.35	96.30
Le Jaï	S ₁₁	10.62	12.77	11.51
	S ₁₅	14.21	16.61	15.29
	S ₁₉	17.41	19.83	19.14
	S ₂₂	20.69	23.18	22.31
	S ₃₁	29.04	33.59	30.84
	S ₉₆	86.58	112.35	96.30

TABLEAU 2.4 – Seiches observées dans l'étang de Berre par les données de niveaux d'eau des stations Saint-Chamas et Le Jaï, leurs périodes minimales T_{min} et maximales T_{max} et leur période pic T_{pic}

2.3 Cause de génération des seiches

Les hauteurs significatives des seiches sont ensuite calculées sur toute la durée de la période d'étude. Elles sont présentées par la figure 2.6 avec les données de basculement dans l'étang de Berre. On remarque que les seiches sont corrélées avec les basculements dans la plupart des cas, qu'ils soient négatifs ou positifs. Un évènement de seiche dure approximativement entre 1 et 2 jours avant de se dissiper. Les seiches apparaissent alors même que le basculement est initié, se superposant donc à ce dernier. Leur amplitude reste cependant de l'ordre du cm, ce qui induit une erreur toute limitée sur les valeurs des basculements mesurés. Cependant, on remarque sur la figure 2.6 qu'il existe des évènements qui ne semblent pas corrélés à la présence de basculements dans l'étang de Berre. Par exemple, entre le 1 avril 2019 et le 9 avril 2019, deux pics de hauteurs significatives de seiches sont observées, suggérant qu'un autre mécanisme pourrait exciter le développement de seiches dans ce site. Nous pouvons supposer qu'il s'agisse de l'apparition d'ondes de pression atmosphériques ou des variations d'intensité ou de direction du vent dont les périodes seraient proche de la période des seiches.

Sur la figure 2.7.A, les niveaux d'eau ζ aux stations Saint-Chamas et Le Jaï, les hauteurs significatives des seiches H_s aux deux stations et basculement du plan d'eau $\Delta\zeta$ lors d'un évènement de mistral du 02 au 07 mai 2019 sont présentés. Deux agrandissements sont réalisés : un pendant le basculement (figure 2.7.B), et un à la fin de ce dernier (figure 2.7.C). Nous observons sur la figure 2.7.B que, bien que la superposition des ondes complique l'observation de ces dernières individuellement, certaines oscillations sont visibles et correspondent aux périodes de seiches identifiées. Concernant la seiche S96 qui correspondrait à l'oscillation selon le grand axe NO-SE, elle est visible à Saint-Chamas avec une amplitude d'environ 1.2 cm, mais pas au Jaï. L'amplitude de S96 à Saint-Chamas est relativement proche de celle calculée par le DFT du 04 au 05 mai 2019 (1.77 cm). Cependant, sur cette période, la hauteur significative de S96 est comprise entre 3 et 5.5 cm, ce qui est plus élevé. En effet, l'amplitude des modes individuels représente l'énergie à une fréquence donnée, or le calcul de H_s est basé sur une intégration de l'amplitude sur une bande définie par T_{min} et T_{max} donc prend en compte l'énergie des fréquences voisines. Lorsque la résolution temporelle est faible, ce qui est le cas pour le spectre réalisé du 04 au 05 mai 2019, les pics du spectre issue d'une DFT correspondants aux seiches sont assez nettement définis à une période donnée surtout pour les périodes les plus longues et cette méthode est donc satisfaisante pour déterminer les amplitudes de seiches. Sur la figure 2.7.C, nous observons nettement la seiche S96 aux deux stations. Lors de cette période, il s'agit de la seiche de plus forte amplitude. Nous observons qu'il y a opposition de phase aux deux stations : un niveau haut à Saint-Chamas se produit lors d'un niveau bas au Jaï et inversement. Cela confirme bien l'hypothèse d'une résonance selon le grand axe de l'étang de Berre. Ainsi, les seiches continuent de se produire alors que le basculement est terminé.

Afin d'avoir un ordre de grandeur des vitesses horizontales maximales générées par la seiche S96 dans le grand axe NO-SE de l'étang de Berre, nous réalisons une DFT lors d'un évènement connu pendant lequel la seiche est présente : du 04 au 05 mai 2019. Cela nous permet d'obtenir l'amplitude de la seiche aux deux stations et d'en déduire la vitesse horizontale maximale générée par la seiche grâce à la formule de [Sorensen et al., 2002]. L'amplitude obtenue pour S96 est de 1.77 cm, ce qui permet d'obtenir $V_{max} = 2.11$ cm/s en utilisant une profondeur moyenne $h = 6.9$ m. Les vitesses induites par les seiches restent donc faibles.

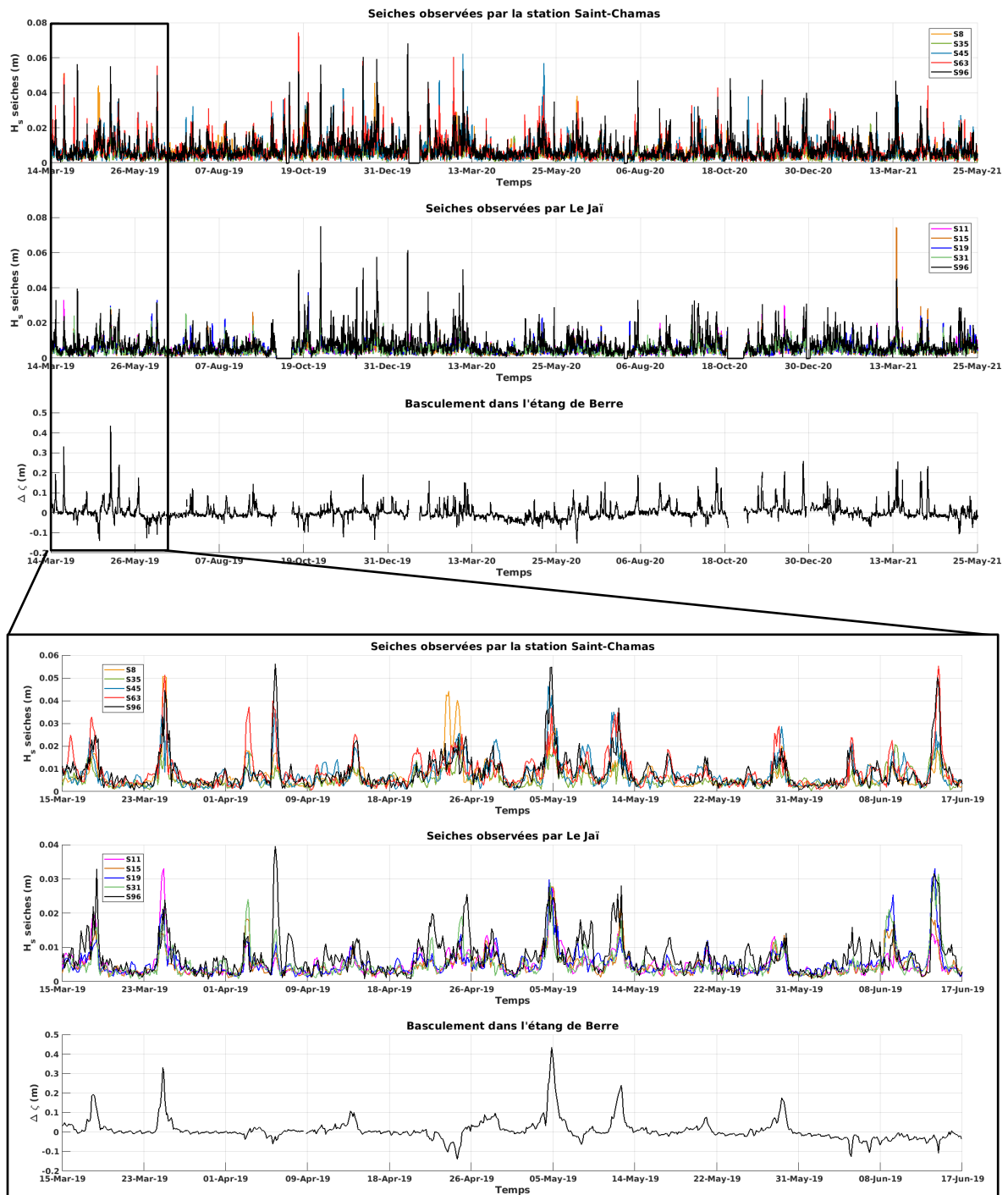


FIGURE 2.6 – Hauteurs significatives des seiches observées par les stations Saint-Chamas et Le Jaï et basculements dans l'étang de Berre

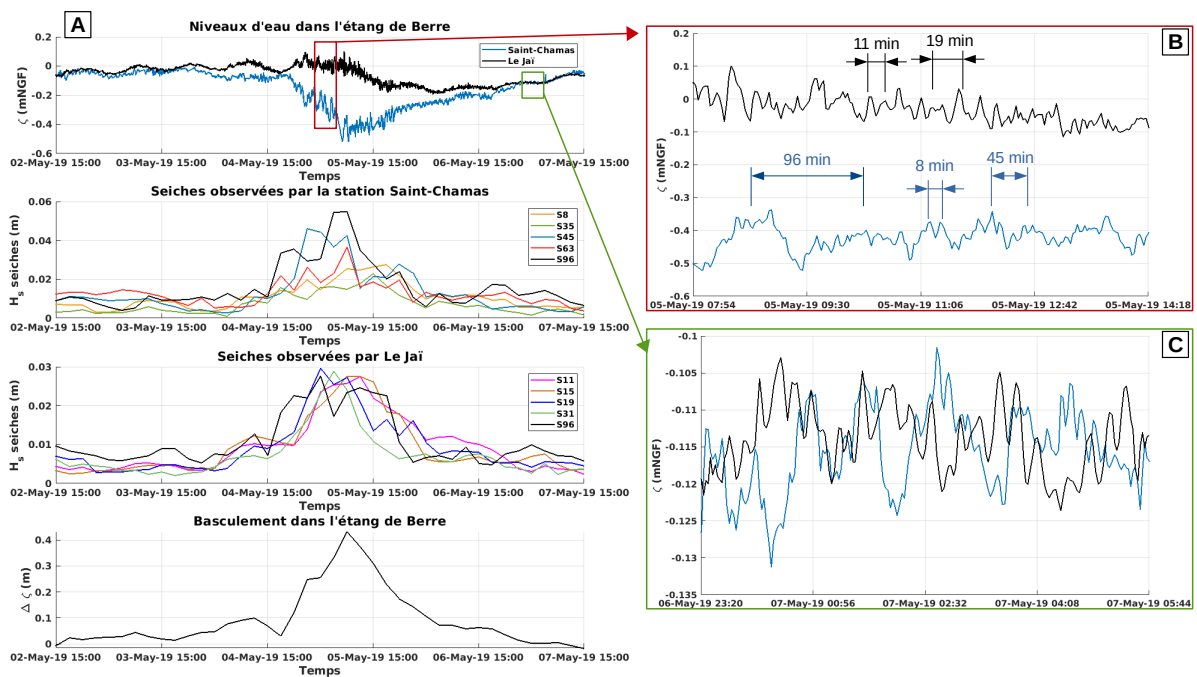


FIGURE 2.7 – Niveaux d'eau ζ aux stations Saint-Chamas et Le Jaï, hauteurs significatives des seiches H_s aux deux stations et basculement du plan d'eau $\Delta\zeta$ lors d'un évènement de basculement en conditions de mistral du 02 au 07 mai 2019 (A). Un agrandissement des niveaux d'eau est réalisé en cours de basculement (B), et un autre à la fin de ce dernier (C).

Seiches dans la Rade de Toulon

Sommaire

3.1	Calcul des périodes théoriques des seiches	209
3.2	Seiches observées	210
3.3	Cause de génération des seiches	213

3.1 Calcul des périodes théoriques des seiches

Afin de calculer les périodes théoriques des seiches dans la Rade de Toulon, différents axes sont définis dans la Rade et sont présentés sur la figure 3.8. Les résonances selon les axes A et B se produisent en conditions de bassin ouvert et selon les axes C, D, E et F, en conditions fermées.

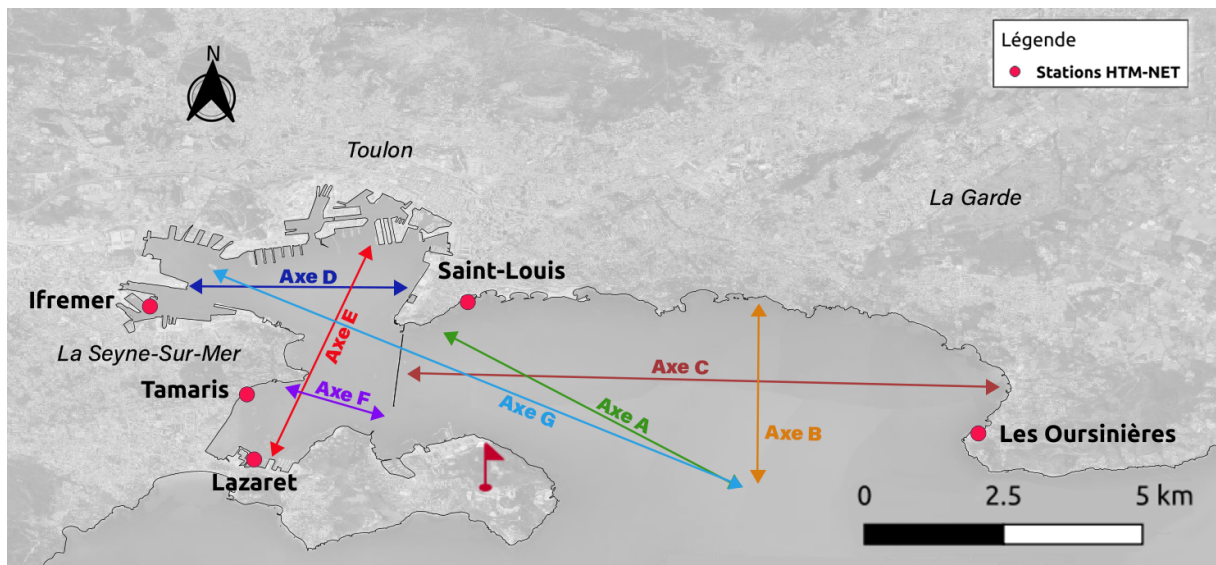


FIGURE 3.8 – Axes utilisés pour le calcul théorique des périodes des seiches dans la Rade de Toulon

Les périodes théoriques des seiches au mode 1 pour les axes en bassin fermé et au mode 0 pour les axes en bassins ouverts sont calculées par plusieurs méthodes :

- La formule de [Merian, 1828] pour un bassin ouvert : $T_{0M} = \frac{4L}{\sqrt{gh}}$ pour les axes A, B, F et G.
- La formule de [Merian, 1828] pour un bassin fermé : $T_{1M} = \frac{2L}{\sqrt{gh}}$ pour les axes C, D et E.
- La formule de [Rabinovich, 2009] pour un bassin ouvert dont la côte forme un demi-cercle et dont le fond est semi-parabolique : $T_{0RC} = 2.220 \frac{2L}{\sqrt{gh_1}}$ pour les axes A, B, F et G.
- La formule de [Rabinovich, 2009] pour un bassin fermé avec un fond parabolique : $T_{1RA} = 1.242 \frac{2L}{\sqrt{gh_0}}$ pour les axes C, D et E.

Les caractéristiques de chaque axe dans la Rade de Toulon et les périodes théoriques résultantes T_{1M} ou T_{0M} selon [Merian, 1828] et T_{1RA} ou T_{0RC} selon [Rabinovich, 2009] sont présentées dans le tableau 2.3.

Axe	Type de bassin	L (km)	h (m)	h ₀ (m)	T _{1M} ou T _{0M} (min)	T _{1RA} ou T _{0RC} (min)
A	Ouvert	5.40	30	55	T _{0M} = 21	T _{0RC} = 17.21
B	Ouvert	3.40	35	55	T _{0M} = 12.24	T _{0RC} = 10.84
C	Fermé	9.46	25	45	T _{1M} = 20.14	T _{1RA} = 18.65
D	Fermé	3.29	9	20	T _{1M} = 11.68	T _{1RA} = 9.73
E	Fermé	4.05	11	20	T _{1M} = 13	T _{1RA} = 11.98
F	Ouvert	2.4	15	20	T _{0M} = 13.20	T _{0RC} = 12.69
G	Ouvert	9.13	20	55	T _{0M} = 43.47	T _{0RC} = 29.10

TABLEAU 3.5 – Caractéristiques de chaque axes et périodes théoriques T_{0M} ou T_{1M} selon [Merian, 1828] et T_{0RC} ou T_{1RA} selon [Rabinovich, 2009] dans la Rade de Toulon

3.2 Seiches observées

Dans la Rade de Toulon, des DFT sont réalisées sur des fenêtres de 5 jours puis sont moyennées. Le résultat obtenu est présenté sur la figure 3.9. Le spectre obtenu grâce aux données de niveaux d'eau à la station StLouis n'est pas présenté ici et ne fera pas l'objet d'une analyse des seiches car ce dernier génère un bruit qui est du même ordre de grandeur que l'amplitude des seiches, et n'est donc pas exploitable. Le tableau 3.6 donne pour les stations le nom de chaque seiche, ses périodes minimales et maximales ainsi que la période pic.

On observe que plusieurs pics correspondant à des amplitudes de seiches sont en commun à plusieurs stations :

- S11 : Oursinières et Lazaret.
- S17 : les 4 stations.
- S19 : Ifremer, Tamaris et Lazaret.
- S20 : les 4 stations.
- S28 : Ifremer et Oursinières.
- S45 : Ifremer, Tamaris et Lazaret.

La seiche S9 est uniquement visible aux Oursinières et S12, uniquement à Lazaret.

Nous retrouvons bien les périodes de seiches mesurées par [Millot et al., 1981] : 45 min, 30 min (correspondant à S28), 20 min et 15 min (S17 dans notre étude). Cependant, les périodes théoriques calculées ne sont pas identiques aux axes de résonance correspondants aux diverses périodes de seiches observées par [Millot et al., 1981] et présentées sur la figure 3.10.

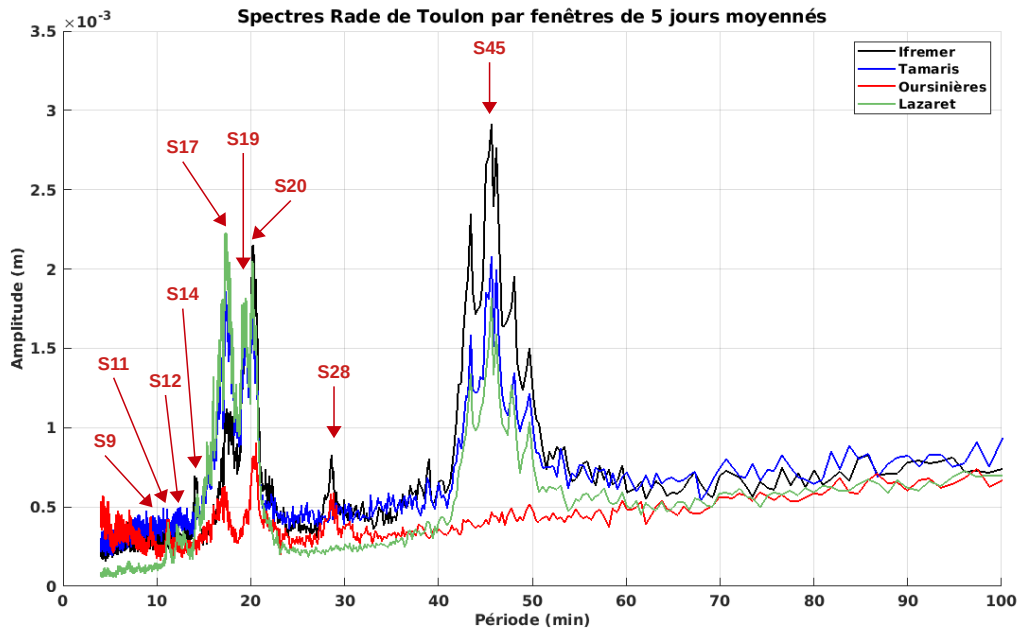


FIGURE 3.9 – Spectre des données de niveaux d'eau des stations dans la Rade de Toulon

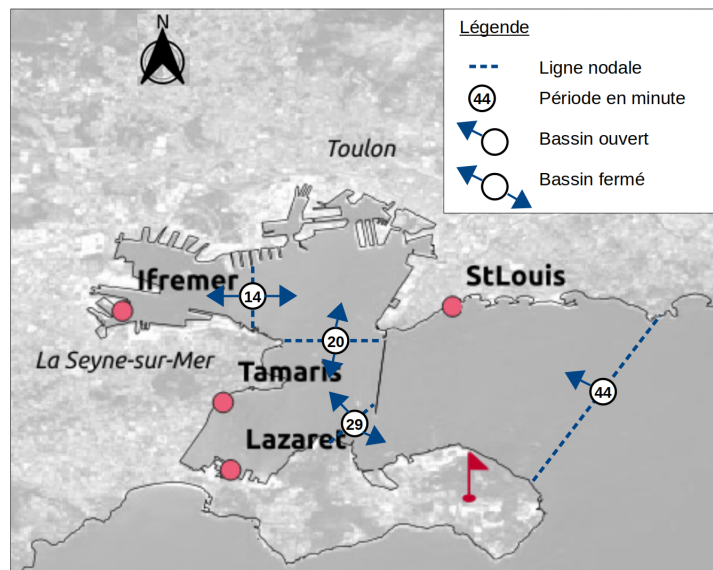


FIGURE 3.10 – Plan de la Rade de Toulon, lignes nodales et périodes en minutes des différentes oscillations dans la Rade, modifié d'après [Millot et al., 1981]

Le présence ou non des diverses seiches mesurées par les 4 stations HTM-NET dans la Rade nous permet de faire des hypothèses :

- S45 : Pourrait correspondre à la résonance de l'ensemble Grande Rade et Petite Rade selon un bassin ouvert, comme présenté par l'axe G de la figure 3.8. Le noeud étant donc situé au niveau de l'ouverture de la Grande Rade à la mer et expliquant le fait que cette seiche ne soit pas retrouvée à la station Oursinières. Cela avait également été suggéré par

Station	Nom de la seiche	T_{min} (min)	T_{max} (min)	T_{pic} (min)
Ifremer	S ₁₄	13.82	14.43	14.11
	S ₁₇	17.02	18.09	17.43
	S ₁₉	18.70	19.83	19.41
	S ₂₀	19.89	20.93	20.17
	S ₂₈	27.37	29.63	28.57
	S ₄₅	41.86	50	47.57
Tamaris	S ₁₇	17.02	18.09	17.43
	S ₁₉	18.70	19.83	19.41
	S ₂₀	19.89	20.93	20.17
	S ₄₅	41.86	50	47.57
Oursinières	S ₉	9.14	9.38	9.32
	S ₁₁	10.86	11.37	11.11
	S ₁₇	17.02	18.09	17.43
	S ₂₀	19.89	20.93	20.17
	S ₂₈	27.37	29.63	28.57
Lazaret	S ₁₁	10.86	11.37	11.11
	S ₁₂	11.94	13.14	12.14
	S ₁₇	17.02	18.09	17.43
	S ₁₉	18.70	19.83	19.41
	S ₂₀	19.89	20.93	20.17
	S ₄₅	41.86	50	47.57

TABLEAU 3.6 – Seiches observées dans la Rade de Toulon par les données de niveaux d'eau des stations HTM-NET, leurs périodes minimales T_{min} et maximales T_{max} et leur période pic T_{pic}

[Millot et al., 1981], bien que la position de la ligne nodale ne soit pas identique à celle proposée dans cette analyse.

- S₁₉ : est présente à toutes les stations de la Petite Rade donc pourrait correspondre à la résonance en bassin fermé dans la petite Rade selon l'axe N-S, comme proposé par [Millot et al., 1981] pour la seiche à 20 min.
- S₁₇ et S₂₀ : sont retrouvées à toutes les stations donc pourrait être la résonance en bassin fermé de l'ensemble Grande Rade et Petite Rade, selon l'axe C de la figure 3.8. Les différences dans les deux périodes peut résulter de la modification des axes principaux (longueur et profondeur). Cela est en contradiction avec les résultats de [Millot et al., 1981] qui considéraient la seiche de 20 min comme étant la résonance dans la Petite Rade selon l'axe N-S.
- S₉ : est uniquement observée dans la Grande Rade par la station Oursinières. Il pourrait s'agir de la résonance en bassin ouvert selon l'axe N-S, comme présenté par l'axe B de la figure 3.8, les périodes théoriques calculées étant du même ordre de grandeur.
- S₁₂ : seulement observée par la station Lazaret, pourrait être une résonance seulement présente dans la baie de Lazaret selon l'axe F de la figure 3.8, causée par des oscillations des courants dans la grande passe de la Grande Digue séparant la Petite Rade de la Grande Rade.
- S₁₄ : uniquement visible à la station Ifremer, il pourrait s'agir de la résonance de la partie nord de la Petite Rade selon l'axe ouest-est, comme proposé par [Millot et al., 1981].

Les seiches S₁₁ et S₂₈ sont présentes à la fois dans la Grande Rade à la station Oursinières

et dans la Petite Rade mais uniquement observées par une station pour chaque seiche (Ifremer pour S28 et Lazaret pour S11). Pour ces deux seiches, il est plus complexe de comprendre les conditions de résonance.

Nous pouvons remarquer que étant donné que certaines seiches sont visibles à la fois dans la Grande Rade et dans la Petite Rade, les oscillations ne semblent pas forcément impactées par la Grande Digue.

Nous pouvons noter que l'approche simplifiée de calcul théorique des périodes des seiches selon les formules de [Merian, 1828] et [Rabinovich, 2009] ne semble pas adaptée à la configuration complexe de la Rade de Toulon.

3.3 Cause de génération des seiches

Les hauteurs significatives des seiches sont ensuite calculées sur toute la durée de la période d'étude. Elles sont présentées par la figure 3.11 avec les données de basculement dans la Rade de Toulon selon l'axe Oursinières-Ifremer. Dans la Rade de Toulon, il est difficile de corrélérer les événements de seiches avec ceux des basculements. En effet, du fait de l'ouverture de la Rade à la mer, de nombreux forçages interviennent. Il est possible que les seiches soient causées par des phénomènes venant de la mer.

Sur la figure 3.12.A, les niveaux d'eau ζ aux stations Ifremer et Oursinières, les hauteurs significatives des seiches H_s aux deux stations et basculement du plan d'eau $\Delta\zeta$ lors d'un événement de vent d'est du 20 au 24 février 2021 sont présentés. Deux agrandissements sont réalisés : un pendant le basculement (figure 3.12.B), et un à la fin de ce dernier (figure 3.12.C). Nous observons sur la figure 3.12.B différentes oscillations du niveau correspondant à des seiches identifiées par les deux stations. La seiche S45 n'est visible qu'au niveau de la station Ifremer avec une amplitude d'environ 0.75 cm. Les seiches S20 et S28 sont observées dans les deux stations : nous observons que S20 est en opposition de phase aux deux stations, mais S28 semble être en phase. Sur la figure 3.12.C, les oscillations causées par la seiche S45 sont encore présentes sur les niveaux d'eau de la station Ifremer, et les oscillations correspondantes à S20 sont présentes au niveau des deux stations. Cependant, nous remarquons que sur cette figure, S20 semble être en phase au niveau des deux stations, ce qui complique davantage l'interprétation.

Sur la figure 3.13.A, il est représenté les hauteurs significatives des seiches à la station Ifremer et la station Oursinières, ainsi que les niveaux d'eau à ces deux même stations, ainsi que la pression de l'air enregistrée par la station Oursinières. De plus, trois agrandissements sont présentés sur les figures 3.13.B, 3.13.C et 3.13.D. Ces figures suggèrent qu'un lien semble exister entre des événements de surcote et l'excitation de seiches dans la Rade de Toulon. Lors des événements correspondant aux figures 3.13.B et 3.13.C, il semblerait qu'il s'agisse de l'arrivée d'une onde de tempête dans la Rade de Toulon. Les variations de la pression atmosphérique comme cause de génération de seiches avait également été observée par [De Jong, 2004] dans le port de Rotterdam aux Pays-Bas.

D'autres phénomènes venant de la mer pourraient également avoir un lien avec la génération des seiches de la Rade de Toulon tels que les intrusions du courant Nord dans la Rade ou la marée. En effet, la période de seiche de 45 min pourrait être un mode de l'harmonique de marée de 6h. Ces pistes restent encore à explorer.

Afin d'estimer les courants horizontaux associés aux seiches observés, nous avons réalisé une DFT sur un événement pendant lequel des seiches sont observées dans la Rade de Toulon : du 22 février 2021 à 00 :50 au 22 février 2021 à 21 :00. La seiche S45 enregistrée par la station Ifremer lors de cet événement avait une amplitude de 1.46 cm, et selon la formule de [Sorensen et al., 2002],

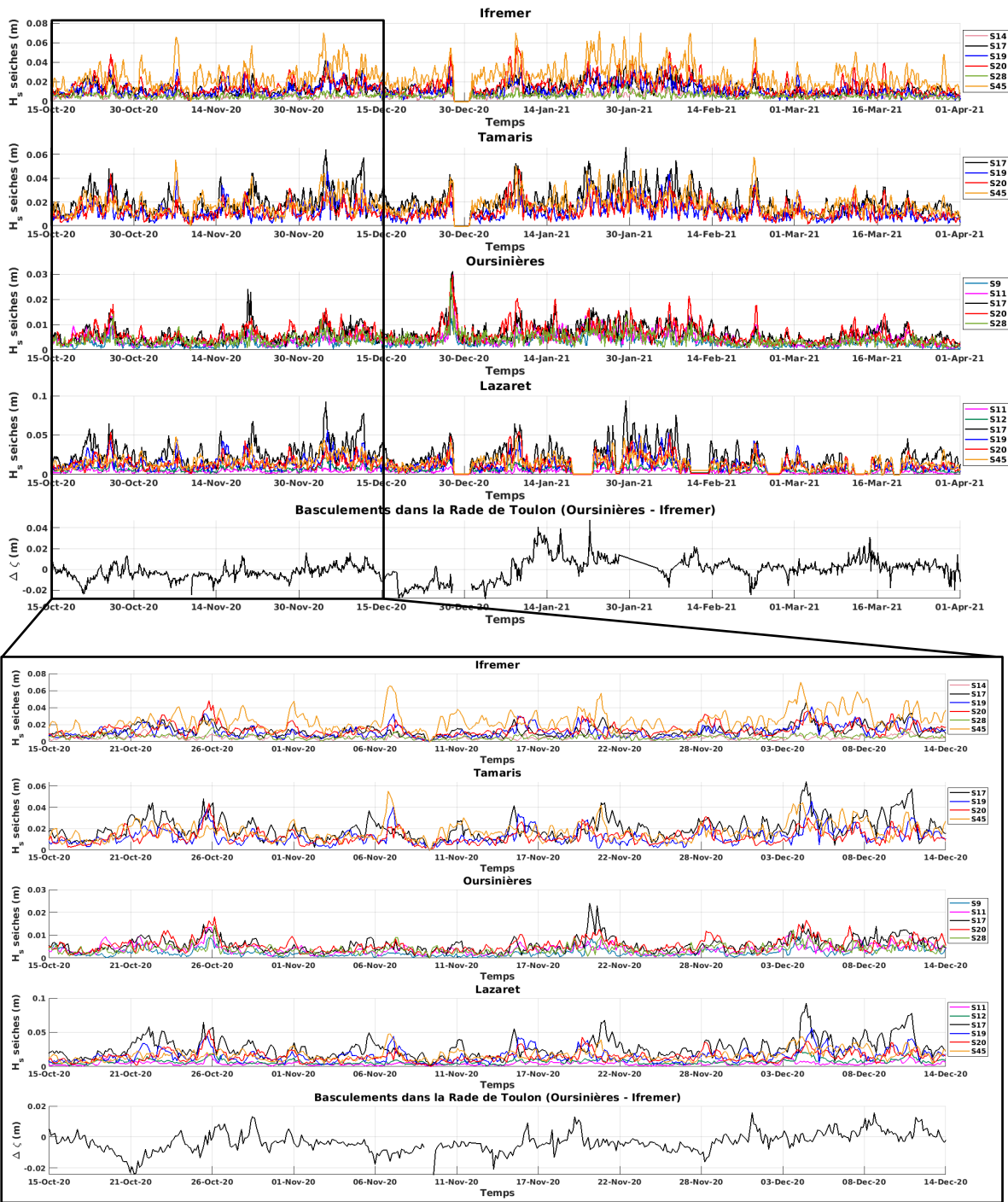


FIGURE 3.11 – Hauteurs significatives des seiches observées et basculements dans la Rade de Toulon

cela correspond à des courants horizontaux maximaux ayant une vitesse de 0.83 cm/s, ce qui reste assez faible.

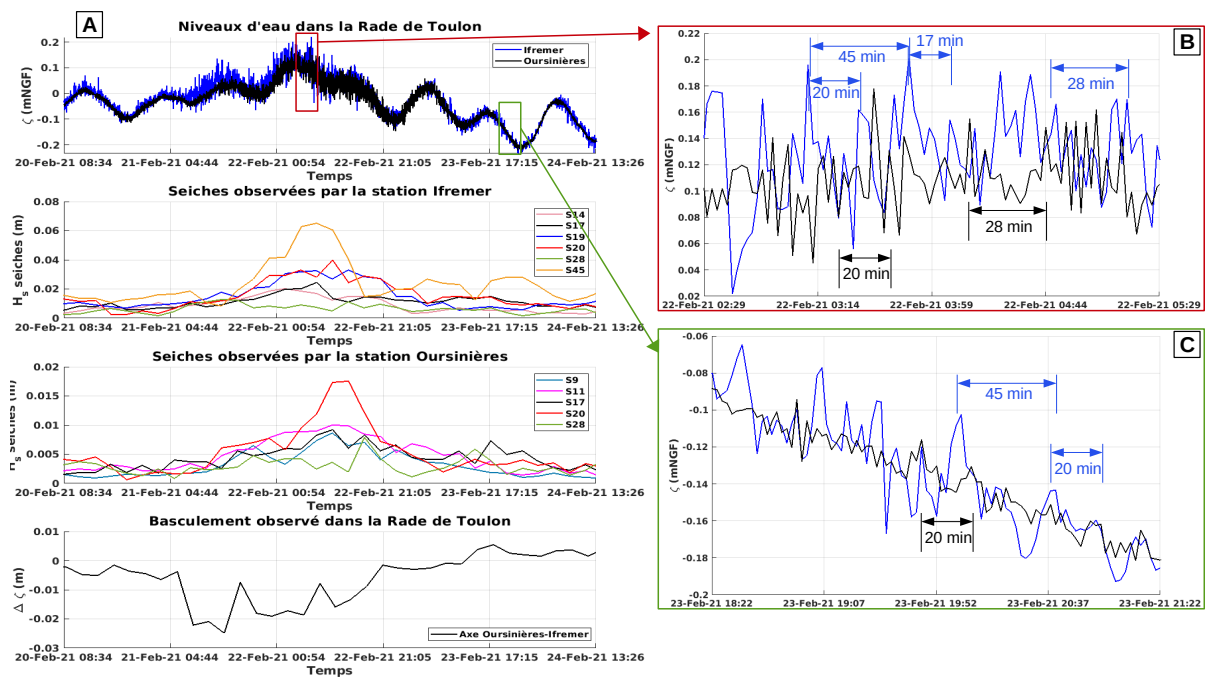


FIGURE 3.12 – Niveaux d'eau ζ aux stations Ifremer et Oursinières, hauteurs significatives des seiches H_s aux deux stations et basculement du plan d'eau $\Delta\zeta$ lors d'un évènement de basculement en conditions de vent d'est du 20 au 24 février 2021 (A). Un agrandissement des niveaux d'eau est réalisé en cours de basculement (B), et un autre à la fin de ce dernier (C).

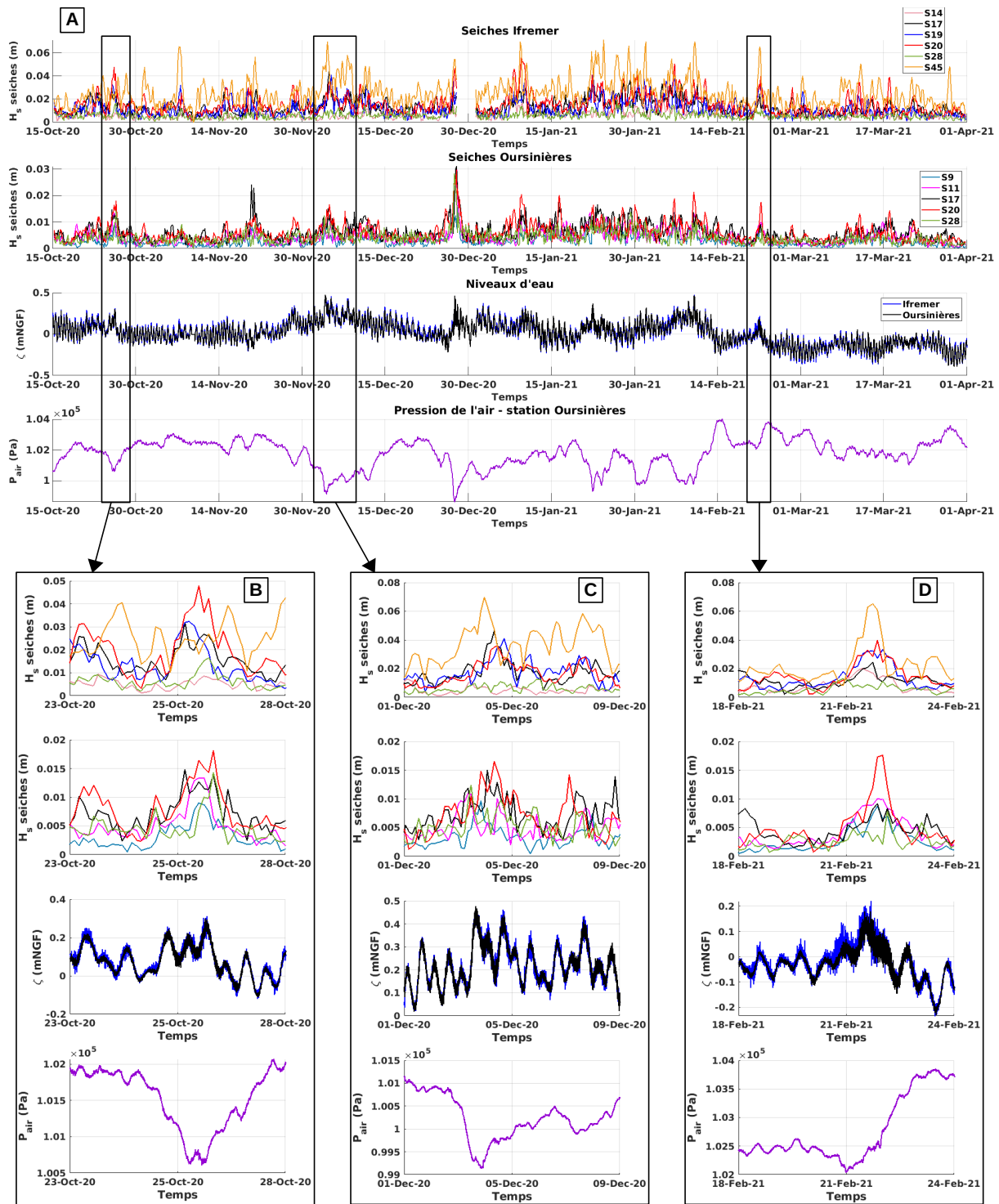


FIGURE 3.13 – Hauteurs significatives des seiches observées aux stations Ifremer et Oursinières, niveaux d'eau à Ifremer et aux Oursinières et pression dans l'air à la station Oursinières pour toutes les données (A) et pour trois agrandissements (B, C et D).

Discussion

Cette partie a permis de mettre en évidence la présence de seiches dans les trois bassins côtiers étudiés. Les périodes des seiches dans les trois sites ont pu être déterminées et certains axes de résonances ont pu être reliés à certaines périodes grâce à la comparaison avec les périodes calculées théoriquement selon [Merian, 1828] et [Rabinovich, 2009]. Les morphologies plus complexes de l'étang de Berre et de la Rade de Toulon compliquent grandement la compréhension des divers axes de résonance dans les bassins.

Dans l'étang de Vaccarès, l'étang de Berre et de la Rade de Toulon, les seiches ont des amplitudes de l'ordre du centimètre, responsables de la génération de courants horizontaux maximaux de l'ordre du cm/s. Il est à noter que dans le cas de l'étang de Vaccarès, l'amplitude des seiches correspond à la précision des capteurs. Les résultats doivent donc être considérés avec précaution.

Grâce au calcul des hauteurs significatives des seiches, le lien entre la génération de seiches avec les basculements a été étudié. Dans le cas des bassins peu ouverts à la mer, c'est à dire l'étang de Vaccarès et l'étang de Berre, les deux phénomènes semblent bien corrélés, les seiches s'établissant en même temps que les basculements et se superposant donc à ces derniers. De plus, les seiches disparaissent en même temps que les basculements. Ce constat est également été fait dans l'étude de [Harris, 1953] dans le Lac Erié (Canada et États-Unis) et [Niedda and Greppi, 2007] dans la lagune de Calich en Sardaigne (Italie). A noter cependant que bien que dans l'étang de Berre, les événements seiches sont majoritairement observés lors d'établissement de basculements, ces dernières peuvent également être excités sans lien avec les basculements, supposant que d'autres phénomènes sont à l'origine de génération de seiches, peut-être en lien avec des oscillations d'origine atmosphériques. En revanche, dans le cas de la Rade de Toulon, il n'a pas été possible de corréler l'établissement de seiches avec les basculements induits par le vent. En effet, la large ouverture à la mer par rapport aux autres sites rend la dynamique des masses d'eau plus complexe. Cependant, il semble qu'un lien existe entre la présence de surcote dans la Rade et l'excitation des seiches, cette observation nécessiterait de plus amples analyses. Les seiches pourraient également être provoquées par des phénomènes venant de la mer tels que les oscillations du courant Nord et ses intrusions dans la Rade ou même les oscillations causées par la marée. Des études sont actuellement réalisées au sein du laboratoire MIO afin de mieux appréhender les mécanismes d'intrusion du courant Nord dans la Rade. Il sera par la suite intéressant de corréler ces résultats avec ceux présentés dans cette thèse.

Cependant, les analyses réalisées dans cette partie sont qualitatives. Elles permettent de donner des ordres de grandeurs d'amplitudes des seiches et de courants générés par ces dernières. De plus, la corrélation entre les seiches et les basculements a été étudiée, mais les autres causes probables de génération des seiches, dans le cas de Rade de Toulon n'ont pas pu être étudiées.

Il serait intéressant d'utiliser des modèles numériques d'agitation portuaire afin de mieux comprendre comment fonctionnent les oscillations propres en particulier dans l'étang de Berre et la Rade de Toulon, dont les configurations sont complexes.