



HAL
open science

Compréhension et analyse des processus hydro-sédimentaires de la Baie de Toulon.: Apport à la modélisation de la dispersion des radionucléides.

Christiane Dufresne

► **To cite this version:**

Christiane Dufresne. Compréhension et analyse des processus hydro-sédimentaires de la Baie de Toulon.: Apport à la modélisation de la dispersion des radionucléides.. Autre [cond-mat.other]. Université de Toulon, 2014. Français. NNT : 2014TOUL0011 . tel-01135325

HAL Id: tel-01135325

<https://theses.hal.science/tel-01135325>

Submitted on 25 Mar 2015

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

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



ÉCOLE DOCTORALE 548 – Mer et Sciences
Institut Méditerranéen d'Océanologie

THÈSE

présentée par :

Christiane Dufresne

pour obtenir le grade de Docteur en Physique

Spécialité : Océanographie Physique

Compréhension et analyse des processus hydro-sédimentaires de la Baie de Toulon

Apport à la modélisation de la dispersion des radionucléides

THÈSE dirigée par :

M. Vincent REY
Mme Céline DUFFA

Professeur, Université de Toulon
Ingénieur-chercheur, IRSN

Directeur de thèse
Co-encadrante de thèse

JURY :

Mme Claude ESTOURNEL
M. Wolfgang LUDWIG
M. Sylvain OUILLON
M. Romaric VERNEY
M. Vincent REY
Mme Céline DUFFA

Chercheur, Université de Toulouse
Professeur, Université de Perpignan
Chercheur, IRD
Chercheur, Ifremer
Professeur, Université de Toulon
Ingénieur-chercheur, IRSN

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse
Co-encadrante de thèse

A Lola

A Charlotte

A celles qui feront demain

Remerciements

Je remercie l'IRSN et la Région PACA pour le soutien financier apporté à cette étude. Merci à Agnès Bourret et Eric Delort chez IX Survey, partenaire socio-économique de ce cofinancement.

J'exprime mes sincères remerciements à Claude Estournel et Wolfgang Ludwig, qui ont accepté de relire avec attention ce manuscrit et d'en être rapporteurs. Merci à Romaric Verney et Sylvain Ouillon d'avoir accepté d'évaluer mes travaux.

Un énorme merci à mes directeurs de thèse, Céline Duffa et Vincent Rey, qui m'ont proposé un sujet des plus intéressants et par-dessus tout, un encadrement parfait. Ces trois années ont été extrêmement enrichissantes. Merci pour votre confiance, votre présence, vos conseils.

Cette recherche doctorale n'aurait pu être ce qu'elle est sans les précieux conseils de plusieurs intervenants scientifiques. Je tiens à remercier Romaric Verney, sans qui la modélisation hydro-sédimentaire n'aurait pu être possible. Merci pour les échanges et les conseils, pour tes encouragements et ton soutien. Merci à Bruno Arfib, Sylvain Coudray, Cédric Garnier, Yves Lucas, Ivane Pairaud, Peggy Sargian pour toute l'aide apportée.

Qu'aurait été ce travail sans la précieuse aide de Franck Giner, qui mérite bien plus que des remerciements ici... Ton implication et ta motivation ont été indispensables à la réussite de notre travail sur le terrain. Merci pour ton soutien, tes idées, ton humour. Ma thèse sans ton aide, c'est comme le RCT sans Wilko ou StarWars sans R2D2 !

Je tiens aussi à remercier chaleureusement toutes les personnes s'étant impliquées dans les mesures terrain, dans des conditions, avouons-le, pas toujours faciles. Merci à Michelle Brochen, Marc Bouchoucha, Alain Champelovier, Fabienne Chavanon, Benoist De Vogüe, Yves Dimeglio, Céline Duffa, Franck Giner, Christophe Ravel, Hervé Thébault et Aurélie Vion d'avoir accepté de jouer dans la boue du Las. Christophe, ton expérience et ta compétence sur le terrain sont incontestables ! Merci à Bruno Andral et toute l'équipe du LER/PAC.

Je remercie également mes collègues de l'antenne de radioécologie marine Mireille Arnaud, Sabine Charmasson et Hervé Thébault, ainsi que mes collègues du LERCM. Merci aux responsables de laboratoire Philippe Renaud et Christelle Antonelli, ainsi qu'à Sabrina Giner, pour tout.

Merci à Pascal Cunin et Loïc Ducros pour leur implication dans leur stage et leur intérêt pour mon travail.

En terminant, j'aimerais exprimer toute ma gratitude à ma famille et mes amis pour leur soutien et leurs encouragements sans faille. Merci de vous être intéressés et investis dans mon projet. Zed, merci d'avoir été mon Samwise Gamgee ; même si tu ne pouvais porter mon fardeau, tu m'as portée moi. *"Frodo wouldn't have got far without Sam"*.

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE.....	1
PARTIE I CONTEXTE ET STRATEGIE DE L'ETUDE.....	5
CHAPITRE I-1 PRESENTATION DE LA RADE DE TOULON	6
I-1.1 Description géographique	6
I-1.2 Météorologie	7
I-1.3 Hydrodynamique de la Rade	8
I-1.4 Les cours d'eau	9
I-1.5 Dynamique sédimentaire.....	11
I-1.6 Radioactivité.....	13
CHAPITRE I-2 MODELISATION DU DEVENIR DES RADIONUCLEIDES DANS LE MILIEU MARIN.....	14
I-2.1 Les radionucléides dans le milieu marin	14
I-2.2 Affinité particulière	16
I-2.3 Modélisation de la dispersion des radionucléides.....	18
I-2.4 Synthèse	20
PARTIE II HYDRODYNAMIQUE DE LA RADE DE TOULON.....	23
CHAPITRE II-1 METHODOLOGIE	25
II-1.1 La modélisation hydrodynamique	25
II-1.1.1 Description du modèle	25
II-1.1.1.1 Equations 3D	26
II-1.1.1.2 Dissipation turbulente.....	28
II-1.1.2 La configuration de l'emprise de la Rade de Toulon	29
II-1.1.2.1 La bathymétrie.....	29
II-1.1.2.2 La surface libre et le forçage atmosphérique.....	30
II-1.1.2.3 Les frontières ouvertes et le forçage océanique	32
II-1.2 Instrumentation.....	33
II-1.2.1 ADCP	33
II-1.2.2 Données météorologiques	37
II-1.2.3 Marégraphe	37
CHAPITRE II-2 CIRCULATION DANS LA RADE	38
II-2.1 Modélisation de la circulation de la Rade.....	38
II-2.1.1 Circulation par fort Mistral	38
II-2.1.2 Circulation par fort Vent d'Est	42
II-2.2 Hydrodynamique dans le chenal de navigation.....	45
II-2.3 Hydrodynamique à la frontière Sud de la Grande Rade.....	49
II-2.4 Impact du vent sur la circulation.....	55
II-2.5 Comparaisons modèle-mesures.....	57
II-2.5.1 Les courants enregistrés et modélisés	57
II-2.5.2 L'hydrologie enregistrée et modélisée	60
II-2.5.3 Amélioration des simulations avec un forçage atmosphérique réel	64

II-2.6 Conclusions du chapitre	67
CHAPITRE II-3 ECHANGES DE MASSES D'EAU ET DISPERSION DE TRACEUR.....	69
II-3.1 Temps d'échanges des masses d'eau.....	70
II-3.1.1 WExT de la Rade de Toulon	70
II-3.1.2 WExT de la Petite Rade	72
II-3.2 Dispersion de traceur	74
II-3.3 Conclusion du chapitre	77
CHAPITRE II-4 CONCLUSION DE LA PARTIE.....	79
PARTIE III LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DE LA RADE DE TOULON.....	83
CHAPITRE III-1 RAPPELS THEORIQUES.....	85
III-1.1 Types de sédiments et classes granulométriques.....	85
III-1.2 Le transport	86
III-1.3 L'érosion des sédiments	87
III-1.4 Le dépôt de sédiments.....	89
CHAPITRE III-2 METHODOLOGIE	90
III-2.1 Modélisation sédimentaire.....	90
III-2.1.1 Description du modèle	90
III-2.1.1.1 Erosion.....	91
III-2.1.1.1 Dépôt.....	95
III-2.1.1.2 Transport.....	98
III-2.1.2 Configuration de la Rade de Toulon	98
III-2.1.2.1 Classes de sédiments.....	98
III-2.1.2.2 Granulométrie du fond.....	99
III-2.1.2.3 Forçages.....	100
III-2.2 Instrumentation	102
III-2.2.1 Instrumentation des fleuves	102
III-2.2.1.1 Localisation des sites instrumentés.....	102
III-2.2.1.2 Sondes multi-paramètres YSI.....	103
III-2.2.1.3 Pièges à sédiments.....	105
III-2.2.1.4 Analyses granulométriques.....	106
III-2.2.1.5 Granulomètre laser LS13320 Beckman & Coulter.....	106
III-2.2.1.6 Tamisage humide.....	107
III-2.2.1.7 Prélèvements et filtrations	107
III-2.2.1.8 Estimation des débits.....	107
III-2.2.2 Instrumentation en mer	109
III-2.2.2.1 ADCP	110
III-2.2.2.2 Sondes de turbidité.....	111
III-2.2.2.3 Altimètres	112
III-2.2.2.4 Prélèvements et filtrations	112
III-2.2.3 Traitement de données	113
CHAPITRE III-3 APPORTS DES FLEUVES	114
III-3.1 Les apports liquides.....	114
III-3.1.1 Débits et volumes écoulés	114
III-3.1.2 Paramètres d'impact	119
III-3.1.2.1 Comparaison des fleuves.....	119
III-3.1.2.2 Impact de la pluie	120
III-3.1.2.1 Impact de la Retenue de Dardennes	120

III-3.2	Les apports solides : Quantification.....	121
III-3.2.1	<i>Relations entre turbidité et concentration</i>	122
III-3.2.1.1	Calibration en laboratoire.....	122
III-3.2.1.2	Calibration <i>in situ</i>	122
III-3.2.1.3	Choix d'une relation de conversion NTU/mg·L ⁻¹	125
III-3.2.2	<i>Charge particulaire et flux solides</i>	126
III-3.2.3	<i>Paramètres d'impact</i>	129
III-3.2.3.1	Las.....	129
III-3.2.3.2	L'Eygoutier.....	136
III-3.3	Les apports solides : Qualification.....	140
III-3.3.1	<i>Qualification par granulométrie laser</i>	140
III-3.3.2	<i>Qualification par tamisage humide</i>	141
III-3.3.3	<i>Vérification de la représentativité de l'échantillon</i>	144
III-3.3.4	<i>Paramètres d'impact</i>	146
III-3.4	Conclusion du chapitre.....	148
CHAPITRE III-4	MISE EN PLACE DU MODELE HYDRO-SEDIMENTAIRE.....	152
III-4.1	Paramétrisation.....	152
III-4.1.1	<i>Paramètres érosifs</i>	153
III-4.1.1.1	Tension critique d'érosion.....	153
III-4.1.1.2	Flux érosifs E0.....	155
III-4.1.1.3	Érosion des sédiments mixtes.....	156
III-4.1.2	<i>Paramètres de dépôt</i>	157
III-4.1.2.1	Vitesses de chutes.....	157
III-4.1.2.2	Tensions critiques de dépôt.....	161
III-4.2	Modélisation réaliste des apports des fleuves.....	161
III-4.2.1	<i>Forçages</i>	161
III-4.2.1.1	Forçage des fleuves.....	162
III-4.2.1.2	Forçage atmosphérique.....	163
III-4.2.1.3	Forçage des vagues.....	164
III-4.2.2	<i>Calibration par les mesures en mer</i>	165
III-4.2.2.1	Charge particulaire.....	165
III-4.2.2.1	Concentration estimée par rétrodiffusion de l'ADCP.....	170
III-4.2.2.2	Ajustement de la vitesse de chute.....	171
III-4.3	Description de la dynamique hydro-sédimentaire.....	177
III-4.3.1	<i>La Petite Rade</i>	177
III-4.3.1.1	Hydrodynamique près de l'exutoire du Las.....	177
III-4.3.1.2	L'apport solide du Las et la dispersion du panache.....	179
III-4.3.1.3	Bilans sédimentaires.....	185
III-4.3.2	<i>La Grande Rade</i>	187
III-4.3.2.1	Hydrodynamique près de l'exutoire de l'Eygoutier.....	187
III-4.3.2.2	Les apports solides de l'Eygoutier et la dispersion du panache.....	191
III-4.3.2.3	Bilans sédimentaires.....	194
III-4.4	Application à la modélisation de la dispersion des radionucléides.....	195
III-4.5	Conclusions du chapitre.....	202
CHAPITRE III-5	CONCLUSION DE LA PARTIE.....	204
	CONCLUSION GENERALE.....	205
	REFERENCES.....	209
	Liste des figures.....	219

LISTE DES TABLEAUX.....	228
ANNEXES	230
Annexe A	Wind-forced circulation model and water exchanges through the channel in the Bay of Toulon..... 231
Annexe B	Fonctionnement granulomètre laser <i>LS13320 Beckman & Coulter</i> 248
Annexe C	Utilisation du signal rétrodiffusé de l'ADCP pour quantifier la charge particulaire en suspension..... 249
Annexe D	Résultats des analyses granulométriques..... 252
D.1	Analyses au granulomètre laser <i>LS13320 Beckman & Coulter</i> 252
D.2	Analyses granulométriques : granulomètre laser et tamisage humide 254
Annexe E	Mesures en mer : prélèvements 256
Annexe F	Paramétrisation de la vitesse de chute dans le modèle..... 261

Principaux sigles et notations utilisés

ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>	
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle	
IAEA	<i>International Atomic Energy Agency</i>	
IRSN	Institut de Radioprotection et de Sureté Nucléaire	
MARS3D	<i>Model At Regional Scale 3D</i>	
MENOR	MEditerranée NORd-occidentale	
MES	Matière En Suspension	
MM5	<i>Mesoscale Model 5</i>	
NTU	<i>Nephelometric Turbidity Unit</i>	
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>	
b	flottabilité	($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)
ζ	surface libre	(m)
C_d	coefficient de frottement du vent (<i>Drag Coefficient</i>)	
C_i	concentration de la classe i	($\text{kg}\cdot\text{m}^3$)
D	diamètre des particules	(m)
f	paramètre de Coriolis	(s^{-1})
g	accélération de la pesanteur	($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)
G	taux cisaillement	(s^{-1})
K_h, K_z	coefficients de diffusion turbulente horizontale et verticale	($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)
κ	constante de von Karman	($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$)
k	coefficient de Manning-Strickler	
N_z	coefficient de viscosité turbulente verticale	($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$)
P	pression	($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$)
Pa	pression atmosphérique	(Pa)
Q	débit	($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)
ρ	densité de l'eau	($\text{kg}\cdot\text{m}^3$)
ρ_s	densité du sédiment	($\text{kg}\cdot\text{m}^3$)
s	densité relative du sédiment $s = \rho_s/\rho$	
τ_f	tension de fond	($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$)
τ_{ce}	tension critique d'érosion	($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$)
τ_{cd}	tension critique de dépôt	($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$)
$\tau_{surf}^x, \tau_{surf}^y$	composantes de fiction en surface due au vent	
θ	nombre de Shields	
u_*	vitesse de fiction	($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
ν	viscosité cinématique de l'eau	($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$)
W_s	vitesse de chute des particules	($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Introduction générale

L'accident nucléaire de Fukushima Dai-ichi survenu en mars 2011 a entraîné la plus importante contamination radioactive accidentelle du milieu marin depuis le début de l'ère nucléaire. En plus du rejet direct en mer, le rejet atmosphérique engendré par l'accident s'est déposé à la surface de la mer et sur le continent. Le lessivage des sols et l'apport des cours d'eau constituent encore aujourd'hui une source de radioactivité à l'Océan Pacifique. Dès lors, l'hypothèse d'un rejet accidentel pouvant impacter les côtes françaises doit être considérée comme un scénario sur lequel il est indispensable de travailler.

Les radionucléides introduits dans le milieu marin peuvent être transportés par les courants et contaminer les sédiments et les organismes vivants sur une zone plus étendue que celle originellement contaminée. Les conséquences environnementales et les impacts sur l'activité humaine dépendent de leur dispersion, rendant essentielle l'étude du devenir d'une telle contamination. Ainsi, l'Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire souhaite mettre en place un outil de gestion post-accidentelle visant à évaluer les conséquences radioécologiques d'un accident nucléaire sur l'environnement marin. La Rade de Toulon, qui abrite l'un des principaux ports de la Marine Nationale, a été choisi comme site d'étude, puisque la présence de bâtiments à propulsion nucléaire présente un risque potentiel à prendre en compte.

Une contamination radioactive accidentelle peut atteindre le milieu marin de manière directe, comme les apports liquides rejetés par la centrale Fukushima Dai-ichi, ou indirecte, par son interaction avec les compartiments atmosphérique ou continental. Les échanges air-mer et le lessivage atmosphérique peuvent engendrer un apport de radionucléides en surface. Le lessivage des bassins versants et l'apport de fleuves constituent également une source de contamination du milieu marin. Une fois en mer, les radionucléides présents dans la colonne d'eau interagissent avec le milieu, et certains se trouvent adsorbés aux particules en suspension et/ou ingérés par les espèces vivantes. Ces matières en suspension peuvent à leur tour être transportées par les courants ou chuter et se déposer au fond. La concentration dans la colonne d'eau diminue et le compartiment sédimentaire joue dans ce cas un rôle de puits de contamination. Cependant, sous l'action des vagues, de courants forts ou encore des activités anthropiques (dragage, chalut, etc.), les sédiments dans lesquels la contamination s'est accumulée peuvent être remobilisés. Les particules contaminées se retrouvent alors en suspension dans la colonne d'eau et peuvent à nouveau être transportées par les courants. Les radionucléides peuvent aussi être réintroduits dans l'eau sous phase dissoute, dû aux échanges

avec la phase particulaire et la désorption. Le lit sédimentaire joue donc également un rôle de source de contaminants. Le devenir des radionucléides en milieu marin est ainsi conditionné par différents processus physiques. L'hydrodynamique (courants, vagues) et la dynamique sédimentaire (érosion, dépôt, transport) sont responsables de la diffusion et de la distribution des formes de radionucléides dissous et particulaires dans l'environnement marin. La bonne représentation du devenir des radionucléides en mer est donc dépendante de la compréhension des processus hydro-sédimentaires. Le développement d'un outil de gestion post-accidentelle de la Rade de Toulon se traduit donc par la mise en place d'un modèle hydro-sédimentaire.

L'objectif principal de ces travaux de recherche doctorale est d'améliorer les connaissances des processus hydro-sédimentaires de la Rade de Toulon pour établir les bases au développement d'un outil de gestion post-accidentelle. Dans ce but, un modèle hydro-sédimentaire 3D est mis en place afin de représenter entre autres la température, la salinité, les vitesses de courants et la concentration de matière en suspension. Couplée à une instrumentation terrain, cette étude permet une analyse spatio-temporelle des processus. L'instrumentation des cours d'eau qui se jettent dans la Rade de Toulon fournit des séries de données qui permettent d'une part d'étudier la variabilité saisonnière et les paramètres d'impacts et d'autre part de simuler des apports fluviaux réalistes dans le modèle. Les apports liquides et solides des fleuves Las et Eygoutier, jamais étudiés jusqu'ici à notre connaissance, sont estimés. La dynamique sédimentaire à proximité des embouchures des fleuves et le devenir de leurs apports sont également étudiés. La circulation dans la Rade et les échanges de masses d'eau reçoivent une attention particulière, au vu de la dispersion d'un contaminant dissous. L'importance des conditions météorologiques sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire du bassin est mise en évidence grâce à la double interprétation des processus entre la modélisation et les observations *in situ*. La stratégie d'étude couplée modèle/mesures permet une analyse en des points précis et une validation des paramètres modélisés, ainsi qu'une description de la dynamique sur l'ensemble de la baie grâce aux simulations numériques.

Ce manuscrit s'articule donc autour de cette question : quel serait le devenir des radionucléides en cas de rejet accidentel dans la Rade de Toulon ? Afin d'y répondre, cette étude se divise en trois parties.

Premièrement, nous proposons une revue des connaissances de la Rade au Chapitre I-1 puis une synthèse concernant la modélisation du devenir des radionucléides en milieu marin au Chapitre I-2. Le contexte et la stratégie de l'étude y sont exposés.

Deuxièmement, la Partie II se concentre sur l'étude hydrodynamique de la Rade de Toulon. La circulation dans les deux bassins, les échanges avec le large ainsi que les échanges dans le chenal

de navigation qui contrôlent la dynamique dans la Petite Rade sont étudiés. Cette seconde partie contient un premier chapitre détaillant la méthodologie de l'étude. Il présente un rappel théorique des éléments de modélisation hydrodynamique et une description des instruments de mesures utilisés. Après la présentation des principaux résultats, une description de la circulation de la Rade est proposée au Chapitre II-2. Dans le troisième chapitre, les temps d'échange des masses d'eau et de dispersion de traceur sont calculés et discutés avec des simulations du modèle.

Une analyse de la dynamique sédimentaire de la Rade est ensuite proposée en Partie III. Après quelques rappels théoriques dans le premier chapitre, la méthodologie est détaillée au Chapitre III-2. Le modèle hydro-sédimentaire et l'instrumentation mise en place sont explicités. Le chapitre suivant présente les apports solides et liquides des fleuves côtiers qui se jettent dans la Rade. Une quantification et une qualification granulométrique des flux sédimentaires sont proposées. Ensuite, le Chapitre III-4 détaille la mise en place du modèle hydro-sédimentaire de la Rade de Toulon et une description de la dynamique sédimentaire de la zone d'étude est présentée.

Finalement, les principaux résultats de cette étude sont rappelés en conclusion. Quelques perspectives sont proposées afin d'améliorer le développement d'un outil de gestion post-accidentelle, tant d'un point de vue numérique que des données *in situ* nécessaires aux simulations.

INTRODUCTION GENERALE

Partie I

Contexte et stratégie de l'étude

Chapitre I-1 Présentation de la Rade de Toulon

Nous présentons dans ce premier chapitre un état des connaissances de la Rade de Toulon, d'un point de vue hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire.

La Rade de Toulon se situe sur la côte méditerranéenne dans le Sud-Est de la France, dans le département du Var. Sa situation géographique, sa topographie, son hydrologie ainsi que son climat influencent sa réponse hydrodynamique.

I-1.1 Description géographique

La Rade de Toulon est un bassin enclavé, séparé en deux baies par une digue longue de 1,4 km. La Petite Rade située dans la partie Ouest, est quasi fermée : elle est reliée à la Grande Rade par une Petite Passe (d'environ 30 m de large et 10 m de profondeur) au Nord et une Grande Passe au Sud, aussi appelé chenal au vu de la navigation (Figure I-1). Cette dernière, d'une largeur d'environ 1 km et d'une profondeur maximale de 30 m, est le principal lieu d'échange entre les deux bassins. La Petite Rade se caractérise par la présence du port de Toulon ainsi que de l'arsenal militaire (en rouge sur la Figure I-1). Sa superficie est d'environ 9,5 km² et son volume de 92 millions de mètres cubes.



Figure I-1 : Situation de la Rade de Toulon et le port militaire (en rouge).

La zone étudiée est entourée par un relief accidenté et trois massifs importants se situent en bordure de la Rade (Figure I-2). D'Ouest en Est s'élèvent le Mont Caume (~800 m), le Mont Faron (~580 m) et le Mont Coudon (~700 m) qui canalisent les vents et jouent un rôle sur les précipitations.

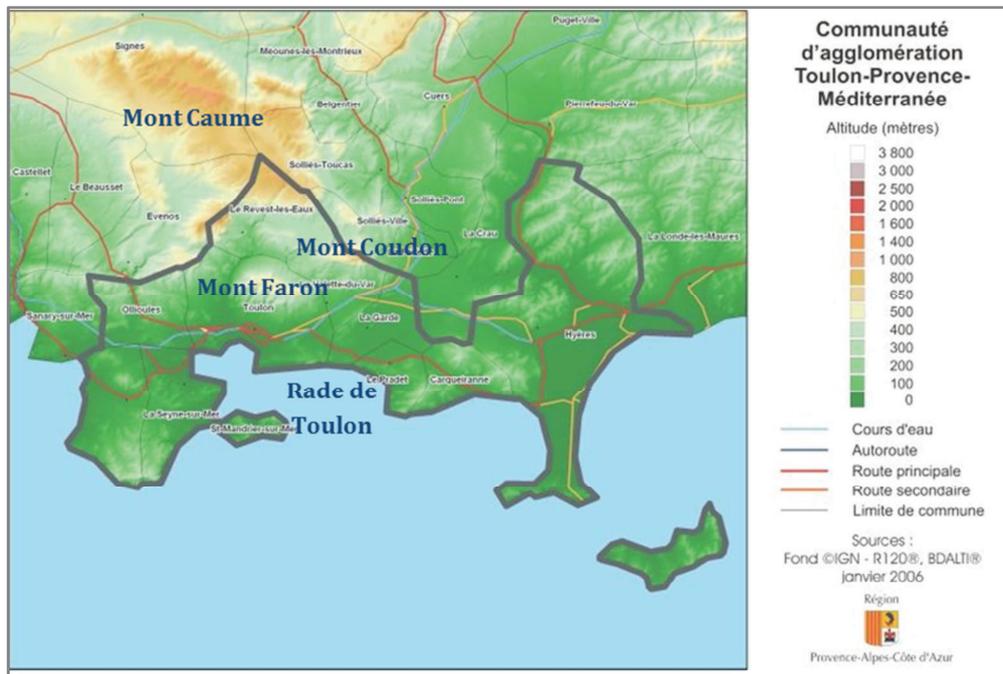


Figure I-2 : Carte du relief de la région toulonnaise. (source : IGN/Région PACA).

I-1.2 Météorologie

La région est caractérisée par un climat méditerranéen, c'est-à-dire un fort ensoleillement et de courtes périodes de pluies, dont les événements sont souvent brefs mais intenses. Selon la normale annuelle de MétéoFrance¹, Toulon reçoit un fort ensoleillement 166 jours par an et un ensoleillement faible 62 jours par an, alors qu'il pleut (>1 mm) 58 jours par an. Régulièrement balayée par les vents, la Rade de Toulon est fortement influencée par les conditions météorologiques. Le régime de vents est particulier et influencé par la topographie. Il y règne deux types de vent distincts : le Mistral (38% du temps) et le Vent d'Est (38% du temps) (Jouan *et al.* 2001). Vent du Nord/Nord-Ouest, le Mistral est dévié par les massifs de la région toulonnaise, où il souffle plutôt d'Ouest/Nord-Ouest (280°-320°). Provenant de la vallée du Rhône et canalisé par le Massif Central et les Alpes, le Mistral est froid et sec et peut être assez

¹ Selon la moyenne décennale de MétéoFrance : <http://climat.meteofrance.com/>

fort et brutal. Ses rafales s'intensifient au printemps et en hiver, alors qu'octobre est le mois où il souffle le moins. Le Vent d'Est (80° - 100°), aussi appelé Marin, est lié aux basses pressions à l'Ouest du bassin (Golfe du Lion, Baléares). Souvent orageux, le Vent d'Est est plus chaud et plus humide et génère de la houle dans la Grande Rade. Il souffle davantage au printemps et à l'automne et atteint des vitesses supérieures à $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ principalement de janvier à mars et de septembre à décembre. Par temps calme (20% du temps), les conditions météorologiques de la région sont caractérisées par de faibles brises thermiques (vitesse inférieure à $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Comme nous le verrons, ces différents régimes de vents ont une grande importance sur les courants de surface et la température de l'eau. Les conditions météorologiques ont ainsi un impact direct sur la circulation dans la Rade de Toulon, les vents influençant directement son hydrodynamique.

I-1.3 Hydrodynamique de la Rade

La Rade de Toulon est très peu soumise aux marées, faibles en Méditerranée. D'une amplitude d'environ 20 cm (Albérola & Millot 2003), elles ont beaucoup moins d'impact sur l'hydrodynamique de la baie que la houle ou les courants induits par le vent. Quelques études antérieures ont proposé une description de la circulation de la Rade, liant la réponse hydrodynamique aux conditions météorologiques, à la circulation générale au large ou encore à la structure hydrologique. Tiné *et al.* (1981) rapportent quelques éléments quant aux vitesses de courant mesurées et l'influence des vents. La Petite Rade se caractérise par des courants généralement faibles vis-à-vis de ceux enregistrés dans la Grande Rade. Très dépendants des conditions climatiques, différents régimes hydrodynamiques sont rapportés par ces auteurs. Par temps calmes, c'est-à-dire pour des vents soufflants à moins de $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, la circulation est générée par des courants de densité engendrés par la présence d'un gradient de salinité entre surface et fond. Ces auteurs notent aussi la présence d'une thermocline en été, où le fort gradient de température entre les eaux plus chaudes de surface et celles plus fraîches du fond induit une stratification. Les régimes de courants sont liés aux vents dominants, considérés comme forts pour des vitesses de vent supérieures à $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et bien établis en 5-6 jours pour le Vent d'Est et 3 jours pour le Mistral. Le Mistral (Ouest/Nord-Ouest) chasse l'eau de la Rade en surface, provoquant une entrée et une remontée des eaux de fond (*upwelling*) aux côtes septentrionales de la Grande Rade. Inversement, le Vent d'Est entraine les eaux de surface, qui plongent en se butant aux côtes (*downwelling*) et ressortent du bassin par le fond. Ces conditions de vent engendrent une houle dont la hauteur de vague peut être importante (Jeudy de Grissac & Tiné 1980 ; Tiné *et al.* 1981). De plus, la réponse hydrodynamique de la Rade aux conditions de vent est rapide, tout comme le temps de relaxation et le retour à une situation de temps calme.

I-1.4 Les cours d'eau

Deux fleuves s'écoulent dans la Rade de Toulon. L'Eygoutier, dont le bassin versant couvre l'Est de l'agglomération toulonnaise (en vert sur la Figure I- 3), se jette dans la Grande Rade. A l'Ouest se trouve le bassin versant du Las (en orange sur la Figure I- 3), dont l'embouchure se situe dans la Petite Rade.

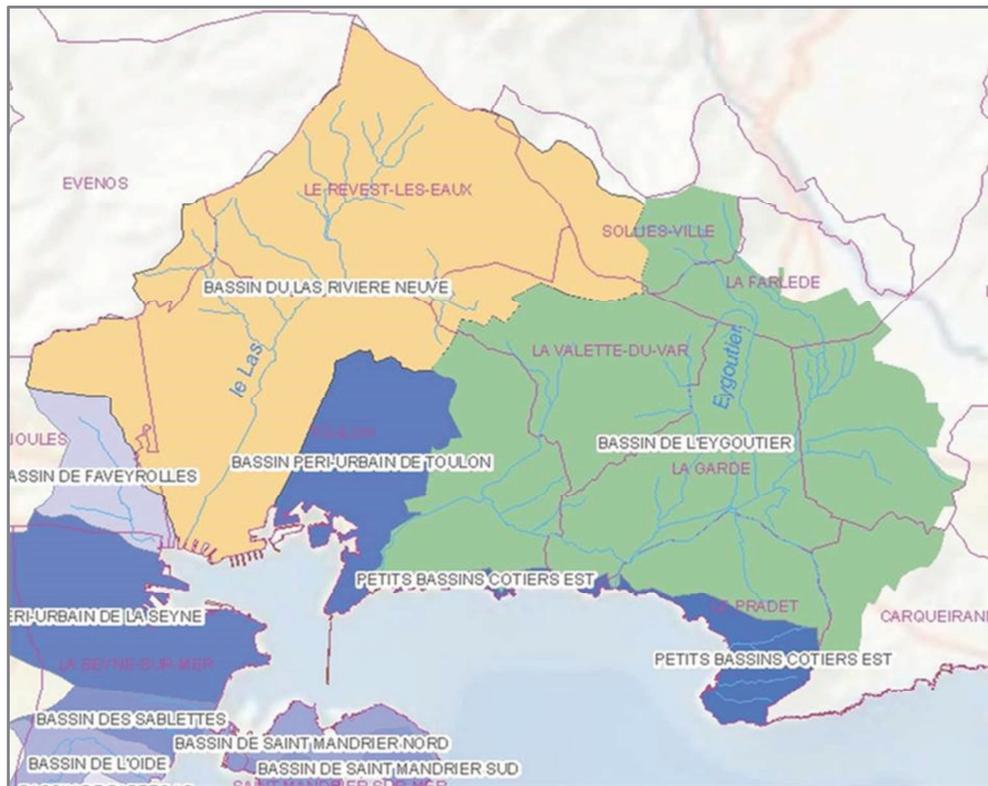


Figure I- 3 : Bassins versants de l'Eygoutier (vert) et du Las (orange).

L'Eygoutier

L'Eygoutier s'écoule sur 15,2 km et son bassin versant s'étend sur 70 km². Il prend sa source à La Crau, en zone agricole, et traverse le plan de La Garde, où il est alimenté par cinq cours d'eau : le Lambert et le Réganas de La Farlède, la Règue et l'Artaude du Pradet et la Planquette à La Garde. Il devient la « Rivière des Amoureux » sous le Vieux Pont de Suve et y reçoit alors deux affluents de La Valette : Sainte-Musse et Saint-Joseph. L'Eygoutier est en cet endroit canalisé ; il passe ensuite sous l'autoroute (2,5 km) pour ressortir à l'air libre dans le quartier La Rode. Le fleuve a été détourné en 1856 de son lit naturel puisqu'il ensablait le port de Toulon. Il n'a donc plus d'embouchure naturelle : il emprunte un tunnel sous Lamalgue pour rejoindre la Grande Rade près du Fort St-Louis. Cependant, afin d'éviter l'inondation du centre-ville toulonnais, un second

canal peut être emprunté. Un batardeau situé au Pas-de-la-Clue (Pradet) est relevé lorsque le niveau d'eau de l'Eygoutier augmente et le fleuve peut être dévié dans un second bras creusé en 1896 se jetant dans la Grande Rade à l'anse San Peyre.

Le bassin versant de l'Eygoutier est caractérisé comme karstique (calcaires et marnes Muschelkalk), principalement alimenté par les pluies. On y retrouve des activités agricoles (serres horticoles, maraîchage, élevages de chevaux), industrielles et une zone fortement urbanisée (EauFrance)². Quelques études menées sur l'Eygoutier ont montré que les apports en contaminants et MES se concentrent en périodes de crues, les apports par faibles régimes étant minimales (Nicolau 2005 ; Nicolau *et al.* 2006 ; Nicolau *et al.* 2012). Selon Nicolau (2005), le débit moyen par temps sec est d'environ $10 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ mais peut atteindre $40\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ lors des crues avant de retrouver un débit normal en moins de 24 h. De faibles débits caractérisent le cours d'eau la plupart du temps ($4,5 \cdot 10^{-5}$ à $1,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) et la concentration de matière en suspension est d'environ $5 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$. Les forts débits surviennent en périodes de crues et atteignent entre $1,3 \cdot 10^{-2}$ à $8,8 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ avec une charge de MES jusqu'à $90 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$. Cet auteur explique aussi que le flux maximal est atteint 30 minutes après le début de la crue et peut atteindre plusieurs dizaines de kilogrammes par minute. L'apport total de matière en suspension varie selon l'évènement et atteint souvent la dizaine de tonne. Une première estimation (SIAT 1998) de l'apport en MES par l'Eygoutier avance $1500 \text{ tonnes} \cdot \text{an}^{-1}$, en utilisant des flux de $630 \text{ kg} \cdot \text{ha} \cdot \text{actif}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$. Une étude annuelle du rejet de l'Eygoutier a estimé un apport solide en MES de 465 tonnes pour l'année 2004, dont 98% étaient dus aux rejets de crues (Nicolau *et al.* 2012). Toutefois, uniquement les valeurs du sous-bassin versant aval (25 km^2) ont été prises en compte lors de cette étude, le batardeau apparaissant toujours ouvert. Le fonctionnement de ce sous bassin versant ainsi que les conditions d'ouverture/fermeture du batardeau doivent aussi être éclaircies.

Le Las

Long d'environ 8 km, le Las traverse le Revest-les-Eaux, les quartiers Ouest de Toulon et la zone de pyrotechnie de l'Arsenal militaire avant de rejoindre la Rade. Prenant sa source au barrage de Dardennes, ce cours d'eau porte d'abord le nom de la Retenue puis change de nom au fil des quartiers traversés. La Rivière Dardennes devient donc successivement le Las, la Rivière couverte et la Rivière Neuve entre les quartiers du Hameau de Dardennes en amont et de Lagoubran en aval. Le Las traverse d'abord une zone rurale, puis des secteurs plus urbanisés. Le fleuve est canalisé et souterrain au dernier kilomètre jusqu'à son embouchure. En amont, le barrage de Dardennes géré par la société Véolia crée une retenue d'une capacité de $1,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$,

² EauFrance : <http://www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr/>

qui forme un lac d'une largeur de 200 à 300 m sur une longueur d'environ 600 m. Ce lac est alimenté par plusieurs sources karstiques souterraines et notamment le Ragas, située au nord du bassin et dont le débit est fortement dépendant des pluies sur le plateau de Siou Blanc (Maurel *et al.* 2008). En cas de fortes pluies, les apports en eaux sont importants, la retenue se déverse par l'évacuateur de crues. Cependant, aucune mesure de débits n'est disponible. D'après les gestionnaires, les vannes de fond du barrage ne sont ouvertes que lors de la vidange décennale d'entretien. Le SIAT (1998) rappelle certaines caractéristiques dans son dossier préalable au contrat de Baie et souligne le manque de données concernant le Las. Il avance une estimation du flux de MES à 1400 tonnes.an⁻¹ selon l'hypothèse que chaque hectare actif du bassin versant engendrerait un flux de 630 kg.an⁻¹. Selon Maurel *et al.* (2008), l'eau du Las serait très chargée en limon.

Très peu d'informations et de mesures sont disponibles concernant le Las. Nous poserons par hypothèse que le fonctionnement de ce cours d'eau possède des caractéristiques semblables à celles de l'Eygoutier, à savoir de faibles débits ponctués de périodes de crues à forts débits dont l'eau est chargée en MES. Ces crues sont par contre possiblement liées au fonctionnement du barrage de Dardennes et une meilleure connaissance de la gestion du réseau s'avère essentielle. Bien que les apports fluviaux soient une priorité du Contrat de Baie et de Toulon-Provence-Méditerranée, très peu d'informations sont disponibles à ce jour sur les deux principaux fleuves se jetant dans la Rade. La caractérisation des apports à la Baie de Toulon et l'étude du fonctionnement des bassins versants sont des aspects essentiels à étudier afin de comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire de la Rade.

I-1.5 Dynamique sédimentaire

La bathymétrie de la Petite Rade témoigne du passé et des aménagements anthropiques réalisés. Jeudy de Grissac & Tiné (1980) ont comparé des cartes anciennes du début du XIX^{ème} siècle avec celles établies à la fin du vingtième siècle. La bathymétrie de la Petite Rade est marquée par deux chenaux qui se rejoignent et forment un « Y ». Ces deux bras marqueraient le régime fluvial ancien. L'exutoire original de l'Eygoutier qui débouchait au Nord-Est de la Petite Rade et l'embouchure du Las en seraient à l'origine. La pointe de La Mitre était marquée par la présence d'une avancée sableuse, appelé « banc de l'âne », qui a servi de soutien à la construction de la grande digue. La granulométrie de cette zone témoigne toujours de cette avancée sableuse. La fraction sableuse est d'ailleurs plus élevée à proximité de la pointe de La mitre. La construction de cette jetée a par ailleurs fort probablement modifié l'hydrodynamique de la Rade. La façade de la digue aurait été davantage soumise aux courants forts et aux vagues de tempêtes par Vent d'Est, ce qui a probablement favorisé l'érosion et limité le dépôt dans la Petite Rade. La Petite Rade aurait été peuplée d'herbiers de posidonie, puisque des mattes

mortes ont été détectées jusqu'à la fin des années '70. Cependant, dès la fin du XX^{ème} siècle, les mattes mortes d'herbiers avaient disparues (Jeudy de Grissac & Tiné 1980 ; Bernard *et al.* 2001). Témoin des phénomènes hydrodynamiques, la répartition sédimentaire détermine aussi des zones de stockage de contaminants. Compte tenu de l'affinité qu'ont certains radionucléides à s'associer aux particules fines, la connaissance de la répartition granulométrique de la zone est essentielle. Tessier *et al.* (2011) ont analysé 55 échantillons sédimentaires prélevés dans les deux rades et ont conclu que la fraction fine (silts grossiers) est prédominante et que sa répartition est homogène dans toute la Rade, présentant peu de variations avec la profondeur. Cette grande proportion de fraction fine favoriserait l'accumulation de contaminants et de radionucléides dans les sédiments. Cependant, à proximité des plages, la fraction à 2mm serait plus importante qu'ailleurs. Une précédente étude (Arnaud *et al.* 2000) basée sur une cinquantaine de prélèvements présentait des fractions fines plus importantes dans la Petite Rade (35 à 55 %) que dans la Grande Rade (< 10 % par endroit) (Figure I- 4). La houle et les contraintes hydrodynamiques plus fortes expliqueraient la plus grande concentration en sédiments grossiers dans les zones ouvertes au large. La fraction en sédiments fins de la pointe de Carqueiranne et du sud de la presqu'île de St-Mandrier seraient également moindre (< 10 %). Le taux de sédimentation annuel dans la Petite Rade a été évalué entre $0,21 \pm 0,05$ cm (Tessier *et al.* 2011) pour quatre prélèvements répartis dans les deux bassins et $0,5$ cm·an⁻¹ (Arnaud *et al.* 2002). Ces estimations s'appuient sur l'analyse de données de ²¹⁰Pb en excès dans des carottes de sédiments en prenant pour hypothèse une sédimentation constante.

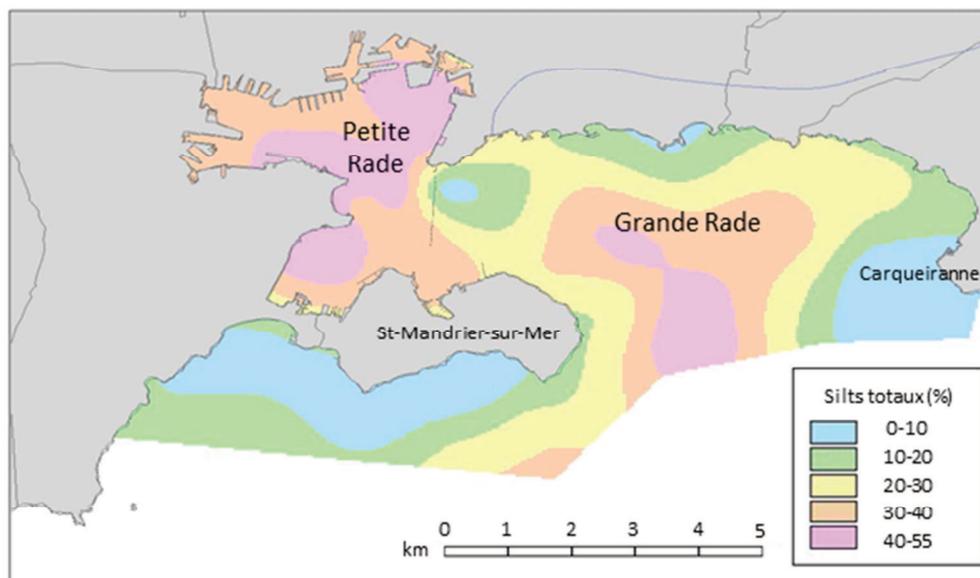


Figure I- 4 : Proportion (%) de particules fines ($D < 63 \mu\text{m}$) dans les sédiments de la Rade de Toulon (d'après Arnaud *et al.* (2000)).

I-1.6 Radioactivité

La radioactivité de la Rade de Toulon a été l'objet d'études de l'antenne de radioécologie marine de l'IRSN (Charmasson 1999 ; Arnaud *et al.* 2000 ; Charmasson & Arnaud 2000). Ces auteurs ont montré que les niveaux d'activité en césium 137 se situaient entre la limite de détection et $13 \text{ Bq}\cdot\text{kg}_{\text{sec}}^{-1}$. Ces activités les plus fortes se retrouvent dans la Petite Rade, alors que les maxima mesurés hors du sous bassin occidental sont de $7 \text{ Bq}\cdot\text{kg}_{\text{sec}}^{-1}$. Les activités en ^{137}Cs sont d'ailleurs corrélées à la fraction fine : les activités les plus faibles sont mesurées dans les zones où la fraction de sédiment grossier était plus importante. Un carottage réalisé en 2001 a révélé des activités en ^{137}Cs comprises entre 0,5 et $12 \text{ Bq}\cdot\text{kg}_{\text{sec}}^{-1}$ (Arnaud *et al.* 2002). Des données supplémentaires concernant les plages ont réaffirmé l'affinité qu'ont les radionucléides à s'associer aux particules fines. Les niveaux les plus élevés sont trouvés dans les mélanges sablo-vaseux dont la fraction fine ($<63\mu\text{m}$) est la plus importante.

Chapitre I-2 Modélisation du devenir des radionucléides dans le milieu marin

Le premier chapitre a synthétisé l'information disponible sur notre zone d'étude. Ce second chapitre propose une revue de littérature concernant le devenir des radionucléides en milieu marin et la modélisation de leur dispersion.

Les radionucléides présents dans le milieu marin peuvent avoir été introduits de manière directe (comme le rejet de la centrale de Fukushima Dai-ichi au Japon) ou par interaction entre les compartiments atmosphérique et continental. La dispersion des radionucléides dissous en mer dépend du transport par les courants et du taux de renouvellement de masses d'eau. Les éléments ayant une affinité pour la phase particulaire peuvent être adsorbés à la matière en suspension et la radioactivité est ainsi liée aux processus sédimentaires. Le devenir en mer des radionucléides dépend donc des propriétés chimiques de l'élément et de celles du milieu : leur modélisation est donc un problème complexe. D'une part, le devenir en mer dépend du comportement chimique de l'élément et de sa demi-vie, qui représente le temps nécessaire pour que l'activité diminue de moitié. D'autre part, la prévision de sa dispersion est liée à l'affinité de l'élément avec la phase particulaire.

I-2.1 Les radionucléides dans le milieu marin

La radioactivité dans l'environnement a une origine naturelle et/ou anthropique.

D'une part due aux rayons cosmiques et aux éléments radioactifs présents dans l'écorce terrestre, la radioactivité naturelle se retrouve dans l'atmosphère, les sols ou l'eau. Les rayons cosmiques, composés d'ions très énergétiques des galaxies et des protons du vent solaire, sont filtrés par le champ magnétique terrestre et l'atmosphère de telle sorte que 0,05% de leur rayonnement atteint le niveau de la mer. La radioactivité naturelle dans l'atmosphère augmente donc avec l'altitude et varie selon le lieu. Le rayonnement tellurique provient de la présence d'éléments comme l'uranium et le thorium dans la croûte terrestre et la radioactivité des sols dépend de leur nature. Par exemple, les massifs granitiques ont des radioactivités cinq à vingt fois plus élevées que les sols sédimentaires.

D'autre part, l'utilisation de l'énergie nucléaire a engendré l'apparition de la radioactivité d'origine anthropique dans l'environnement, notamment suite aux essais atmosphériques des

bombes nucléaires, aux rejets chroniques des installations nucléaires civiles et aux accidents des centrales de Tchernobyl et Fukushima. Ces événements ont provoqué une augmentation des niveaux de radionucléides dans le milieu marin, dû à l'interaction océan/atmosphère, et au rejet liquide direct en mer d'installations du cycle de combustible et dans le cas de la centrale japonaise.

De manière générale, les radionucléides atmosphériques (naturels et artificiels) atteignent le milieu marin *via* l'interface air/mer. La circulation des masses d'air disperse les radionucléides et les précipitations lessivent l'atmosphère et engendrent une augmentation de la radioactivité de la couche de surface océanique et du compartiment continental. Le lessivage des sols, le drainage des bassins versants et les apports fluviaux sont donc également sources de radioactivité en mer.

En cas de rejet accidentel, plusieurs radioéléments artificiels pourraient se retrouver dans l'environnement. Par exemple, l'accident de Sellafield (ex-Windscale, Irlande) a entraîné un rejet atmosphérique de xénon, d'iode et de tellure (^{133}Xe , ^{131}I , ^{132}Te). Grâce au confinement intact de la centrale et à la faible quantité de produit de fission, l'accident *Three Mile Island*, en Pennsylvanie (États-Unis), a engendré un rejet limité de xénon, d'iode, de césium et de strontium. Suite à l'accident de Tchernobyl (Ukraine), plusieurs radioéléments ont été rejetés dans l'atmosphère, tels que ^{133}Xe , ^{131}I , ^{132}Te , ^{140}Ba , ^{95}Zr , ^{141}Ce , ^{103}Ru et ^{99}Mo . Lors de l'accident de la centrale de Fukushima Dai-ichi, le ^{137}Cs rejeté dans l'atmosphère (environ 12 PBq) (Chino et al. 2011) a entraîné un dépôt sur les bassins versants, estimé entre 1 et 3 MBq·m⁻² (Ueda *et al.* 2013). Le rejet direct de césium-137 dans l'océan est estimé entre 3 et 27 PBq (Bailly du Bois *et al.* 2012 ; Estournel *et al.* 2012 ; Tsumune *et al.* 2012 ; Kawamura *et al.* 2014). Des concentrations en ^{134}Cs et ^{137}Cs de 68 000 Bq·L⁻¹ ont été mesurées dans l'eau de mer à proximité de la centrale début avril 2011 et dépassaient 100 000 Bq·L⁻¹ pour l'iode-131 (Kofuji & Inoue 2013). Des régions côtières au Nord du Japon ont également notées une augmentation de radioactivité dans l'eau, due au transport des radionucléides par les courants marins (Kofuji & Inoue 2013). Malgré la faible attractivité du césium pour la phase particulaire en milieu marin, plus de 50 Bq·kg⁻¹ de radiocésium ont été mesurés dans le sédiment à 100 km de la centrale, comparativement au 3 à 4 Bq·kg⁻¹ présents avant l'accident (Otosaka & Kobayashi 2012). Près d'un an après l'accident, les concentrations de ^{137}Cs cumulées dans les 10 premiers centimètres de sédiments prélevés entre 70 et 100 km de la centrale Fukushima Dai-ichi étaient comprises entre 4·10³ et 3·10⁴ Bq·m⁻² en janvier 2012.

Une fois en mer, le comportement des radionucléides dépend des propriétés chimiques de l'élément et de celles du milieu. On les retrouve sous forme liquide, solide ou colloïdale, selon les affinités de l'élément pour la phase particulaire et les propriétés physico-chimiques du milieu

(pH, salinité, température, potentiel d'oxydo-réduction, ...). Les cations de l'eau de mer (Na^+ , K^+) ne favorisent pas la fixation des formes cationiques, et certains éléments comme le césium se retrouvent principalement sous forme dissoute en eau de mer alors qu'ils présentent une forte affinité particulaire en eau douce.

I-2.2 Affinité particulaire

Dans le milieu marin, les radionucléides solubles sont dispersés sous l'effet des phénomènes hydrodynamiques d'advection/diffusion (courants, marée, vagues, etc.). Les caractéristiques du milieu peuvent impacter les propriétés des radionucléides et certains présentent une affinité pour la phase particulaire. Les radionucléides se fixent donc aux particules en suspension par co-précipitation, adsorption ou échanges d'ions et la MES devient alors vecteur de pollution qui peut s'avérer prépondérant dans la distribution des radionucléides dans le milieu marin. Dispersées par les courants, les particules en suspension transportent la contamination et entraînent leur dépôt dans les sédiments de fond. Le lit sédimentaire agit comme puits de contaminants, en piégeant la contamination au fond et nettoyant la colonne d'eau. Cependant, la remobilisation du fond due aux vagues, aux courants ou à la bioturbation ainsi que la diffusion de l'eau interstitielle et l'advection résultant du flux à l'interface eau/sédiments peut réintroduire les radionucléides dans la colonne d'eau. Le fond sédimentaire joue alors un rôle de source de radioactivité. Il a par exemple été remarqué un relargage de plutonium dans la vase subtidale (*mud patch*) au large de l'usine de Sellafield ou encore des activités en césium 137 en mer d'Irlande dû au rôle source des sédiments. Une bonne connaissance de la dynamique sédimentaire semble primordiale à la compréhension du devenir des radionucléides en mer.

Otosaka & Kobayashi (2012) ont mis de l'avant différents processus concernant le transport de radiocésium à 70km au Sud de Fukushima. Les radioactivités les plus élevées se trouvent en zones peu profondes, probablement dû au contact plus important avec le ^{137}Cs et ^{134}Cs dissous et au transport vertical dans le sédiment à cause de la bioturbation. Ces auteurs montrent aussi que la grande majorité du césium particulaire est associé à la fraction lithogénique et aux sédiments fins. Les processus de transport et de remobilisation jouent un rôle important dans la distribution de la radioactivité liée à la phase particulaire. Près d'un an après l'accident, l'apport des fleuves apparaissent comme des sources mineures d'accumulation de radiocésium dans le sédiment marin. Néanmoins, il est probable que la proportion de radioactivité due aux apports des fleuves augmente dans les années suivant la catastrophe. D'ailleurs, Ueda *et al.* (2013) ont estimé que l'apport en radiocésium de deux rivières pour l'année 2011 représente moins de 1% de la quantité déposée sur les bassins versants. La grande majorité du ^{137}Cs et ^{134}Cs déposés reste donc disponible dans les sols des bassins versants et pourrait être acheminée en mer de

manière diffuse au fil des crues. Les apports solides des fleuves apparaissent ainsi comme un important vecteur de contamination, qu'il semble nécessaire de quantifier.

Les panaches turbides à l'exutoire des fleuves en mer montrent aussi l'affinité des radionucléides pour la phase particulaire. Comme le montre Perriáñez (2005), la concentration en radionucléides contenue dans la matière en suspension du panache est fortement dépendante de la quantité de particules fines. Cette relation tient notamment du fait que les particules fines présentent une surface de contact plus grande à masse égale et que la minéralogie et la cristallographie des sédiments fins soient propices au piégeage des contaminants. En effet, la géométrie en feuillets des argiles facilite la capture des contaminants. La fraction grossière contient des minéraux à faible surface spécifique tels que les quartz ou les carbonates. La radioactivité est ainsi plus élevée dans les sédiments fins. De plus, les plus grosses particules chutent plus rapidement et les radionucléides associés sont donc déposés près de l'embouchure. Les particules fines sont quant à elles transportées plus loin. Les MES de taille inférieure à 63 µm auraient tendance à se disperser et être transportées davantage, dû à leur vitesse de chute plus lente. Ces particules peuvent également être plus facilement remises en suspension, dans des conditions hors consolidation. La taille des particules présente donc un intérêt majeur dans le devenir des radionucléides en milieu marin.

Le type de radionucléides et leurs rapports isotopiques caractérisent la source d'apport et peuvent permettre de déterminer leur origine. Ils agissent en quelque sorte comme signature de l'évènement. Ainsi, les radionucléides présents dans le milieu marin ont été utilisés comme traceurs, puisqu'ils sont détectables à l'état trace et que leur période de décroissance est connue. Ils deviennent alors marqueurs de la masse d'eau et sont utilisés dans l'étude de la circulation et des échanges de masses d'eau (Dahlgard 1995 ; Bailly du Bois 1996 ; Povinec *et al.* 2003 ; Lindahl *et al.* 2010). Les radionucléides associés à la phase particulaire ont souvent servi de traceurs pour certaines études (Aldridge *et al.* 2003 ; Lansard 2005 ; Dufois 2008). Le plutonium, le césium et le plomb ont ainsi été utilisés comme traceurs pour l'étude des processus sédimentaires à l'embouchure du Rhône (Lansard 2005 ; Marion 2010). Ils permettent d'étudier la dynamique sédimentaire et de valider les modèles hydro-sédimentaires (Bailly du Bois & Dumas 2005 ; Perriáñez 2005 ; Perriáñez *et al.* 2005). Les radionucléides sont ainsi utilisés dans l'étude des interactions eau/atmosphère, de la dynamique sédimentaire, des échanges et de la circulation des masses d'eau, et s'utilisent également en modélisation à des fins de validation.

I-2.3 Modélisation de la dispersion des radionucléides

Plusieurs études concernant la dispersion des radionucléides en mer utilisent la modélisation numérique afin d'estimer les zones impactées par une contamination. Iosjpe *et al.* (2009) ont étudié les conséquences radioécologiques d'un hypothétique accident de transport maritime de combustible nucléaire dans la partie Sud du Courant Norvégien. Suite à l'accident de la Centrale Nucléaire de Fukushima Dai-ichi, la modélisation a également été utilisée pour estimer la quantité de césium 137 rejetée (Bailly du Bois *et al.* 2012 ; Estournel *et al.* 2012). Estournel *et al.* (2012) ont aussi analysé sa dispersion dans les eaux côtières japonaises grâce à la modélisation et les mesures en mer. L'impact du rejet liquide et du dépôt atmosphérique sur la contamination sédimentaire ont de plus été étudiés *via* des simulations numériques (Min *et al.* 2013).

Certains travaux utilisent aussi les radionucléides naturels et artificiels présents dans les sédiments comme marqueurs de dispersion afin d'étudier la dynamique sédimentaire. La précision des modèles de simulation de la dispersion repose donc aussi sur les paramètres qui gouvernent les transferts des radionucléides (Periáñez 2004). Le devenir des radionucléides dans le milieu marin est donc lié à leur nature chimique et aux caractéristiques du milieu.

En premier lieu, la nature du radioélément impacte son comportement dans le milieu marin. Les échanges entre la phase solide et liquide sont souvent représentés en modélisation par l'utilisation d'un coefficient de partage. La réaction d'adsorption/désorption peut être simplifiée par une réaction simple réversible, un coefficient de partage k_1 caractérise le transfert liquide-solide et un coefficient k_2 caractérise le processus inverse. Le processus d'adsorption est un phénomène de surface qui dépend de la surface par volume d'eau de la particule, qui a été qualifiée par Periáñez (2009) de surface d'échange. Le coefficient de partage peut également présenter des différences selon la taille de particule et les conditions environnementales (Abril & Fraga 1996) Une étude récente sur la modélisation de la dispersion suite à l'accident de Fukushima montre davantage de précision en utilisant une cinétique en deux étapes plutôt qu'un même coefficient de réaction réversible (Periáñez *et al.* 2012b).

Cependant, les longs temps de demi-vie caractéristiques des radionucléides peuvent justifier l'utilisation d'un simple coefficient de distribution K_d , qui est propre à l'affinité particulière de chaque radioélément. Ce coefficient renseigne sur l'équilibre chimique entre les phases solide et liquide, et représente le rapport des activités spécifiques de la phase particulaire et de la phase dissoute. Il s'exprime tel que :

$$K_d = \frac{\text{Concentration par unité de masse de sédiment (Bq} \cdot \text{Kg}^{-1})}{\text{Concentration par unité de volume d'eau (Bq} \cdot \text{L}^{-1})} \quad (\text{Eq.I. 1})$$

Ce coefficient, qui s'applique à l'équilibre, suppose une réversibilité totale de la réaction d'adsorption/désorption.

Pour les systèmes estuariens, de forts gradients impactent le coefficient de distribution. Les variations spatiales et temporelles de plusieurs paramètres tels que le pH, la salinité, le carbone organique dissous (DOC) ou encore la charge particulaire peuvent impacter la réaction. Par exemple, une haute proportion de DOC mène à une diminution des K_d du plomb et du plutonium. La notion d'équilibre est ainsi transitoire dans ce type d'environnement et l'utilisation d'un K_d théorique peut induire une forte incertitude. Les valeurs rapportées dans la littérature varient ainsi dans une large gamme pour un même élément, comme le précisent Assinder *et al.* (1985) qui mentionnent des coefficients différents en fonction de la marée dans l'estuaire Esk. La baisse de la vitesse d'échange induite par la salinité provoque aussi la diminution des coefficients de distribution. Par conséquent, le comportement d'un radionucléides est différent en eau douce et en milieu marin. Par exemple, le césium, qui présente une forte affinité particulaire en eau douce, se retrouve principalement sous forme dissoute en mer. Le K_d déterminé pour un élément devrait donc diminuer avec la distance de l'embouchure et être fonction de la salinité, comme l'indique Periañez (2005). Les caractéristiques du milieu ont donc dans un second temps un impact sur le comportement des radionucléides.

Le réalisme d'un modèle de dispersion de radionucléides en mer repose aussi sur la précision du modèle hydro-sédimentaire. Pour son modèle appliqué à l'embouchure du Rhône, Periañez (2005) a montré l'impact du vent et des débits du fleuve sur la dynamique hydro-sédimentaire et sur le transport des radionucléides. Il conclut qu'il est impossible d'obtenir une corrélation satisfaisante entre mesures et simulations en ne travaillant qu'avec des données d'entrée moyennes. Il est indispensable d'obtenir des données réalistes d'apports solides et liquides en fonction des évènements pour obtenir des résultats calculés proches de ceux mesurés. L'utilisation de conditions moyennes (météorologiques, débits, apports) comme forçage semble donc engendrer des écarts entre les résultats mesurés et modélisés. Thomas (1997) souligne également l'importance de chiffrer les apports solides, car cette phase est le principal vecteur de transport de la majorité des radionucléides au Rhône. D'ailleurs, une étude concernant la modélisation du comportement géochimique des radionucléides naturels dans les eaux côtières de l'estuaire Huelva (Espagne) montre l'importance de la prise en compte des apports fluviaux pour mettre en place une simulation réaliste (Periañez *et al.* 2012a). Même si les apports du Las et de l'Eygoutier sont bien inférieurs à ceux de fleuves tels que le Rhône, les apports utilisés dans le modèle de la Rade de Toulon doivent être précis et représentatifs de la situation à modéliser, bien qu'aucun apport de radioactivité ne soit lié à ces deux fleuves côtiers.

I-2.4 Synthèse

Les radionucléides en milieu marin ont donc une double origine naturelle et anthropique. Les interactions entre les compartiments continental et atmosphérique sont également source de radioactivité, via les processus d'échange. La modélisation de leur dispersion en mer s'appuie ainsi sur les caractéristiques des radioéléments et sur les processus physiques du milieu. Afin de représenter le devenir des radionucléides en cas de rejet accidentel dans la Rade de Toulon, une bonne connaissance des processus hydro-sédimentaires est essentielle.

La dispersion de la phase dissoute est liée aux courants et à la circulation dans la Baie. Les temps de résidence et de renouvellement des masses d'eau apparaissent aussi comme de bons indicateurs de la dispersion de la contamination. Une représentation fiable des courants est donc nécessaire à l'outil de dispersion.

Le devenir des radionucléides en mer est aussi dépendant de la dynamique sédimentaire, au vu de l'affinité de certains radioéléments pour la phase particulaire. Le modèle mis en place doit donc simuler avec précision les processus de transport, de dépôt et de remobilisation sédimentaire.

La dynamique sédimentaire est aussi impactée par la charge particulaire des fleuves. Puisqu'il a été montré qu'une simulation réaliste de la dispersion dépend de la précision des forçages, une attention particulière doit être portée sur les apports fluviaux. Cependant, aucune donnée n'a pu être recensée au Las et très peu d'informations sont disponibles concernant l'Eygoutier. Une étude des apports liquides et solides des deux fleuves doit donc être menée.

De plus, une bonne résolution granulométrique du modèle semble déterminante pour mettre en place un outil réaliste. Comme beaucoup de contaminants, les radionucléides montrent une affinité pour la fraction fine ($D < 63 \mu\text{m}$). La taille des particules est donc déterminante et une analyse granulométrique sera menée pour notre étude.

La partie suivante se consacre donc à la circulation dans la Rade et l'échange des masses d'eau.

Partie II

Hydrodynamique de la Rade de Toulon

Introduction de la Partie II

Outre la décroissance radioactive, la dynamique hydro-sédimentaire conditionne le devenir des radionucléides dissous et particulaires en mer. En cas de rejet accidentel, une bonne connaissance de l'hydrodynamique ainsi que des processus qui gouvernent le transport des matières en suspension est donc essentielle à la modélisation de la dispersion de la contamination marine. L'hydrodynamique de la zone étudiée doit être bien représentée, puisqu'elle régit d'une part la dispersion des radionucléides dissous et d'autre part la dispersion de la phase particulaire.

Aussi, cette seconde partie propose une étude de la circulation et des échanges de masses d'eau au sein et entre les deux bassins qui forment la Rade de Toulon. Le premier chapitre définit la méthodologie de l'étude. Après un rappel théorique des éléments de modélisation hydrodynamique, la configuration de l'emprise de la Rade est présentée. La section suivante détaille les données utilisées et les instruments de mesures déployés. Ensuite, une description de la circulation de la Rade est proposée et les résultats modélisés et enregistrés sont comparés. Dans le troisième chapitre, les temps d'échange de masses d'eau et de dispersion de traceur sont calculés avec les résultats simulés par le modèle.

Chapitre II-1 Méthodologie

Cette étude sur l'hydrodynamique de la Rade de Toulon s'appuie à la fois sur des simulations numériques et des mesures *in situ*. La modélisation permet une analyse spatiale et temporelle de la circulation, alors que l'instrumentation *in situ* est nécessaire d'une part pour caler et valider le modèle et d'autre part afin de mettre en évidence certains phénomènes qui pourraient être mal représentés. Ce chapitre fournit une description du modèle mis en place ainsi que les instruments de mesures utilisés.

II-1.1 La modélisation hydrodynamique

II-1.1.1 Description du modèle

Cette étude utilise le modèle tridimensionnel MARS3D (Model for Application at Regional Scale 3D) dans sa version 9,06. MARS3D est fondé sur la résolution par différences finies des équations primitives de l'hydrodynamique. Tel que décrit par Lazure & Dumas (2008), ce code de calcul sépare les modes barotrope et barocline, résolus au même pas de temps. Le volume est maillé à l'aide d'une grille-triple de type « Arakawa-C », constituée de trois matrices tridimensionnelles H0, HX et HY, liées entre elles. Ce maillage utilise la discrétisation horizontale décentrée « *forward-backward* » et qui permet le calcul de l'élévation de la surface libre et des traceurs au centre de la maille, alors que les composantes méridiennes et zonales du courant sont décalées d'une demi-maille. En considérant H0 le maillage de base, les grilles HX et HY sont décalées d'un demi-pas selon leur axe respectif, et HY est aussi translatée d'une demi-maille selon z. La discrétisation verticale utilise quant à elle les coordonnées sigma. Elle est indépendante de la profondeur et divise la colonne d'eau en couches d'épaisseurs variables selon la topographie du fond (Figure II-1). Ces niveaux se concentrent en surface pour obtenir une meilleure résolution.

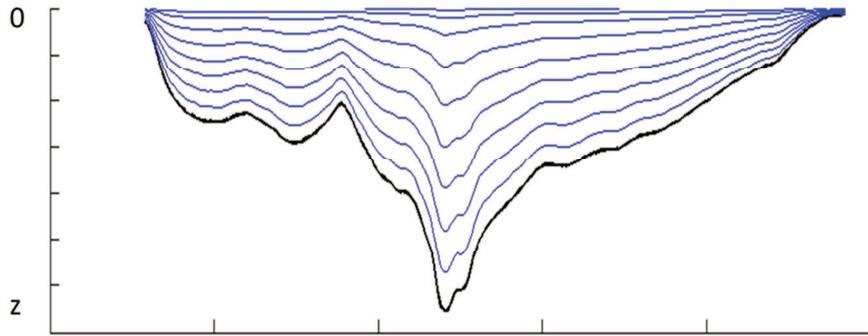


Figure II-1 : Représentation des niveaux sigma (bleu) pour une bathymétrie variable (noir).

II-1.1.1.1 Equations 3D

Les équations de Navier-Stokes sont donc simplifiées en considérant que les variations de densité sont faibles par rapport à la densité (Approximation de Boussinesq) et en négligeant les accélérations verticales $\partial w/\partial t$ face à l'accélération de la pesanteur (hypothèse hydrostatique). Ces équations s'écrivent alors :

➤ Equations du mouvement

- sur l'horizontale

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{\partial \left(N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right)}{\partial z} + F_x \quad (Eq.II. 1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} + \frac{\partial \left(N_z \frac{\partial v}{\partial z} \right)}{\partial z} + F_y \quad (Eq.II. 2)$$

(1) (2) (3) (4) (5) (6) (7) (8)

- sur la verticale

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = \rho_0 b \quad (Eq.II. 3)$$

➤ Equation de continuité

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (Eq.II. 4)$$

Avec :

u, v, w	les composantes du vecteur vitesse dans ce repère
ζ	la surface libre
Pa	la pression atmosphérique
$f = 2\Omega \sin \phi$	le paramètre de Coriolis
g	l'accélération de la pesanteur
$b = -g(\rho - \rho_0)/\rho_0$	la flottabilité
ρ	la densité de l'eau
ρ_0	la densité de référence
N_z	le coefficient de viscosité turbulente verticale
$P = P_0(z) + p'$	la pression
p'	l'anomalie de pression telle que $p' = -\rho_0 \int_z^\zeta b dz$

La densité ρ (en kg.m^{-3}) de l'eau est calculée en fonction de la salinité (S en psu), de la température (T en °C) et de la pression (P) selon l'équation d'état de l'eau de mer définie par l'UNESCO (1981) sous la forme :

$$\rho = F(S, T, P) \quad (Eq.II. 5)$$

Les différents termes de l'équation du mouvement sur l'horizontale des (Eq.II. 1) et (Eq.II. 2) correspondent, pour les termes de gauche à l'évolution temporelle (1), l'advection (2) et le terme de Coriolis (3). Les termes de droite correspondent à la pression induite par la pente de la surface libre (barotrope) (4), à l'effet de la pression atmosphérique (barotrope) (5), au gradient de pression interne (6), à la diffusion verticale turbulente (7), et à la diffusion horizontale turbulente (8). Ce dernier terme est défini par :

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(v_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (Eq.II. 6)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (Eq.II. 7)$$

Avec :

ν_x et ν_y les coefficients de viscosité turbulente horizontale.

L'advection des traceurs dissous (dont la température et la salinité) est calculée selon l'équation de transport :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} + \frac{\partial (w - W_s)T}{\partial z} = \frac{\partial \left(K_h \frac{\partial T}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left(K_h \frac{\partial T}{\partial y} \right)}{\partial y} + \frac{\partial \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right)}{\partial z} + Src - P \quad (Eq.II. 8)$$

Avec :

T	le traceur considéré
W_s	la vitesse de chute (pour les variables particulières uniquement)
K_h et K_z	les coefficients de diffusion turbulente horizontale et verticale, respectivement
Src et P	les termes sources et puits

II-1.1.1.2 Dissipation turbulente

Les processus d'échange sous-maille, c'est-à-dire se produisant à plus petite échelle que le pas de grille, ne sont pas résolus par le modèle. La dissipation horizontale et verticale sont ainsi prises en compte *via* différentes paramétrisations. La dissipation horizontale ν_H , représentée par les coefficients de viscosité turbulente horizontale pour la vitesse et de diffusion turbulente horizontale K_H pour les traceurs, est paramétrée par formule de Smagorinsky (1963) avec un coefficient numérique constant C de 0.2 :

$$\nu_H = K_H = C dx dy \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2} \quad (Eq.II. 9)$$

A la verticale, le schéma de fermeture turbulente k-l de Gaspar *et al.* (1990) calcule la viscosité turbulente verticale N_z et la diffusion turbulente verticale K_z . Les effets de stratification verticale

sont pris en compte par l'équation d'énergie cinétique turbulente, via un facteur d'amortissement proportionnel au gradient vertical de flottabilité.

II-1.1.2 La configuration de l'emprise de la Rade de Toulon

Pour la configuration de la Rade de Toulon, le volume modélisé est défini par des mailles horizontales de 100 m et 30 niveaux sigma verticaux. L'emprise s'étend du Cap Sicié à l'Ouest, à la Presqu'île de Giens à l'Est (Figure II- 2). La limite Sud est ouverte sur la mer et les conditions aux frontières sont obtenues d'un modèle de plus grande emprise couvrant le méditerranée Nord-Occidentale (modèle MENOR). Le domaine numérique est également défini par les conditions limites au fond, à la surface libre et à la côte.

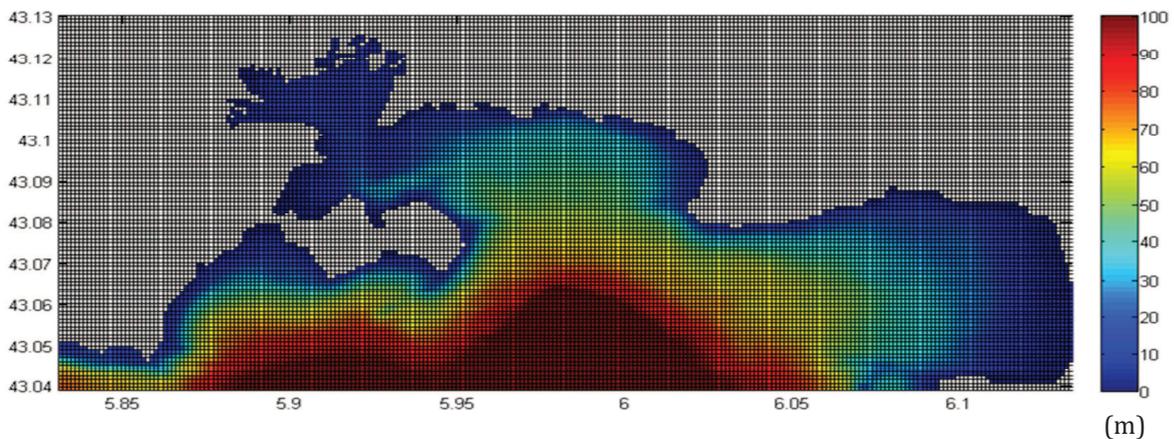


Figure II- 2: Emprise et bathymétrie (m) de la configuration de la Rade de Toulon

II-1.1.2.1 La bathymétrie

La bathymétrie est extrapolée à la grille du modèle à partir de cartes numériques du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM). Ces cartes ont été affinées par des relevés *in situ* visant à améliorer la résolution et à couvrir des zones mal renseignées. La Figure II- 3 montre la haute résolution des points de relevés bathymétriques utilisés pour générer la bathymétrie du modèle de la Figure II- 2.

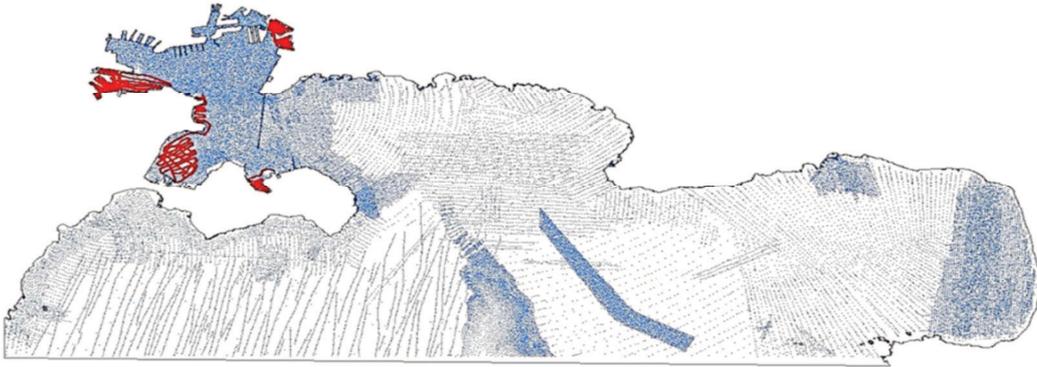


Figure II- 3 : Points de relevés bathymétriques initiaux du SHOM (bleu) et IRSN (rouge).

II-1.1.2.2 La surface libre et le forçage atmosphérique

Les conditions météorologiques sont responsables des échanges océan-atmosphère et régissent l'hydrodynamique du bassin. Le vent, qui génère une tension de surface, et les flux de chaleur absorbée, qui impactent la température, sont obtenus par des modèles atmosphériques.

En surface ($z = \zeta$), les conditions s'écrivent :

$$\rho_0 N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{surf}^x \quad (Eq.II. 10)$$

$$\rho_0 N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{surf}^y \quad (Eq.II. 11)$$

$$K_z \frac{\partial T}{\partial z} = Q_T / \rho_0 C_p \quad (Eq.II. 12)$$

$$K_z \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (Eq.II. 13)$$

Avec C_p la chaleur spécifique de l'eau de mer à pression constante, Q_T le flux de chaleur absorbé par la mer en surface, ρ_0 la densité de l'eau de mer et τ_{surf}^x et τ_{surf}^y les composantes de friction en surface due au vent, qui se définissent par :

$$\tau_{surf}^x = \rho_a C_d u_w W \quad (Eq.II. 14)$$

$$\tau_{surf}^y = \rho_a C_d v_w W \quad (Eq.II. 15)$$

où C_d est le coefficient de frottement dû au vent, est la ρ_a densité de l'air et W la vitesse du vent, tel que $W = \sqrt{(u_w^2 + v_w^2)}$ avec u_w et v_w les composantes zonale et méridienne du vent. Le coefficient de frottement dépend de l'intensité du vent et peut être paramétré de diverses façons par MARS3D. Trois différentes formulations du coefficient de frottement sont utilisées pour cette étude : celle de Large & Pond (1981), pour laquelle le C_d est constant pour les vents faibles puis augmente linéairement pour les vents d'intensité supérieure à $11\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, ainsi que celles de Smith & Banke (1975) et de Geernaert *et al.* (1987), pour lesquelles le coefficient de frottement est linéairement dépendant de W . Ces formulations s'expriment alors :

$$\begin{aligned} \text{selon Large \& Pond : } \quad C_d &= 1.2 \cdot 10^{-3} & \text{si } W < 11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \\ C_d &= 10^{-3} \cdot (0.49 + 0.065W) & \text{si } W > 11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \end{aligned}$$

$$\text{selon Smith \& Banke : } \quad C_d = 10^{-3} \cdot (0.63 + 0.066W)$$

$$\text{selon Geernaert } et \text{ al. : } \quad C_d = 10^{-3} \cdot (0.43 + 0.097W)$$

La Figure II- 4 illustre l'augmentation du coefficient de frottement en fonction de l'intensité du vent, tel que paramétré par Large & Pond (en rouge), par Smith & Banke (en bleu) et par Geernaert *et al.* (en vert).

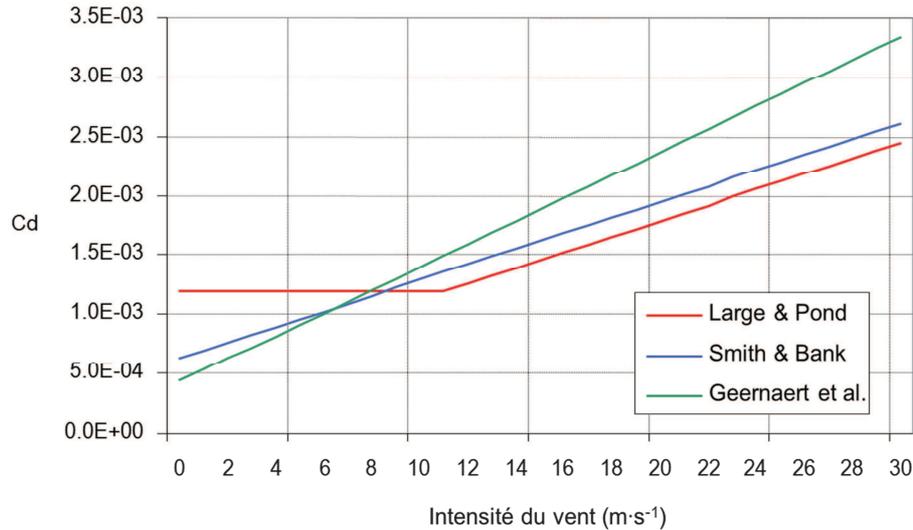


Figure II- 4 : Coefficients de frottement (Cd) de la couche de surface en fonction de l'intensité du vent (W , en $m \cdot s^{-1}$) paramétrés par Large & Pond (en rouge), par Smith & Banke (en bleu) et par Geernaert *et al.* (en vert).

Le modèle météorologique américain Mesoscale Model 5 (MM5) (<http://www.ncar.ucar.edu>) est actuellement utilisé pour forcer le modèle de Toulon. MM5 est un modèle non-hydrostatique aux coordonnées sigma adaptatives ayant une résolution horizontale de 3km. Les champs tri-horaires fournissent le flux solaire radiatif, le taux d'humidité relative et la température à 2m au-dessus du niveau de la mer, ainsi que les précipitations et les composantes zonale et méridienne du vent à 10m au-dessus du niveau de la mer. MM5 a déjà été souvent utilisé comme forçage atmosphérique pour différentes configurations MARS3D en Méditerranée (André *et al.* 2009 ; Nicolle *et al.* 2009 ; Pairaud *et al.* 2011) ainsi que pour des applications opérationnelles (Projet Previmer, <http://www.previmer.org/>). Ce modèle est notamment utilisé en entrée du modèle MENOR, utilisé comme forçage aux frontières ouvertes pour notre configuration (*c.f.* section II-1.1.2.3). MM5 présente l'avantage de fournir des forçages atmosphériques prévisionnels, indispensables à la mise en place d'un outil de crise visant à prévoir la dispersion de contaminants. Cependant, l'écart entre les directions de vent modélisées et mesurées ainsi que la sous-estimation de son intensité apparaissent comme les faiblesses du modèle MM5 pour des applications en régions côtières (Pirovano *et al.* 2007 ; Schaeffer 2011).

II-1.1.2.3 Les frontières ouvertes et le forçage océanique

Les conditions limites aux frontières ouvertes sont obtenues d'un modèle de plus grande emprise couvrant le méditerranée Nord-Occidentale avec une résolution 1,2km (modèle

MENOR) (André *et al.* 2009 ; Nicolle *et al.* 2009). L'élévation de surface libre est imposée, alors que la température et la salinité sont advectées pour les flux entrant. Les composantes de vitesses sont également fournies. Ces OBC, de l'anglais *open boundaries conditions*, sont imposées sur huit mailles horizontales et sur les 30 niveaux de la colonne d'eau. La Figure II- 5 montre le forçage de MENOR à la frontière Sud du domaine numérique.

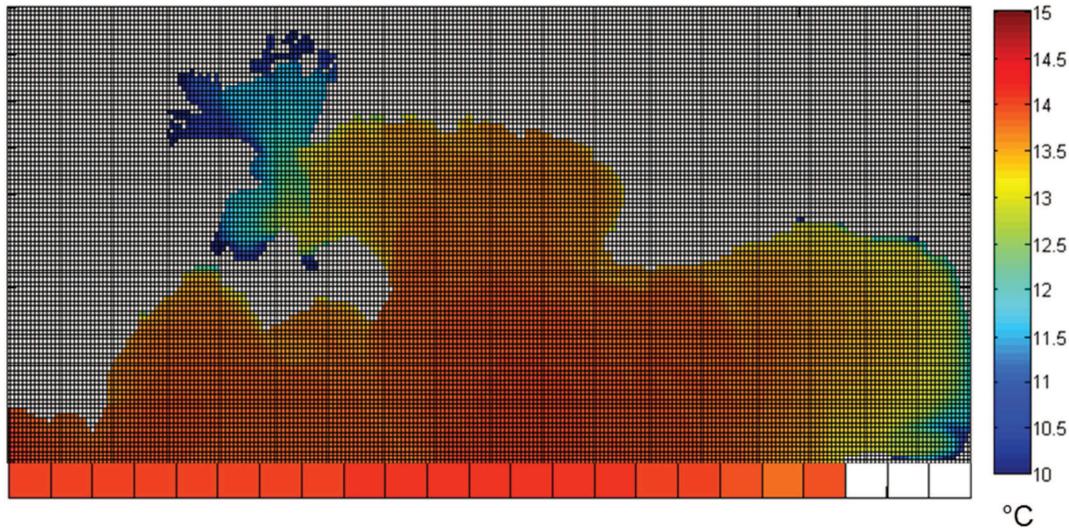


Figure II- 5 : Exemple d'OBC de température (°C) à la frontière Sud du domaine numérique de la Rade de Toulon.

II-1.2 Instrumentation

Les mesures *in situ* permettent, par l'acquisition de données réelles, d'améliorer les connaissances en des points particuliers de la Rade et de valider le modèle. Des courantomètres et des sondes multi-paramètres ont donc été mouillés entre juin 2009 et septembre 2012.

II-1.2.1 ADCP

Les profileurs de courant à effet Doppler (ADCP) utilisent le décalage fréquentiel induit par le déplacement des particules en suspension dans la colonne d'eau pour calculer la vitesse et la direction du courant. La mesure s'appuie sur l'hypothèse que les particules en suspension se déplacent à la même vitesse que le courant et que les vitesses tridimensionnelles sont homogènes dans la cellule considérée. Les transducteurs acoustiques de l'ADCP émettent des impulsions à fréquence nominale fixée et le signal rétrodiffusé par la matière en suspension

permet d'estimer la vitesse par l'analyse du décalage entre la fréquence émise et celle reçue. La profondeur de la cellule est déduite du temps de retour du pic d'intensité acoustique, qui dépend de la distance particule/ADCP.

Des courantomètres Workhorse Sentinel 600kHz fabriqués par RD Instrument ont été utilisés pour cette étude ; leurs caractéristiques principales sont regroupées dans le Tableau II- 1.

Tableau II- 1 :Caractéristiques générales des ADCP RDI Workhorse Sentinel 600kHz.

Précision des vitesses mesurées	0.3% de la vitesse relative du courant \pm 0.3cm/s
Résolution de la vitesse	0.1cm/s
Angle des faisceaux	20°
Précision du capteur de température	\pm 0.4°C
Résolution du capteur de température	0.01°C

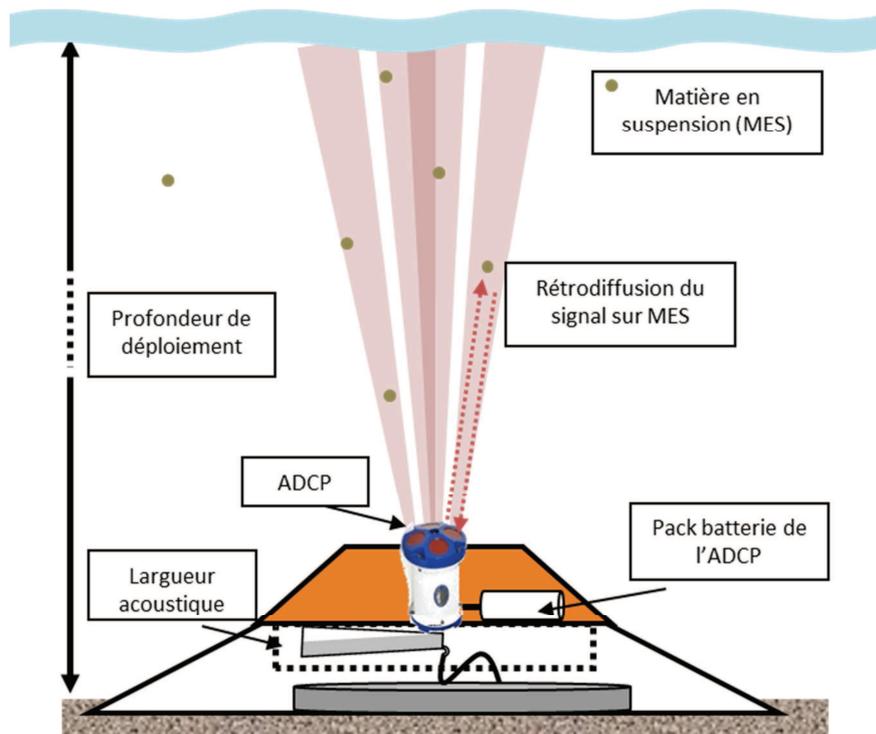


Figure II- 6 : Schéma du mouillage et du fonctionnement de l'ADCP.

Les ADCP ont été placés dans des cages anti-chalut, fixés avec un système de compensation d'inclinaison. L'ADCP est ainsi maintenu par une partie mobile qui compense une éventuelle inclinaison de la cage selon deux axes (Photo II- 1). La cage est composée d'une base et d'un flotteur, reliés pour toute la durée du déploiement. Lors de la récupération, un largueur acoustique libère le flotteur, qui remonte à la surface et permet de localiser le mouillage plus facilement. Un ensemble de batteries supplémentaires est ajouté afin de permettre plus

d'autonomie (Photo II- 2). Le schéma de la Figure II- 6 illustre le mouillage ADCP et son fonctionnement.

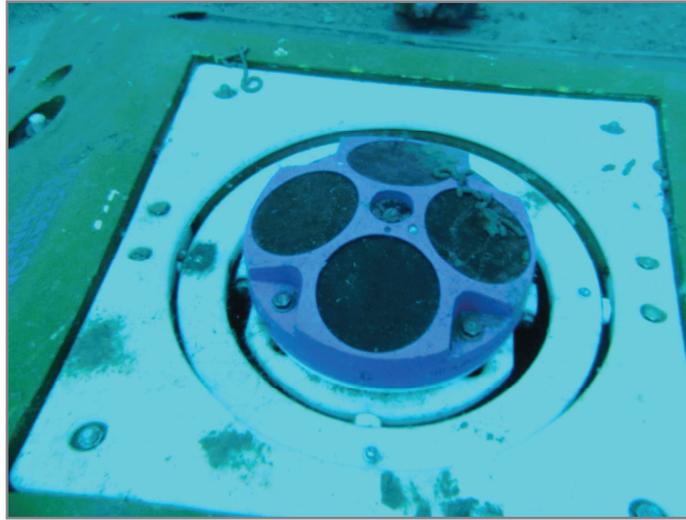


Photo II- 1 : ADCP fixé dans le cardan dans le flotteur de la cage.



Photo II- 2 : Ensemble de batterie supplémentaire et largeur acoustique de la base de la cage.

Les ADCP ont mesuré les courants à différentes saisons et en plusieurs positions dans la Rade, choisies en fonction des simulations du modèle hydrodynamique. Dans un premier temps, un courantomètre a été déployé dans le chenal de navigation, principal lieu d'échange entre les deux rades. L'ADCP a été mouillé par 30m de profondeur entre juin et octobre 2009 (latitude 43°05.334'; longitude 05°56.044', ci-après appelée Position 1), puis déplacé légèrement au sud-ouest en Position 2 (43°05.206'; 05°55.841') entre novembre 2009 et avril 2010 suite au

chalutage du matériel. Ensuite, deux courantomètres ont été mouillés en frontière sud de la Grande Rade, entre juillet et septembre 2011, puis de janvier à mai 2012. Le mouillage du Cap Cépet était situé à la position $43^{\circ}04.822$; $5^{\circ}57.483$, à 32m de profondeur. Le second ADCP était au Cap de Carqueiranne, à 29 m de profondeur, aux coordonnées $43^{\circ}05.032$; $6^{\circ}00.324$. La synthèse des informations relatives aux mouillages de courantomètres se trouve dans le Tableau II- 2. Pour tous les déploiements, les configurations utilisées sont similaires : les mesures sont effectuées pendant 30 secondes (60 pings de 0,5sec.) puis moyennées et enregistrées toutes les 10 minutes pour des cellules d'un mètre d'épaisseur.

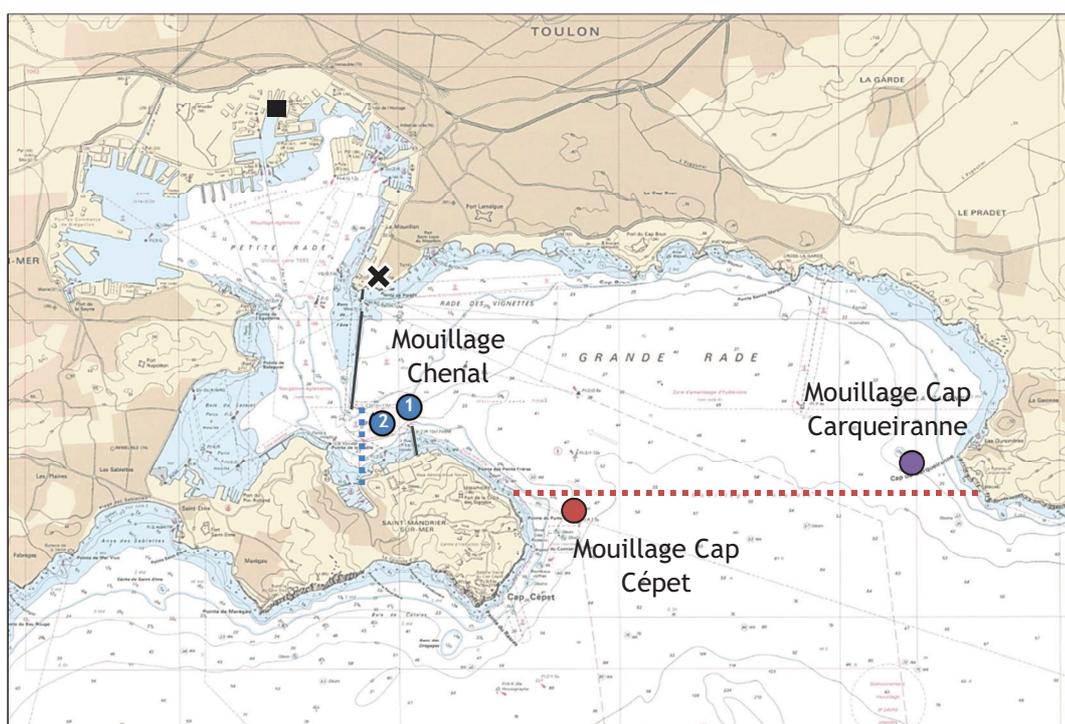


Figure II- 7 : Positions des mouillages ADCP (Chenal en bleu, Cap Cépet en rouge, Cap Carqueiranne en violet), de la station météorologique Toulon-La Mitre (croix noire) et du marégraphe (carré noir). Le trait pointillé bleu correspond à la section verticale du chenal utilisée pour le calcul du temps d'échange de la Petite Rade et le trait pointillé rouge à la section verticale de la frontière sud utilisée pour le calcul du temps d'échange de la Grande Rade (cf. section II-3.1).

Tableau II- 2 : Synthèse des mouillages des courantomètres.

Position	Latitude	Longitude	Profondeur	Période
Chenal Position 1	43°05.334'	05°56.044'	30m	Juin à octobre 2009
Chenal Position 2	43°05.206'	05°55.841'	29m	Novembre 2009 à avril 2010
Cap Cépet	43°04.822'	5°57.483'	32m	Juillet - Septembre 2011 Janvier à Juin 2012
Cap Carqueiranne	43°05.032'	6°00.324'	29m	Juillet - Septembre 2011 Janvier à Juin 2012

II-1.2.2 Données météorologiques

Les données horaires de pression atmosphérique et d'intensité et direction de vent utilisées pour cette étude ont été enregistrées à la Station météorologique de Toulon-La Mitre. Située à une altitude de 23 m au-dessus du niveau de la mer, cette station fait partie du réseau Météo-France. Sa position est marquée par une croix noire sur la Figure II- 7. Pour une meilleure comparaison avec les autres jeux de données, elles sont moyennées sur 3 heures.

II-1.2.3 Marégraphe

Le SHOM et la Marine Nationale disposent d'un marégraphe, installé dans la darse de Missiessy (longitude 5.914445°, latitude 43.122957° ; symbolisé par un carré noir sur la Figure II- 7). Les données acquises toutes les dix minutes, sont ensuite moyennées sur trois heures afin d'être comparées aux résultats du modèle.

Chapitre II-2 Circulation dans la Rade

Ce chapitre propose d'étudier la circulation à l'échelle de la Rade. Des simulations numériques sont présentées afin de proposer une analyse du bassin sous différentes conditions. Ces résultats mettent en exergue certains phénomènes et permettent d'identifier des points d'instrumentation intéressants. La position des mouillages a donc été choisie suite à l'analyse des premières simulations numériques. Le chenal de navigation et la frontière sud de la Grande Rade apparaissent comme des sites clé pour les échanges de masse d'eau et l'hydrodynamique du bassin. Les données enregistrées en ces points sont ensuite présentées et analysées. L'hydrodynamique dans le chenal de navigation ainsi qu'à la frontière sud de la Grande Rade est étudiée, ainsi que l'effet du vent sur les courants et la circulation.

II-2.1 Modélisation de la circulation de la Rade

La circulation de la Rade a fait l'objet d'études quant à l'influence du vent sur les vitesses de courants (Tiné *et al.* 1981). Différents régimes hydrodynamiques ont été proposés selon les conditions éoliennes, et le Mistral et le Vent d'Est ont une forte influence sur les courants dans la Baie. Par temps calme, les intensités de courant sont plutôt faibles. Aucune direction préférentielle n'apparaît, la circulation étant principalement régie par les vents forts. Dans cette section, les deux situations de vent fort ($>5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont décrites à l'aide de la modélisation hydrodynamique pour le Mistral et Vent d'Est.

II-2.1.1 Circulation par fort Mistral

Le Mistral est un vent du Nord/Nord-Ouest canalisé et renforcé par vallée du Rhône. Dans la région toulonnaise, la topographie dévie sa direction et il est souvent perçu comme un vent d'Ouest. Les simulations du modèle hydrodynamique montrent bien son influence sur l'eau de surface, qui est entraînée vers le Sud à des intensités liées à celle du vent. La représentation spatio-temporelle des courants de la Figure II- 8 illustre l'impact du frottement du vent en surface. Bien que les courants de surface (Figure II- 8 a, c, e) dans la Petite Rade soient assez faibles, ils s'intensifient dans le chenal de navigation. La vitesse du courant augmente aussi à proximité des Caps Cépet et Carqueiranne. Au fond, les courants modélisés sont plus faibles et dirigés vers le Nord quand le vent s'intensifie (Figure II- 8 d, f). Cette inversion de direction entre

surface et fond est marquée dans le chenal de navigation et au Cap Cépet, surtout par fort vent (Figure II- 8 e, f). Une coupe verticale de la frontière sud de la Grande Rade (représentée par le trait pointillé horizontal de la Figure II- 8 e, f) montre bien cette situation. La Figure II- 9 illustre la composante méridienne du courant, qui est dirigée vers le Nord lorsqu'elle est positive et vers le Sud lorsqu'elle est négative. Le modèle hydrodynamique simule l'inversion des courants à une vingtaine de mètres sous la surface, à l'exception du Cap Carqueiranne, où l'ensemble de la colonne d'eau s'écoule vers le Sud. Les courants de fond entrants dans le bassin (en bleu sur la Figure II- 9) témoignent du phénomène d'*upwelling*. Le refroidissement de la température de l'eau qui accompagne cette remontée d'eau de fond est représenté par le modèle. Les coupes verticales Sud-Nord de la Figure II- 10 (localisées par le trait pointillé vertical de la Figure II- 8 e, f) montrent en effet la diminution de la température de surface lors de ce coup de Mistral. L'inversion de direction est également mise en évidence par les traits noirs, de longueur proportionnelle à l'intensité de la composante méridienne du courant.

Ces premiers résultats montrent l'impact du Mistral sur la couche de surface, mais également sur les courants au fond. Le chenal de navigation et les Caps Cépet et Carqueiranne apparaissent comme des sites où les échanges sont importants. Le Vent d'Est est le second type de vent qui caractérise la région toulonnaise. Ainsi, la prochaine section s'intéresse à l'impact de cette condition atmosphérique sur la circulation dans la Rade.

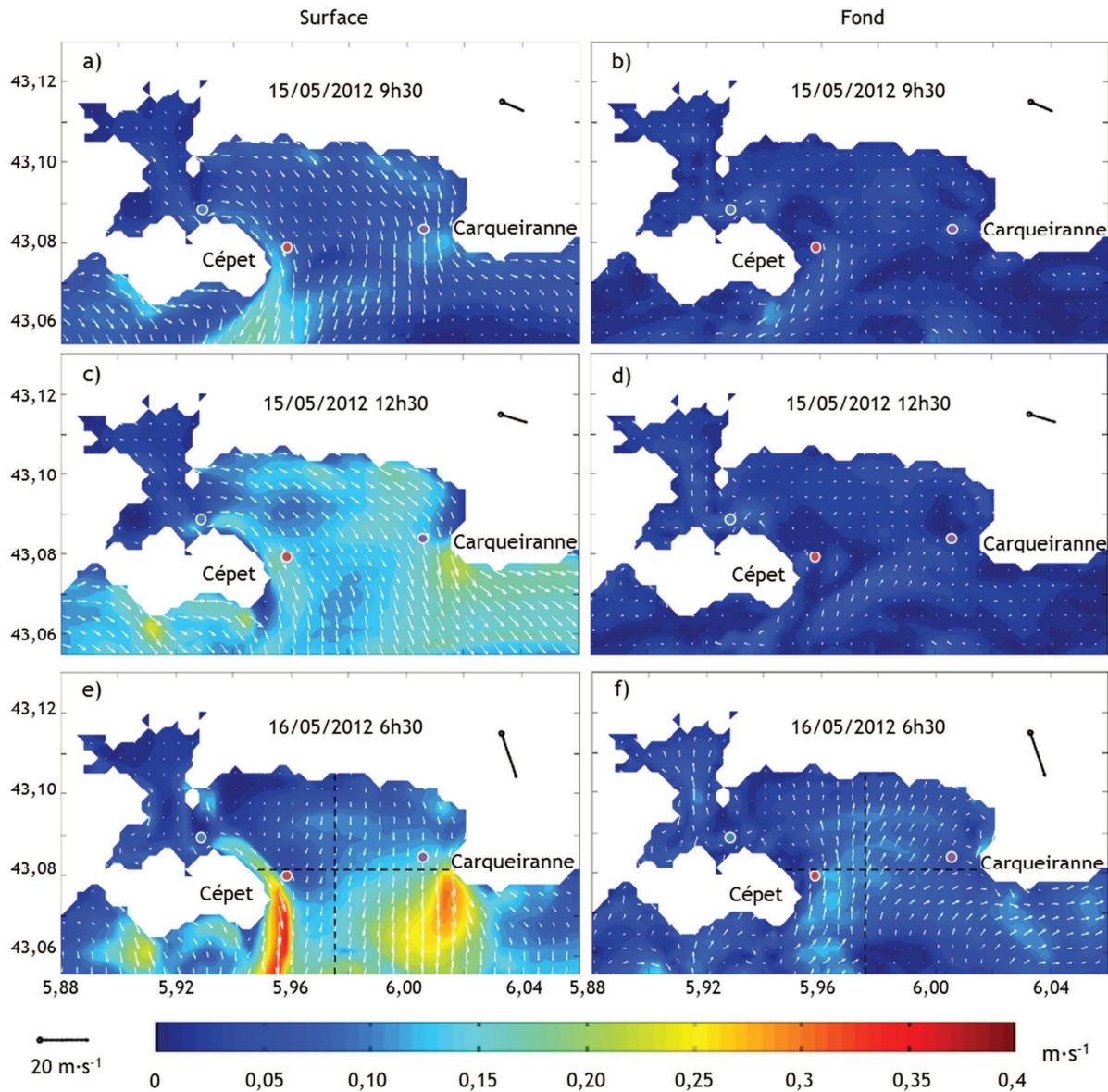


Figure II- 8 : Evolution temporelle des courants de surface (a, c, e) et de fond (b, d, f) modélisés par Mistral, dont l'intensité et la direction sont représentées par le trait noir, le 15 mai 2012 à 9h30 (a, b), le 15 mai 2012 à 12h30 (c, d) et le 16 mai 2012 à 6h30 (e, f). L'échelle de couleur représente l'intensité du courant ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et les flèches blanches la direction. Les points colorés marquent la position des mouillages ADCP.

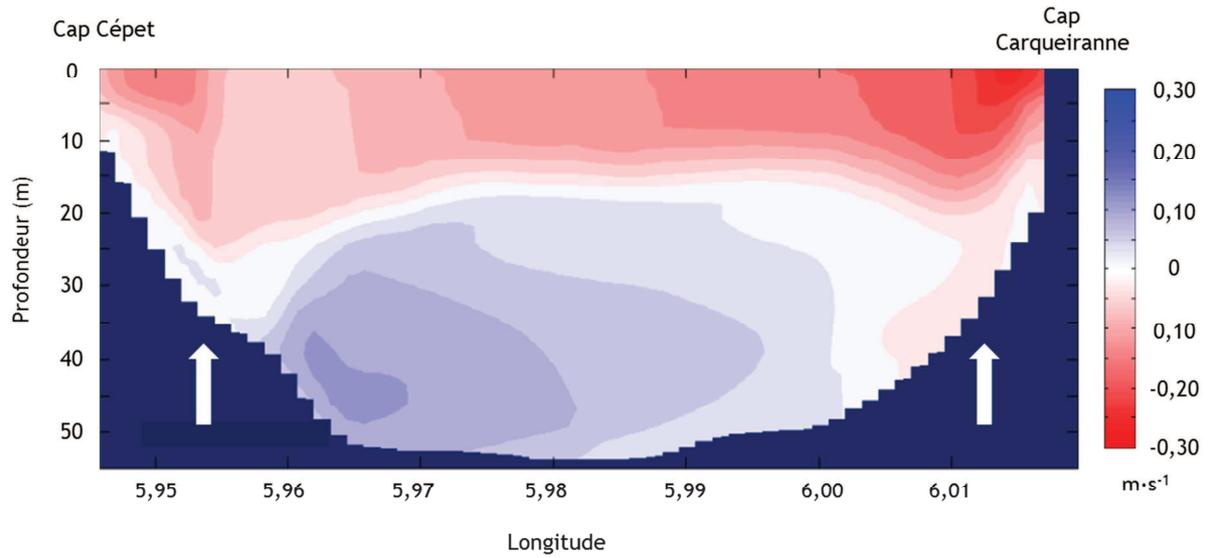


Figure II- 9 : Coupe verticale Ouest-Est de la frontière Sud de la Grande Rade représentant les composantes méridiennes du courant ($m \cdot s^{-1}$) le 16 mai 2012 à 6h30 et la position des ADCP des Caps Cépet et Carqueiranne (flèches blanches).

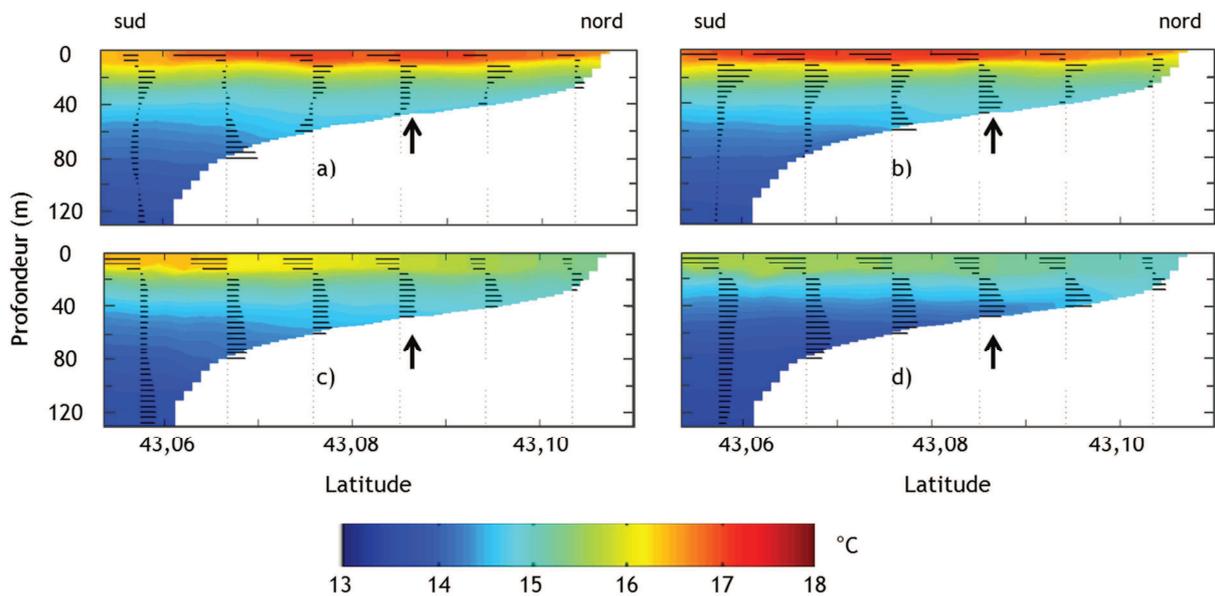


Figure II- 10 : Coupes verticales Sud-Nord de la température ($^{\circ}C$) le 15 mai 2012 à 9h30 (a), le 15 mai 2012 à 12h30 (b), le 16 mai 2012 à 00h30 (c) et le 16 mai 2012 à 6h30 (d). Les traits noirs représentent la composante méridienne du courant et les flèches noires marquent les positions des ADCP.

II-2.1.2 Circulation par fort Vent d'Est

Le Vent d'Est est lié à la présence d'une dépression sur la partie occidentale du bassin Méditerranéen. Ce vent fort et régulier souffle du Sud-Est et entraîne les eaux de surface du large qui entrent dans la Rade avec une direction Nord-Ouest. Les intensités de courant de surface modélisées sont plus importantes que par Mistral et peuvent atteindre $0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, comme le montre l'évolution de l'intensité du courant de surface et de fond de la Figure II- 11. Dans la Petite Rade, les courants de surface sont plus intenses par Vent d'Est que par Mistral et atteignent $0,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Au fond, les courants ont des intensités similaires pour les deux conditions de vent. Le chenal de navigation apparaît comme un lieu d'échange important entre les deux rades. En surface comme au fond, l'intensité des courants est d'environ $0,15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. On remarque également une intensification des courants au cours de la période, davantage marquée à proximité des caps, notamment au fond au Cap Cépet. De brusques variations de bathymétrie dans le modèle peuvent en être l'origine. Le modèle hydrodynamique met aussi en évidence une veine courant au fond à proximité du Cap Cépet. Les intensités y sont plus importantes ($0,25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) et le courant s'écoule vers le Sud puis vers l'Ouest en contournant le Cap.

La coupe verticale Ouest-Est de la Figure II- 12 représente la composante méridienne du courant entre les Caps Cépet et Carqueiranne. Une inversion de direction entre surface et fond est située à une vingtaine de mètres de profondeur. Contrairement au scénario de Mistral, les courants de surface sont dirigés vers le Nord et ceux de fond vers le Sud. Pour les deux conditions de vent, les courants de fond sont plus intenses côté Cap Cépet. La couche de surface entrant dans la Grande Rade est plus chaude et le réchauffement des eaux de surface lors de cet épisode de Vent d'Est est mis en évidence avec les coupes verticales Sud-Nord de la Figure II- 13.

Les premières simulations numériques mettent ainsi en évidence des directions et intensités de courants dépendantes des conditions de vent. Les courants de surface et de fond s'inversent et certaines zones de la Rade semblent caractérisées par des processus particuliers. Ainsi, l'étude de la circulation se focalisera sur ces zones d'échanges de masses d'eau. L'instrumentation a été déployée pour étudier l'hydrodynamique en ces points. Le chenal de navigation qui relie la Petite et la Grande Rade ainsi que la limite Sud de la Grande Rade sont donc étudiés plus spécifiquement.

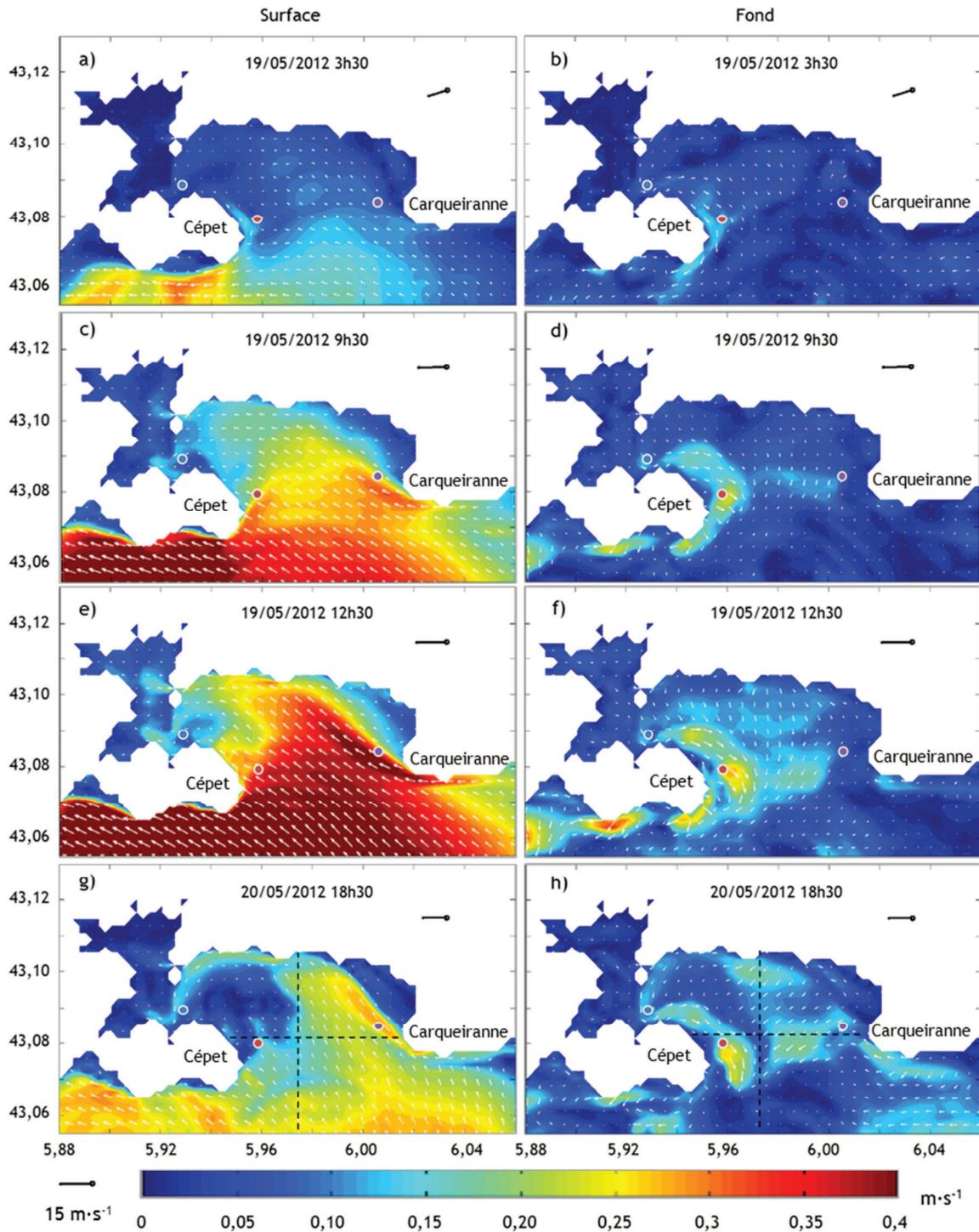


Figure II- 11 : Evolution temporelle des courants de surface (a, c, e, g) et de fond (b, d, f, h) modélisés par Vent d'Est, dont l'intensité et la direction sont représentées par le trait noir, le 19 mai 2012 à 3h30 (a, b), le 19 mai 2012 à 9h30 (c, d), le 19 mai 2012 à 12h30 (e, f) et le 20 mai 2012 à 18h30 (g, h). L'échelle de couleur représente l'intensité du courant ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et les flèches blanches sa direction.

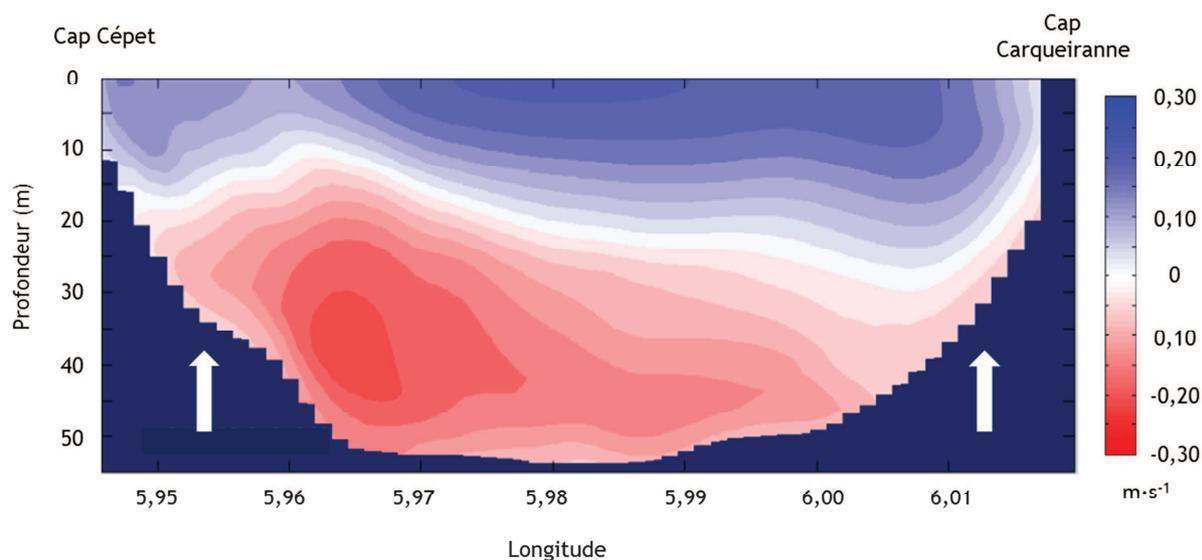


Figure II- 12 : Coupe verticale Ouest-Est de la frontière Sud de la Grande Rade représentant les composantes méridiennes du courant ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) le 19 mai 2012 à 12h30 et la position des ADCP des Caps Cépet et Carqueiranne (flèches blanches).

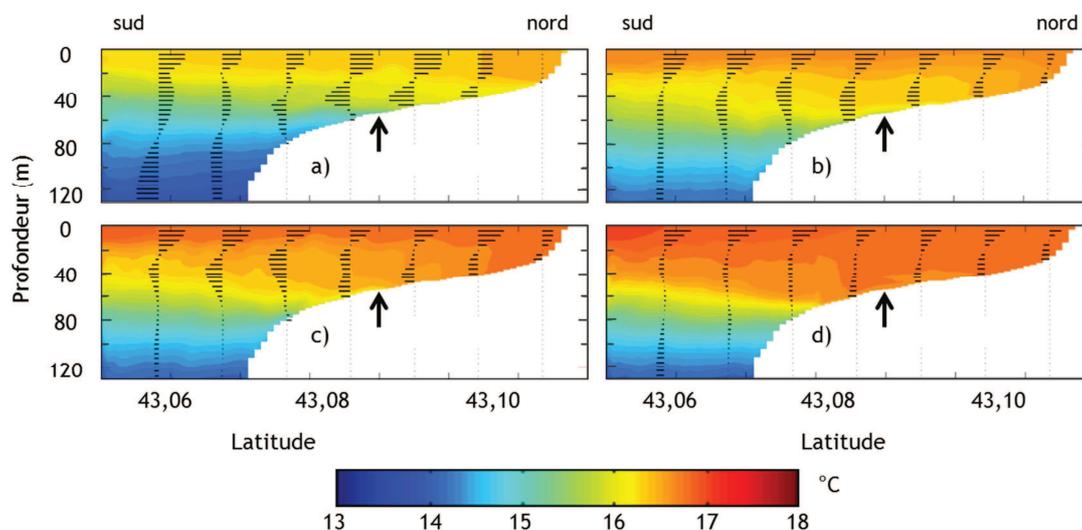


Figure II- 13 : Coupes verticales Sud-Nord de la température ($^{\circ}\text{C}$) le 19 mai 2012 à 3h30 (a), le 19 mai 2012 à 12h30 (b), le 19 mai 2012 à 18h30 (c) et le 20 mai 2012 à 15h30 (d). Les traits noirs représentent la composante méridienne du courant et les flèches noires marquent les positions des ADCP.

II-2.2 Hydrodynamique dans le chenal de navigation

Les premières simulations numériques montrent des courants plutôt faibles dans la Petite Rade qui s'intensifient dans le chenal de navigation. Principal lieu d'échanges entre les deux bassins, le chenal apparaît comme une position clé dans l'étude hydrodynamique de la Rade. Un ADCP a donc été mouillé entre l'été 2009 et le printemps 2010 en cet endroit. La position des deux mouillages « été » et « hiver » est légèrement différente, et est notée position 1 et 2 respectivement.

Les enregistrements du courantomètre positionné dans le chenal de navigation ont permis d'étudier les courants et les échanges de masses d'eau entre les deux rades. L'analyse des directions de courants montrent une forte bidirectionnalité, en adéquation avec les résultats présentés dans la littérature (Millot *et al.* 1981 ; Tiné *et al.* 1981). Deux principales directions de courant sont observées, tel qu'illustré par les roses des courants de la Figure II- 14. Les courants de surface (1 m sous la surface) sont principalement dirigés vers le Nord-Est, notamment lorsque leur intensité excède $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Les courants les plus forts atteignent $40 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ avec des directions comprises entre 35° et 55° . A deux mètres au-dessus du fond, les courants s'écoulent suivant le même axe Nord-Est/Sud-Ouest et sont plus intenses lorsqu'ils se dirigent vers le Nord-Est. Quelques différences entre les courants enregistrés aux deux positions peuvent être mises en évidence. En position 1, pour les faibles courants (inférieurs à $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$), on n'observe pas de direction particulière alors que les courants plus rapides sont dirigés vers le Nord-Est environ 40% du temps (Figure II- 14 a). Les courants de fond s'écoulent aussi vers le Nord-Est plus de 40% du temps et vers l'Ouest/Sud-Ouest 20% du temps (Figure II- 14b). L'hiver, en position 2, les courants de surface se dirigent vers le Nord-Est 42% du temps et vers le Sud-Ouest 15 % du temps (Figure II- 14c). Au fond, les courants sont dirigés vers le Nord-Est plus de la moitié du temps et vers le Sud-Ouest 15% du temps (Figure II- 14d). Les courants de fond enregistrés en position 1 l'été sont donc plus forts que ceux de la position 2 (hiver). Cette intensification pourrait s'expliquer par le caractère plus étroit et plus profond du chenal en cet endroit.

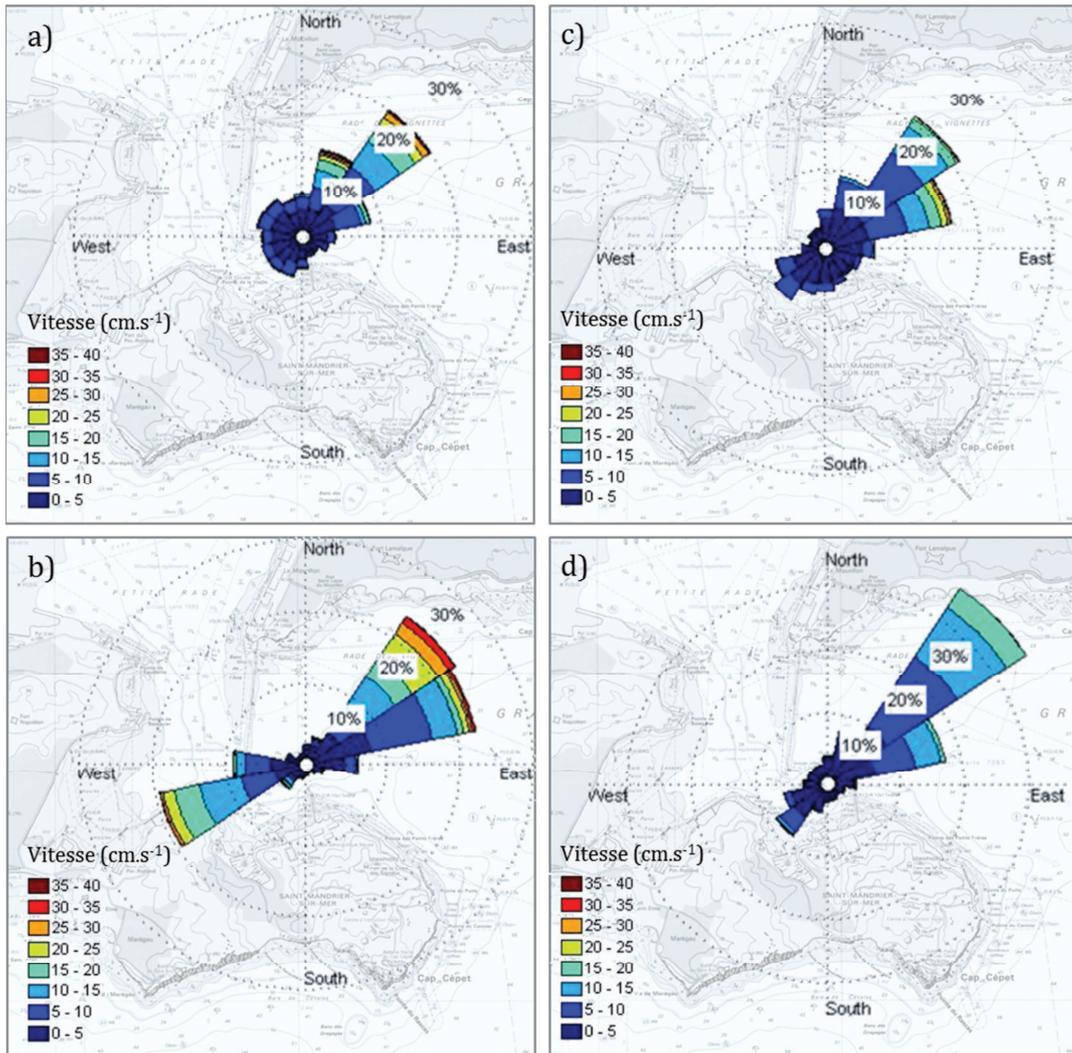


Figure II- 14 : Roses des courants à un mètre sous la surface (a,c) et à deux mètres au-dessus du fond (b,d) enregistrées aux positions 1 (a,b) l'été et 2 (c,d) l'hiver.

Afin de rendre compte de la variation des intensités de courants sur la colonne d'eau, les intensités mesurées sont moyennées pour chaque jeu de données et représentées en fonction de la profondeur sur la Figure II- 15. Les intensités enregistrées moyennes sont plus élevées en surface et au fond, où elles atteignent le double des intensités moyennes les plus faibles du milieu de la colonne d'eau. La moyenne des intensités atteint ainsi près de $75 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ en été et $55 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ en hiver ($\pm 3 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$) en surface. A cinq mètres au-dessus du fond, la moyenne des intensités de courant est deux fois plus élevée en été qu'en hiver. Les courants les plus faibles se retrouvent entre 5 et 10 m sous la surface, aux deux positions. Sur l'ensemble de la colonne d'eau, les courants enregistrés l'été à la position 1 sont plus rapides que ceux mesurés l'hiver. Comme illustré par les roses de courant, les courants mesurés présentent toutefois une forte

variance. Nous proposons d'étudier l'impact des conditions climatiques sur les intensités et directions de courants.

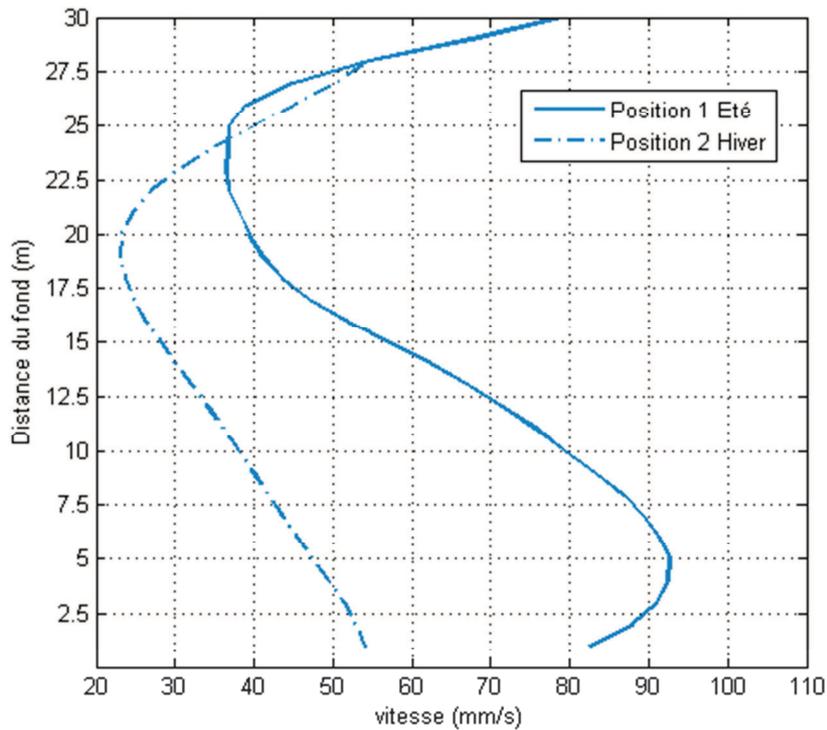


Figure II- 15: Profil vertical des intensités moyennes ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) dans le chenal à la position 1 en été (trait plein) et à la position 2 en hiver (pointillé).

La mise en relation des mesures du courantomètre et des données météorologiques montre clairement la dépendance des courants aux paramètres de vent. La Figure II- 16 montre l'évolution temporelle des intensités et directions de vent (a) et de courant (b et c), enregistrées pendant l'été 2009 en position 1. Les événements de vents forts, c'est-à-dire dont l'intensité est supérieure à $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, sont mis en évidence par des boîtes bleues pour le Mistral et orangées pour le Vent d'Est. Les coups de Mistral forts (*i.e.* 27 juin ; 6-10, 17-19, 25 et 30 juillet ; 3 et 11 août) engendrent de rapides courants de surface se dirigeant vers le Nord-Est, alors que les courants de fond entrent dans la Petite Rade vers le Sud-Ouest. L'inversion se trouve alors à environ 5 m de profondeur. Après les épisodes de fort Mistral, une renverse de courant est généralement constatée, peu importe les conditions météorologiques (calmes ou ventées). En effet, le courant de fond, canalisé par la bathymétrie, est plutôt intense (20 à $25 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) et dirigé vers le Nord-Est, sortant de la Petite Rade, alors que le courant de surface entre lentement dans le bassin (*i.e.* 28 juin ; 11, 20 et 26 juillet ; 4 août). Inversement, les courants de surface sont plus faibles lorsque le Vent d'Est souffle (*i.e.* 13-15 et 21-24 juillet) et dépassent rarement $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. L'eau

entre dans la Petite Rade avec une direction comprise entre 240° - 270° au sommet de la colonne d'eau et en ressort au fond avec des intensités atteignant les $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. L'inversion de direction surface-fond se remarque alors à une profondeur d'environ 15 m. Ces conditions semblent typiques de la saison estivale, alors que l'eau en surface est réchauffée et qu'une thermocline peut être observée sur la colonne d'eau.

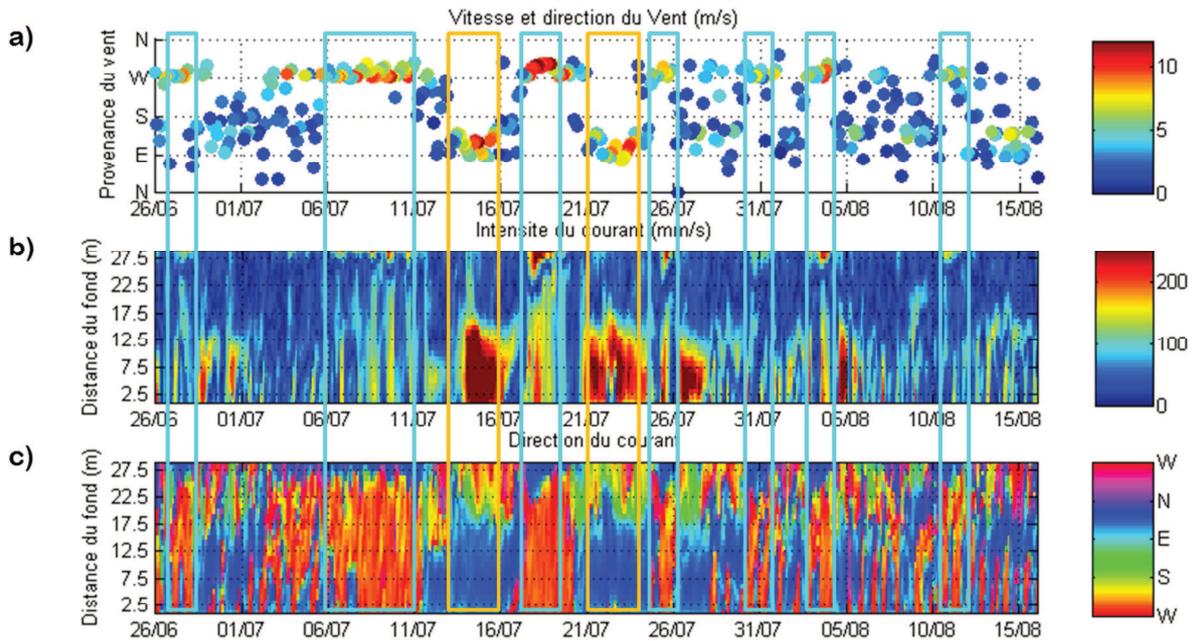


Figure II- 16 : Evolution temporelle des intensités ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et directions du vent (a), de l'intensité du courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) (b) et de la direction du courant (c) pour l'été 2009 dans le chenal de navigation. Les épisodes de vent fort ($>5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont mis en évidence par des boîtes (bleues pour le Mistral, orangées pour le Vent d'Est).

Bien que les évènements de forts vents affectent la colonne d'eau de la même manière en hiver, aucune profondeur d'inversion n'apparaît clairement. La représentation de l'évolution temporelle des courants de la Figure II- 17 montre des courants plus faibles que ceux enregistrés l'été. Les forts coups de Mistral hivernaux entraînent les premiers mètres de la couche d'eau vers le Nord/Nord-Est à des vitesses atteignant $25 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (*i.e.* les 6, 11, 20-21, 24 et 26 février). Les courants sur le reste de la colonne d'eau sont alors dirigés vers le Sud-Ouest et s'écoulent à rarement plus de $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Les forts épisodes de Vent d'Est (*i.e.* les 4-5, 9, 16-19 et 28 février) engendrent des courants sortants de la Petite Rade, plus intenses au fond. En sa position 2, l'ADCP du chenal n'enregistre cependant pas de courant entrant vers le Sud-Ouest en surface, contrairement à ce qui était observé sur la période estivale.

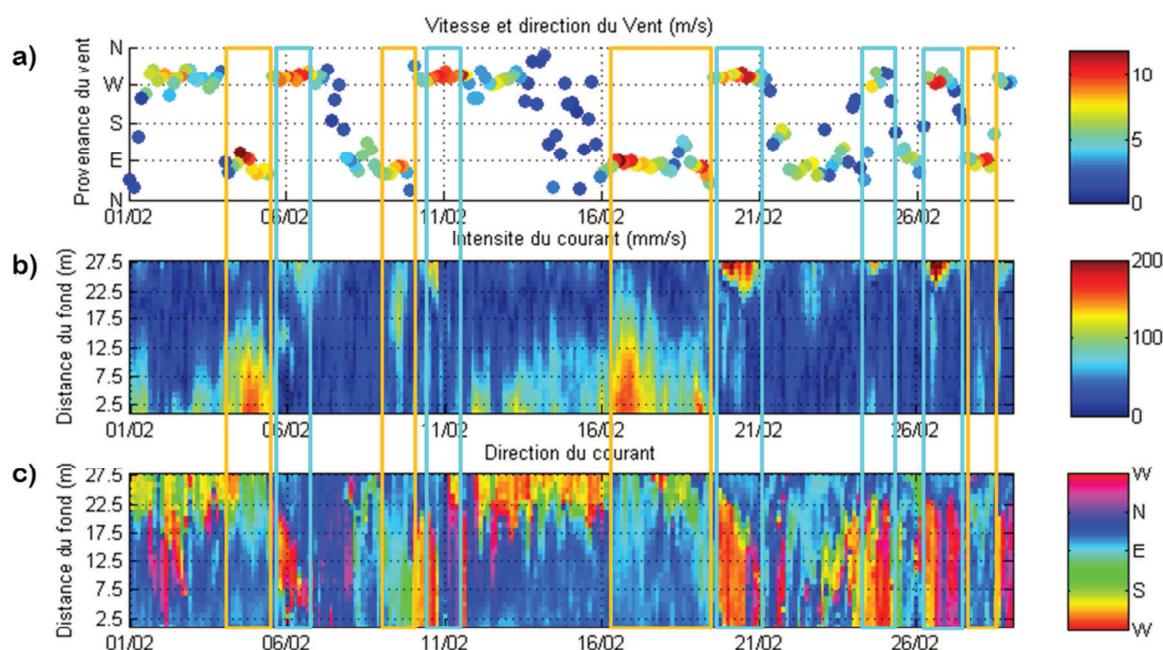


Figure II- 17 : Evolution temporelle des intensités ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et directions du vent (a), de l'intensité du courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) (b) et de la direction du courant (c) en février 2010 dans le chenal de navigation. Les épisodes de vent fort ($>5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont mis en évidence par des boîtes (bleues pour le Mistral, orangées pour le Vent d'Est).

Les courants enregistrés dans le chenal de navigation présentent donc deux directions préférentielles. Plus intenses en surface et au fond qu'au centre de la colonne d'eau, les courants semblent plus rapides l'été que l'hiver. Toutefois, la position hivernale de l'ADCP (position 2) peut influencer cette diminution. L'eau s'écoule entre les deux Rades en suivant la bathymétrie du chenal et forme une veine de courant qui contourne la digue par le Sud. En profondeur, le rétrécissement du chenal semble augmenter la vitesse du courant, dont l'intensification est également due aux événements de forts vents. L'inversion surface/fond et la dépendance des intensités et directions de courant sont également présentes pour les enregistrements des courantomètres de la frontière Sud, comme le montre l'analyse de la section suivante.

II-2.3 Hydrodynamique à la frontière Sud de la Grande Rade

Les mesures des courantomètres positionnés en frontière Sud de la Grande Rade permettent d'étudier la variabilité saisonnière ainsi que les différences sur la colonne d'eau des directions et intensités de courants pour les deux sites concernés. La Figure II- 18 illustre les profils verticaux des intensités moyennes enregistrées au Cap Cépet (en rouge) et Cap Carqueiranne (en violet)

en été (trait continu) et en hiver (trait pointillé). Pour les deux sites étudiés, les intensités moyennes de courants sont plus fortes en été, avec des écarts saisonniers plus importants en surface. La moyenne des intensités mesurées en surface l'été est de $110 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ au Cap Carqueiranne et de $95 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ au Cap Cépet ($\pm 3 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$). En hiver, elles sont respectivement de $85 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ et $65 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$. Au fond, les intensités moyennes estivales sont de $60 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ et de $75 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour le Cap Carqueiranne et le Cap Cépet, et de $50 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ et $65 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ l'hiver. Été comme hiver, les courants moyens observés sont plus intenses au Cap Carqueiranne, à l'exception de la dizaine de mètres près du fond, où les courants du Cap Cépet sont plus rapides. Globalement, l'intensité du courant à Carqueiranne décroît avec la profondeur, alors qu'au Cap Cépet, une accélération des courants est marquée au fond pour les deux saisons. Pour ce site, le milieu de la colonne d'eau (entre 10 et 20 mètres) présente une valeur d'intensité moyenne plus faible. Le profil vertical d'intensités moyennes du Cap Cépet présente la même forme en « C » que ceux enregistrés aux deux positions dans le chenal de navigation.

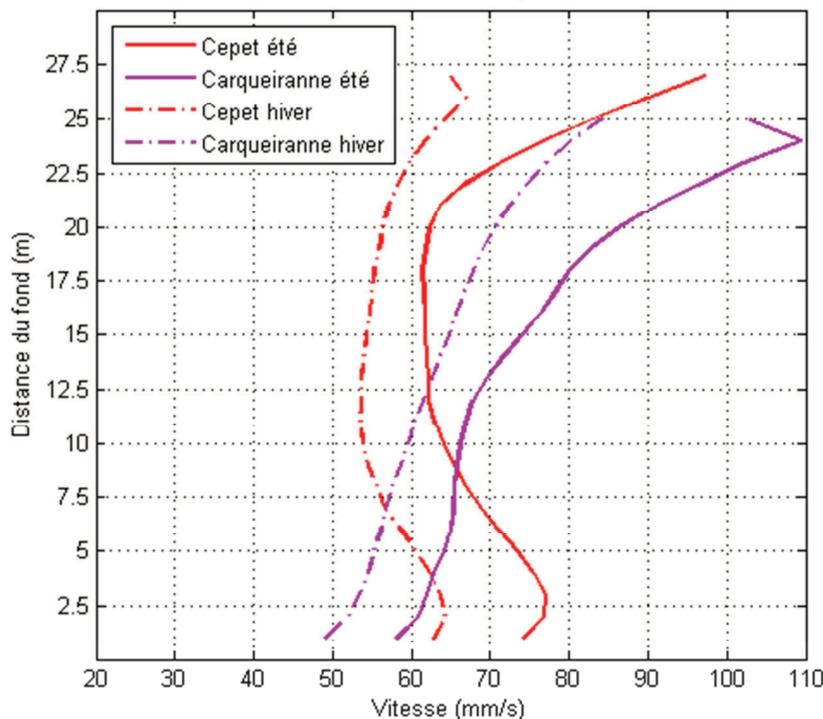


Figure II- 18 : Profil vertical des intensités moyennes ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) au Cap Cépet (rouge) et Cap Carqueiranne (violet) en été (trait continu) et hiver (trait pointillé).

La Figure II- 19 représente les roses de courant à un mètre sous la surface (a, c) et à 2 mètres au-dessus du fond (b, d) des mesures estivales (a, b) et hivernales (c, d). Les roses de courants montrent également des intensités plus fortes en été (Figure II- 19 a,b). Comme mentionné plus

haut, la bidirectionnalité des courants est d'autant plus marquée que leur intensité est forte. La variabilité des directions de courant diminue donc avec l'augmentation de leurs intensités. Les roses de courants hivernales (Figure II- 19 c,d) révèlent deux directions préférentielles au Cap Cépet, différentes entre surface (Nord-Ouest) et fond (Sud-Est). Au Cap Carqueiranne, cette inversion ne semble pas être mise en évidence ici.

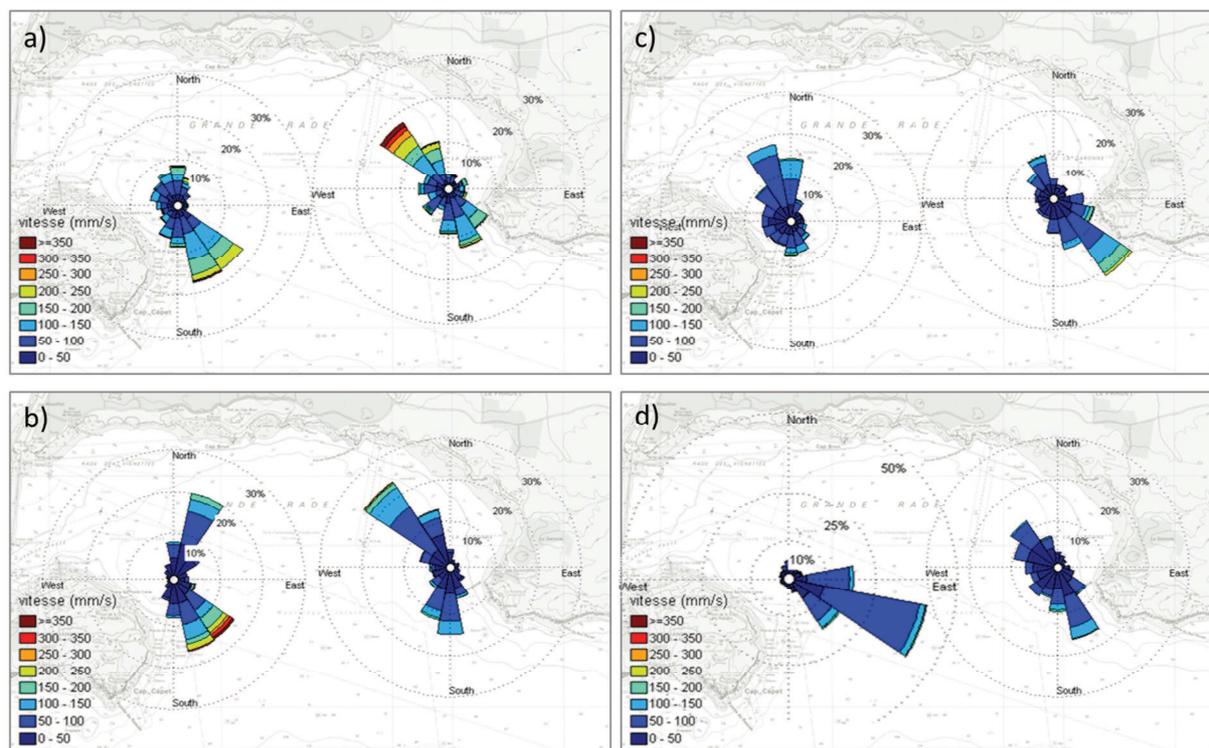


Figure II- 19 : Roses de courant enregistrées entre juin et septembre 2011 (a,b) et entre janvier et avril 2012 (c,d), à un mètre sous la surface (a,c) et à deux mètres au-dessus du fond (b,d).

Les données de courants permettent d'établir certains paramètres statistiques généraux décrivant les courants. Le Tableau II- 3 regroupe les vitesses moyennes du courant et leur écart type pour les deux sites aux deux saisons ainsi que les directions dominantes en surface et au fond. Très variables, les vitesses, ici moyennées sur la colonne d'eau et la durée, montrent tout de même des intensités plus importantes en été pour les deux sites.

Tableau II- 3 : Paramètres statistiques des mesures de courant.

Paramètres	Cap Cépet		Cap de Carqueiranne	
	Été 2011	Hiver 2012	Été 2011	Hiver 2012
Intensité moyenne du courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$)	73	60	78	65
Écart type de l'intensité ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$)	53	42	56	45
Direction dominante en surface	SE	NO	NO / SE	SE (NO)
Direction dominante au fond	SE / NNE	ESE	NO / S	SE (NO)

Cependant, comme mentionné plus haut, les intensités de courants sont fortement variables et dépendent des conditions météorologiques, autant en surface qu'au fond. La Figure II- 20 montre l'évolution temporelle des intensités (b,d) et des directions de courant (c,e) au Cap Cépet (b,c) et au Cap Carqueiranne (d,e) en fonction de la force et direction du vent (a) pour l'été 2011. Les courants de surface les plus forts sont enregistrés par périodes de fort Mistral (*i.e.* 24, 30 juin ; 1^{er}, 14-24 et 28 juillet ; 8-9 et 15 août) et se dirigent alors vers le Sud-Est pour les deux positions. A environ cinq mètres sous la surface, la direction du courant s'inverse et se dirige vers le Nord-Ouest. Tout comme dans le chenal de navigation, des courants de forte intensité sont enregistrés au fond au Cap Cépet lorsque le vent d'Ouest cesse de souffler (*i.e.* 25 juin ; 2, 25 et 29 juillet ; 10, 16 août). Ces courants de fond sont dirigés vers le Sud-Est, alors qu'en surface l'eau s'écoule vers l'Ouest/Nord-Ouest. Ce phénomène de renverse pendant lequel les directions du courant s'inversent témoigne d'un retour de la masse d'eau après l'arrêt du forçage éolien. Sur la période estivale, les courants sont globalement dirigés vers le Nord-Ouest à Carqueiranne et sortent de la Grande Rade vers le Sud-Est au Cap Cépet, signature d'une circulation cyclonique à l'échelle du bassin.

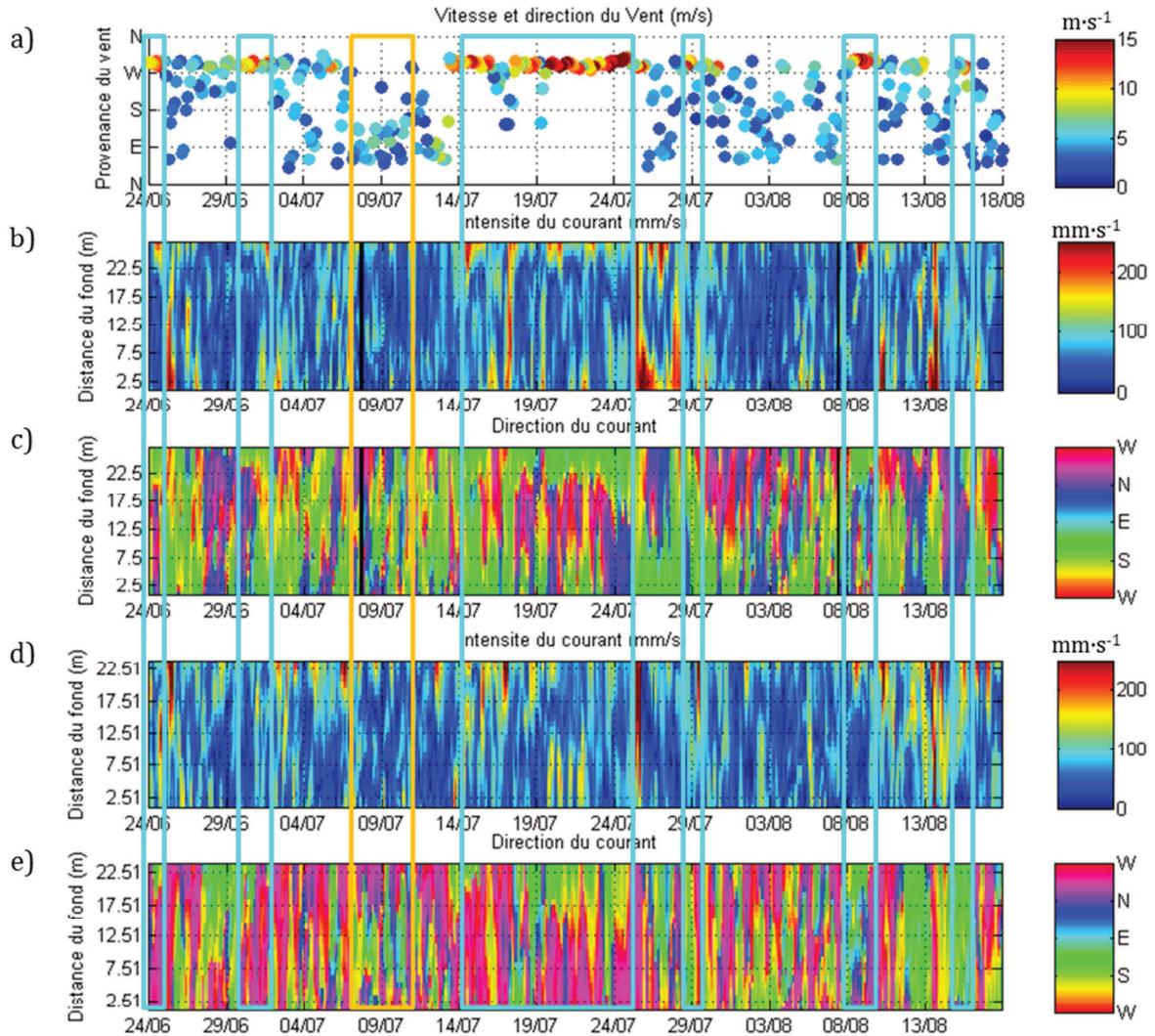


Figure II- 20 : Evolution temporelle de l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et de la direction du vent (a) ; de l'intensité ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) du courant au Cap Cépet (b) ; de la direction du courant au Cap Cépet (c) ; de l'intensité ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) du courant au Cap Carqueiranne (d) et de la direction du courant au Cap Carqueiranne (e). Les épisodes de vent fort ($>5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont mis en évidence par des boites (bleues pour le Mistral, orange pour le Vent d'Est).

La situation hivernale révèle également des différences entre les deux points étudiés. Au Cap Cépet, une inversion entre surface et fond est très marquée et les profils d'intensité et de direction le montrent clairement (Figure II- 21 b et c). Cependant, cette inversion est totalement absente à Carqueiranne pour la même période. Toute la colonne d'eau est en cet endroit dirigée dans une même direction (Figure II- 21 d et e), et les renverses s'effectuent en fonction de conditions climatiques (Figure II- 21 a). Les périodes de fort Mistral (*i.e.* 20-22, 24 janvier ; 9, 15, 19, 29 février) engendrent des courants principalement dirigés vers le Sud-Est. Les coups de

Vent d'Est (*i.e.* 2 et 25 février) entraînent toute la colonne d'eau du Cap Carqueiranne vers le Nord – Nord-Ouest, et atténuent le cisaillement du Cap Cépet. En ce point, la couche de fond se dirige vers le Sud-Est et entraîne la couche de surface. L'inversion surface-fond est dans ces cas moins profonde et disparaît même le 26 février.

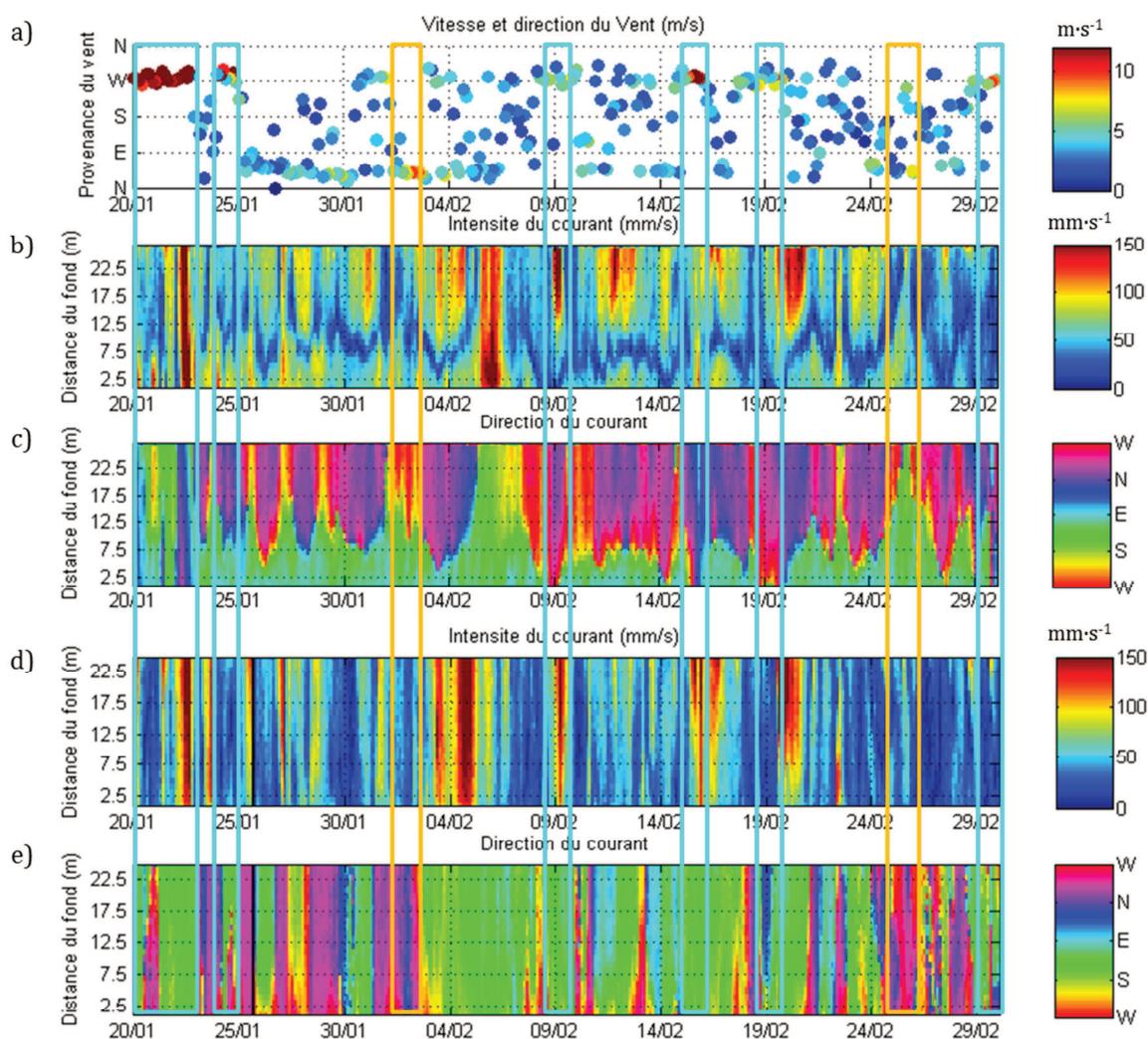


Figure II- 21 : Evolution temporelle de l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et de la direction du vent (a) ; de l'intensité de courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) au Cap Cépet (b) ; de la direction de courant au Cap Cépet (c) ; de l'intensité de courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) au Cap Carqueiranne (d) et de la direction de courant au Cap Carqueiranne (e). Les épisodes de vent fort ($>5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont mis en évidence par des boites (bleues pour le Mistral, orange pour le Vent d'Est).

Ainsi, une inversion surface-fond est observée au Cap Cépet, alors qu'elle est absente au Cap Carqueiranne. En cet endroit, la colonne d'eau est dirigée dans la même direction et les

renverses se font temporellement. Les directions de courants sont toutefois très liées aux conditions éoliennes. Dans la section suivante, nous nous intéresserons à l'impact du vent sur la circulation.

II-2.4 Impact du vent sur la circulation

Tel que montré par les enregistrements ADCP présentés dans les sections précédentes, les directions et intensités de courants sont fortement dépendantes des conditions météorologiques. L'étude de la corrélation entre les intensités de courant à un mètre sous la surface et l'intensité des vents forts montre une dépendance très variable en fonction de la localisation et de la saison. Au Cap Cépet, la corrélation est significative ($R=0,56$ en été, $R=0,40$ en hiver), alors qu'elle est faible au Cap de Carqueiranne ($R=0,21$ en été, $R=0,25$ en hiver) (respectivement en rouge et violet sur la Figure II- 22 a et b). Dans le chenal de navigation, l'intensité des courants de surface semble mieux corrélée aux forts vents l'été ($R=0,44$) que l'hiver ($R=0,15$) (en bleu sur la Figure II- 22 a et b).

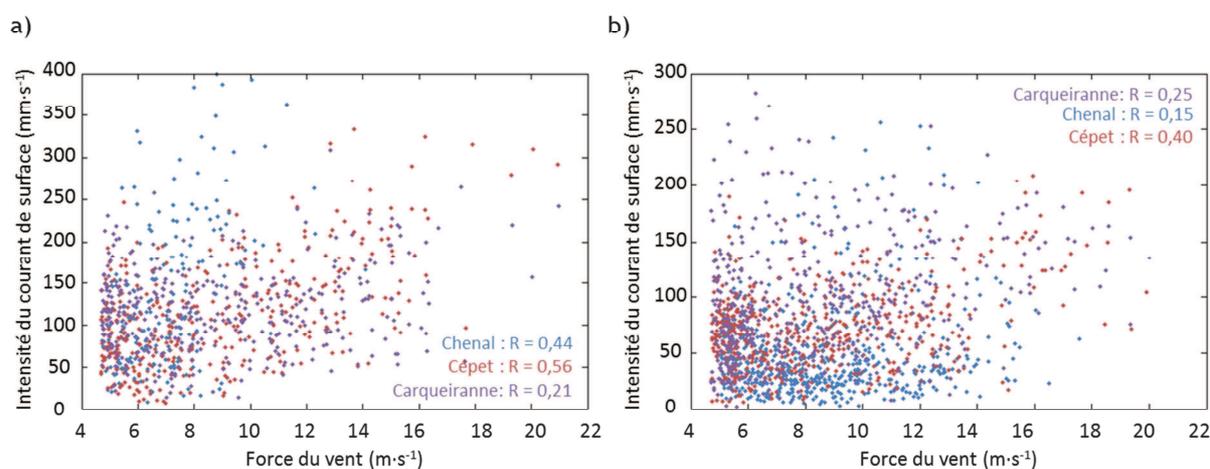


Figure II- 22 : Corrélation entre l'intensité du courant de surface ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) et la force du vent ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) dans le Chenal (bleu), au Cap Cépet (rouge) et au Cap de Carqueiranne (violet) a) pour l'été et b) en hiver.

Sur l'ensemble de la colonne d'eau, la corrélation est généralement faible. Il est pourtant reconnu que les vents affectent non seulement la couche de surface, mais l'ensemble de la colonne d'eau (Schaeffer 2011). L'analyse de l'évolution temporelle du courant enregistré par les courantomètres proposée plus haut montre d'ailleurs l'impact éolien sur les directions de courants et leur intensité en profondeur. A titre d'exemple, la Figure II- 23 illustre l'inversion de

la direction du courant sur toute la colonne d'eau au Cap Carqueiranne en relation avec l'intensité et la direction du vent suite à une bascule de Mistral fort à un Vent d'Est, suivi d'un retour du Mistral. Alors que le Mistral est fort, la colonne d'eau au Cap Carqueiranne est dirigée vers le Sud et de fortes intensités de courant apparaissent en surface. La direction du courant change et se dirige vers le Sud-Ouest lorsque l'intensité du vent faiblit et bascule Nord-Ouest quand le temps calme revient. Cette renverse est aussi caractérisée par une intensification des courants, provoquée par le courant de décharge. Le Vent d'Est modéré engendre des courants de surface rapides, supérieurs à $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ jusqu'à 10 m de profondeur, qui se dirigent vers le Nord-Ouest. Le retour du Mistral, d'abord modéré puis plus intense, provoque un changement de direction pour toute la colonne d'eau, qui s'écoule vers le Sud-Est environ cinq heures plus tard.

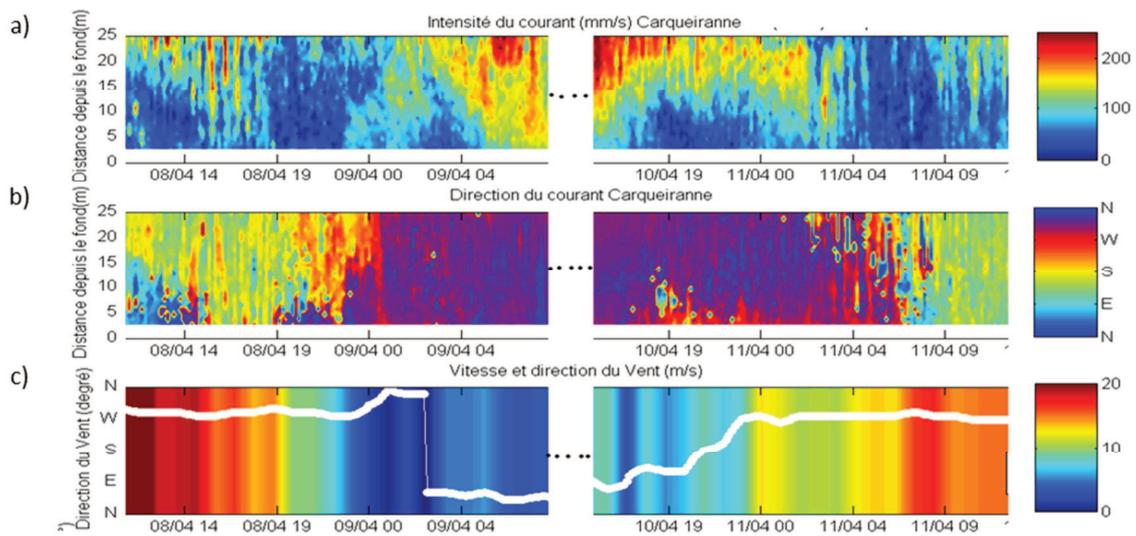


Figure II- 23 : Exemple d'inversion du courant au Cap Carqueiranne en fonction du vent entre le 8 et 11 avril 2012 : a) intensité du courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) b) direction du courant et c) vitesse ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et direction du vent.

La faible corrélation entre les intensités de vent et de courant, non significative d'un point de vue statistique, peut s'expliquer par le décalage de la réponse du courant. En effet, malgré la faible inertie des courants (Charland 2011), un temps de réponse même court peut être suffisant pour masquer la relation entre vent et courant. Ainsi, l'intensité et la direction du courant sont fortement dépendantes du vent pour l'ensemble de la Rade et sur toute la colonne d'eau. La prochaine section de cette étude vise à montrer la capacité du modèle à bien reproduire les courants de la Rade de Toulon.

II-2.5 Comparaisons modèle-mesures

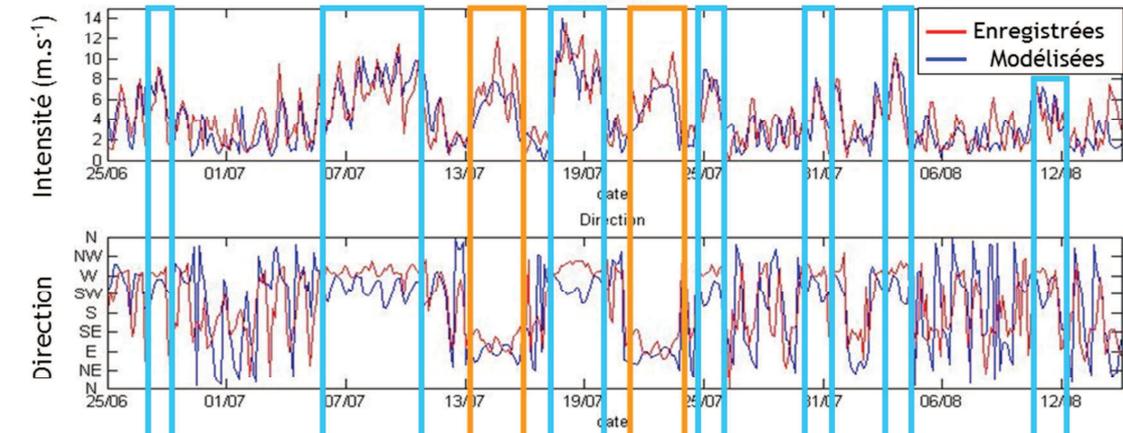
II-2.5.1 Les courants enregistrés et modélisés

Les données de courants enregistrées pour les ADCP en différents points de la Rade sont comparées aux résultats du modèle. Dans le chenal de navigation, les directions sont globalement bien représentées, mais les intensités des courants sont sous-estimées. La Figure II-24 montre l'évolution temporelle des intensités et directions de vent (a) enregistrées par MétéoFrance (rouge) et modélisées par MM5 (bleu) ainsi que les données de courants (b) sur la colonne d'eau de l'ADCP (rouge) et des simulations MARS3D (bleu). Si les courants de surface semblent bien représentés, tant en direction qu'en intensité, les courants de fond sont pour leur part largement sous-estimés, surtout lors de forts coups de Vent d'Est.

La Figure II- 25 représente les différences d'intensité entre les courants mesurés et simulés pour l'été 2009 dans le chenal de navigation. Cet écart atteint $15 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ près de la surface et est d'autant plus important lors d'épisodes de Mistral. Au fond, une différence de près de $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ est atteinte par Vent d'Est ou après un épisode de Mistral, soit le même ordre de grandeur que les vitesses mesurées.

Ces écarts peuvent s'expliquer d'une part par la forme du chenal, et d'autre part, par le biais des données météorologiques utilisées en forçage et les conditions réelles. Premièrement, les données bathymétriques utilisées lors des simulations peuvent introduire une erreur à proximité du fond. En effet, puisque la résolution horizontale des mailles du modèle induit une erreur due à l'approximation de la bathymétrie réelle, l'intensification du courant due au rétrécissement du chenal peut être sous-estimée. Deuxièmement, les écarts les plus importants entre les données modélisées et mesurées semblent apparaître lorsque MM5 diffère des données MétéoFrance. Lors d'une sous-estimation des intensités de vent par le modèle atmosphérique (par exemple à la mi-juillet, Figure II- 24a), les courants simulés sont plus faibles. MARS-3D minimise aussi les inversions de courants après les forts coups de Mistral (30 juin ; 21 et 27 juillet ; 5 août).

a) Vent



b) Courant

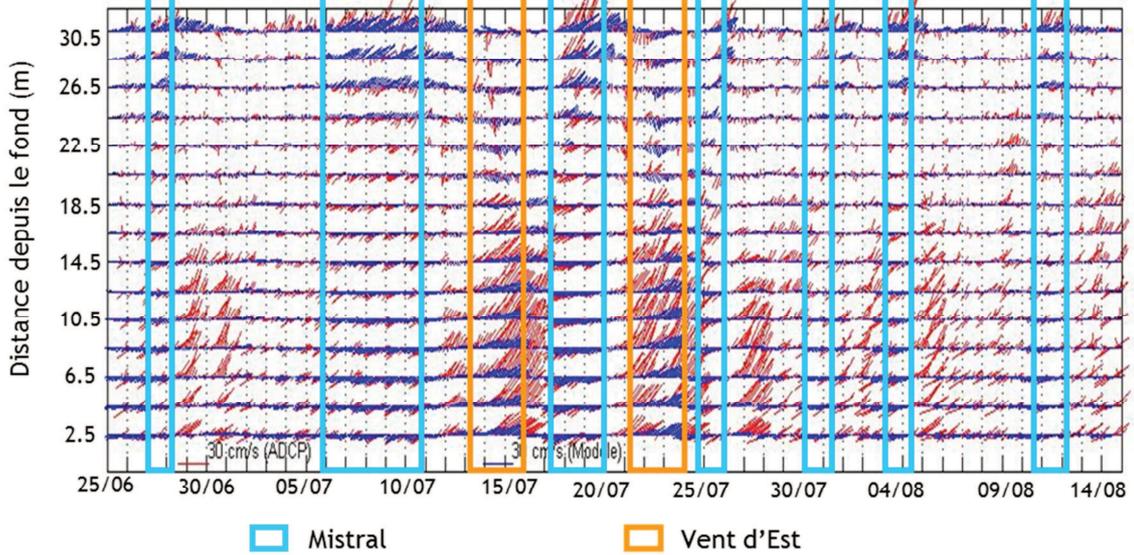


Figure II- 24 : Comparaison modèle/mesures a) des données de vent enregistrées par MétéoFrance (rouge) et simulées par MM5 (bleu) et b) des données de courants enregistrées par l'ADCP (rouge) et modélisées avec MARS3D (bleu) pour l'été 2009. Les boîtes mettent en évidence les épisodes de Mistral (bleu) et Vent d'Est (orange) forts ($>5 \text{ ms}^{-1}$).

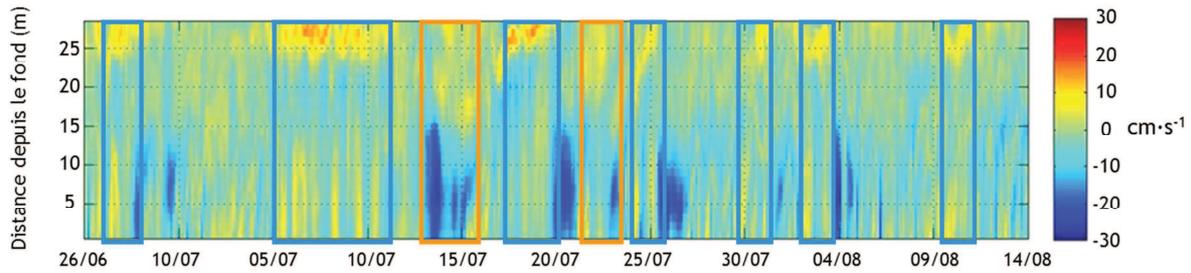


Figure II- 25 : Ecart ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) entre intensités de courant mesurées et simulées pour l'été 2009.

De la même manière, nous représentons les intensités et directions de courant enregistrées (rouge) et modélisées (bleu) pour le Cap Carqueiranne, en mai 2012 (Figure II- 26). Pour cet exemple, des écarts importants surviennent en période de temps calme, après un coup de Mistral fort (4 au 6 et 14 mai). Avec l'arrêt du forçage du vent, l'eau de surface n'est plus chassée hors du bassin vers le Sud et revient dans la Rade *via* un courant de décharge. Les courants de surface enregistrés montrent qu'après les coups de Mistral, l'eau entre dans la Rade vers le Nord-Ouest avec des intensités supérieures à $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (5, 8, 14, 17, 24 mai). Cette renverse est bien représentée en direction, mais les intensités de courants sont sous-estimées. Ces courants modélisés plus faibles peuvent être dus aux intensités de vent issues de MM5, plus faibles que celles enregistrées à la station Météo-France. En effet, les épisodes de vent forts enregistrés sont plus intenses que ceux modélisés (Figure II- 26a). Le phénomène de renverse de courant enregistré est donc plus intense à l'arrêt du vent que celui représenté par MARS-3D. Par vents forts, les directions de courants semblent bien représentées par le modèle, malgré une sous-estimation des intensités.

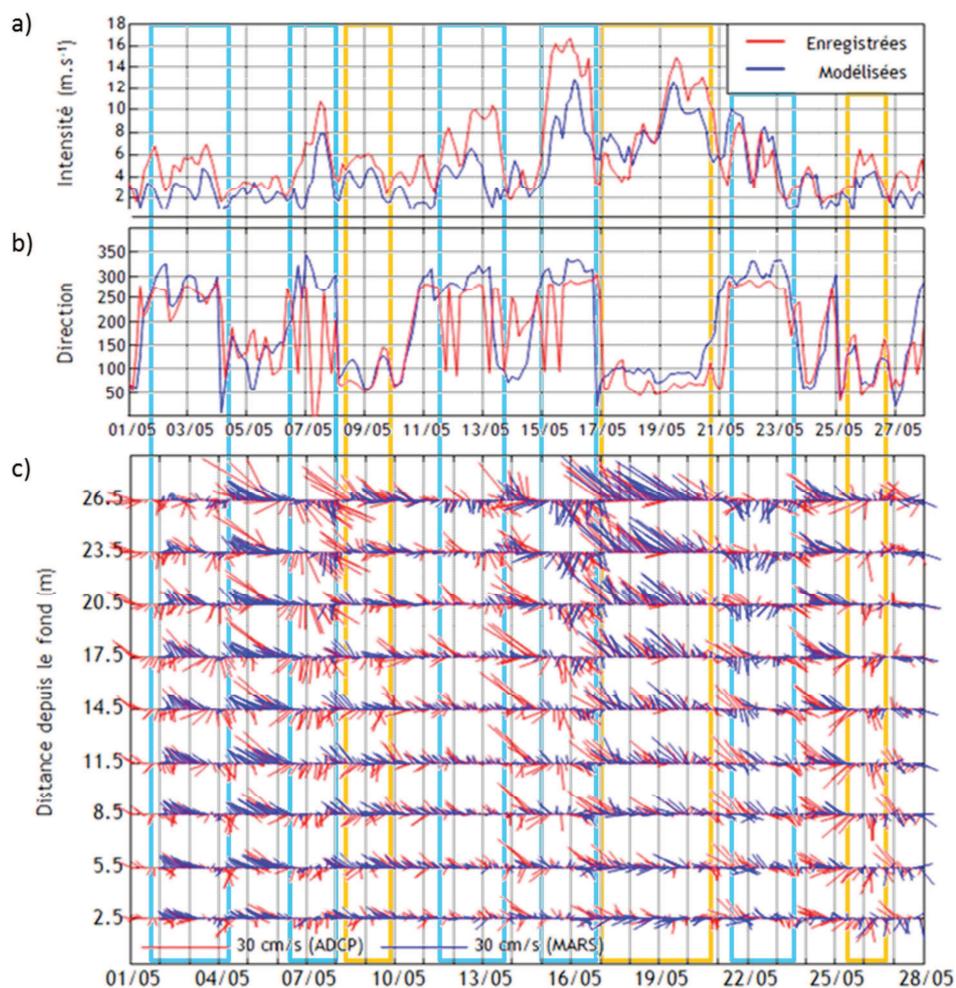


Figure II- 26 : Comparaison modèle/mesures des intensités (a) et directions (b) du vent, modélisées par MM5 (bleu) et enregistrées par Météo-France (rouge) et des courants (c) enregistrés par l'ADCP (rouge) et modélisés par MARS3D (bleu) en mai 2012 au Cap Carqueiranne. Les boîtes mettent en évidence les épisodes de Mistral (bleu) et Vent d'Est (orange) forts ($>5m \cdot s^{-1}$).

II-2.5.2 L'hydrologie enregistrée et modélisée

Les conditions météorologiques impactent également des paramètres hydrologiques, tels que la température et le niveau de la mer. En effet, les températures de la Rade sont fortement influencées par les forçages éoliens. Le Mistral entraine l'eau de surface hors du bassin, ce qui provoque une remontée des eaux de fond plus froides *via* un phénomène d'*upwelling*. Inversement, le Vent d'Est pousse l'eau de surface de la mer ouverte dans la Rade. L'évolution temporelle de la température modélisée sur la colonne d'eau à la position 1 de l'ADCP du chenal est présenté en Figure II- 27a. Les boîtes bleues et orange mettent en évidence les épisodes de

Mistral et Vent d'Est respectivement ; on constate alors des refroidissements post Mistral par le fond et des arrivées d'eau plus chaude en surface par Vent d'Est. La Figure II- 27b montre l'évolution temporelle de la température enregistrée par l'ADCP (rouge) et modélisée avec les forçages atmosphériques MM5 (bleu) à 2 m au-dessus du fond. Les tendances de réchauffement et refroidissement sont bien représentées pour les deux forçages utilisés, malgré une surestimation des températures simulées. Pour toutes les positions d'instrumentation et les périodes étudiées, ces tendances générales sont représentées. Les écarts les plus marqués entre les résultats modélisés et les mesures surviennent lorsque les forçages atmosphériques simulés diffèrent des conditions météorologiques enregistrées, comme le montrent les températures de la Figure II- 28. Les températures modélisées représentent bien les tendances de diminution lors d'évènements de forts Mistral, mais les chutes des 7, 13 et 15-16 mai 2012 sont sous-estimées alors que le forçage MM5 sous-estime également les intensités de vent. L'évènement de Vent d'Est du 17 au 21 mai 2012 simulé par MM5 diverge légèrement en direction par rapport aux enregistrements, ce qui pourrait également justifier la surestimation des températures modélisées par MARS3D. Notons aussi qu'à la frontière Sud du domaine, les masses d'eau sont très influencées par les conditions aux frontières fournies par le modèle de plus grande emprise MENOR. Les écarts pourraient aussi s'expliquer par un éventuel biais introduit par ce forçage océanique. Si la circulation générale en Méditerranée Occidentale est bien représentée, les méandres et la variabilité du Courant Nord peuvent engendrer des différences.

Les élévations de niveau de surface sont aussi comparées afin d'étudier les tendances générales. Bien que les jeux de données proviennent de localisations différentes dans le bassin et que la marée ne soit pas prise en compte dans le modèle, les valeurs enregistrées et modélisées sont mises en relation. Les mesures de niveau d'eau issues du marégraphe de la Marine placé en fond de baie (carré noir sur la Figure II- 7) et du capteur de pression de l'ADCP du chenal de navigation (corrigées de la pression atmosphérique) sont représentées respectivement en noir et rouge sur la Figure II- 29. La hauteur d'eau simulée dans la maille correspondante à la position 1 de l'ADCP du chenal est également illustrée (bleu). Les deux jeux de données *in situ* montrent l'oscillation de la marée. Lors des épisodes de Mistral, le niveau d'eau diminue d'une dizaine de centimètres et cette diminution est d'autant plus rapide que l'intensité du vent est forte (*i.e.* 16 juillet). Ces variations peuvent être attribuées à l'effet combiné du vent et des conditions barométriques. Le Mistral, associé à de hautes pressions atmosphériques, chasse l'eau de surface hors de la Petite Rade ce qui engendre une diminution du niveau d'eau dans le bassin. A l'inverse, le Vent d'Est entraîne l'eau de surface dans la Rade, provoquant une élévation du niveau d'eau, comme lors des épisodes des 14 et 22 juillet. En fond de baie, les variations sont plus marquées. Les niveaux d'eau enregistrés par le marégraphe de la Marine par Mistral sont inférieurs à ceux enregistrés par l'ADCP. Par temps calme et par Vent d'Est, les deux mesures

sont similaires. Cependant, il est à noter que cette simple analyse ne peut donner une explication quantitative du niveau d'eau dans le Rade puisqu'il résulte d'une variation de champ de pression à l'échelle du bassin méditerranéen occidental.

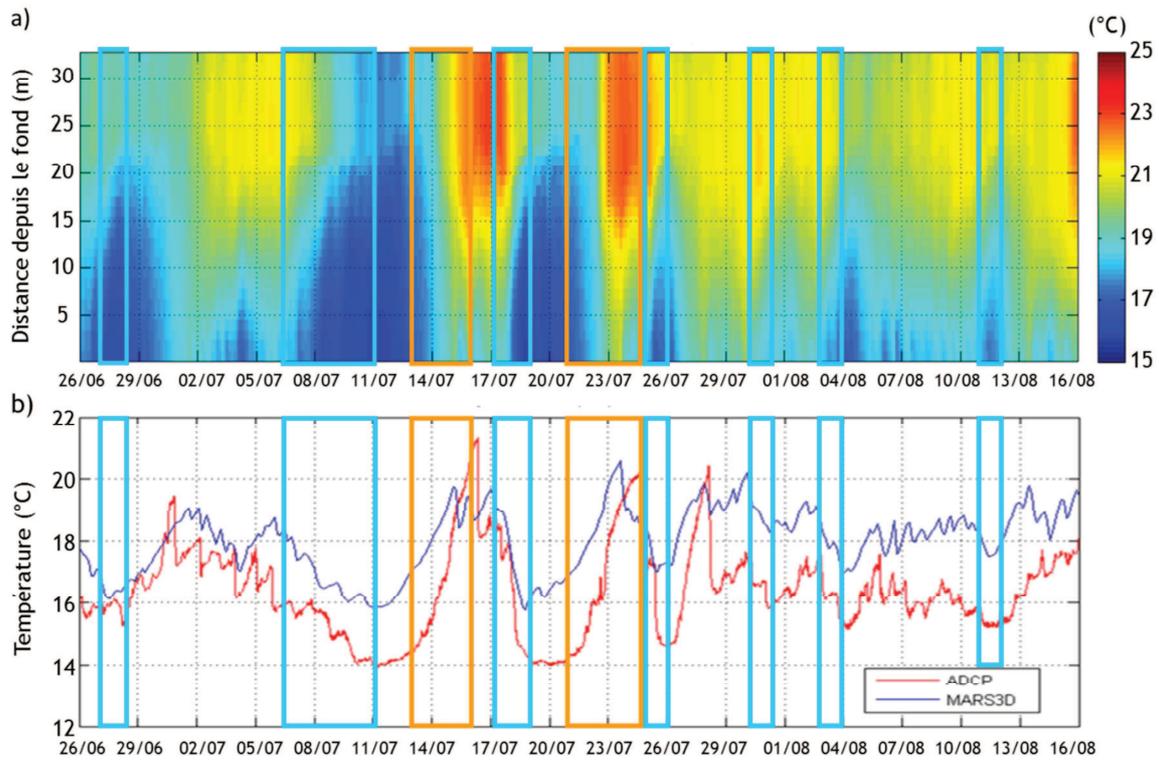


Figure II- 27 : Evolution temporelle de la température (°C) a) modélisée sur la colonne d'eau à la position 1 de l'ADCP du chenal et b) modélisée par MARS3D (bleu) et mesurée par l'ADCP (rouge) à 2 m au dessus du fond.

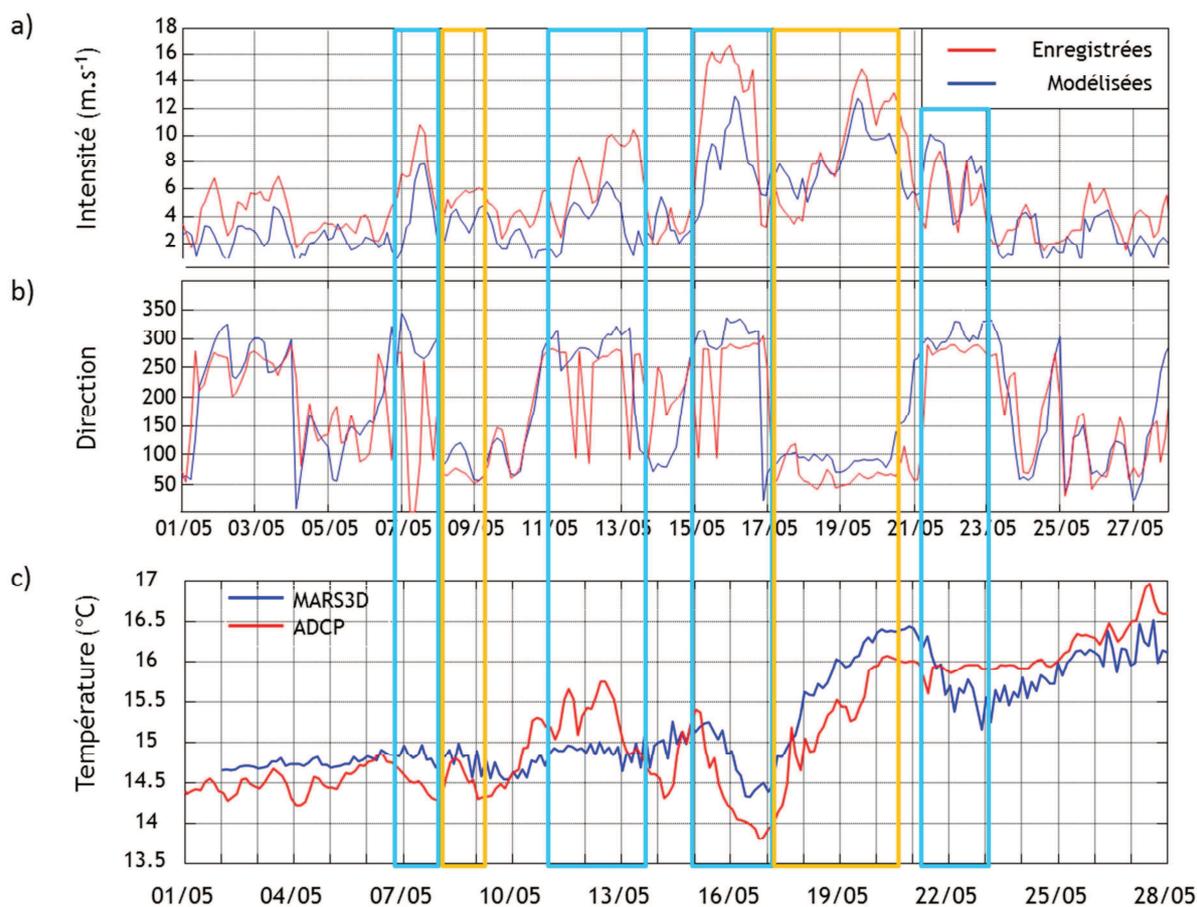


Figure II- 28 : Evolution temporelle des intensités (a) et directions (b) du vent modélisées par MM5 (bleu) et enregistrées par Météo-France (rouge) et de la température (c) enregistrée par l'ADCP (rouge) et simulée par MARS3D (bleu) à 2 m au-dessus du fond en mai 2012 au Cap Carqueiranne.

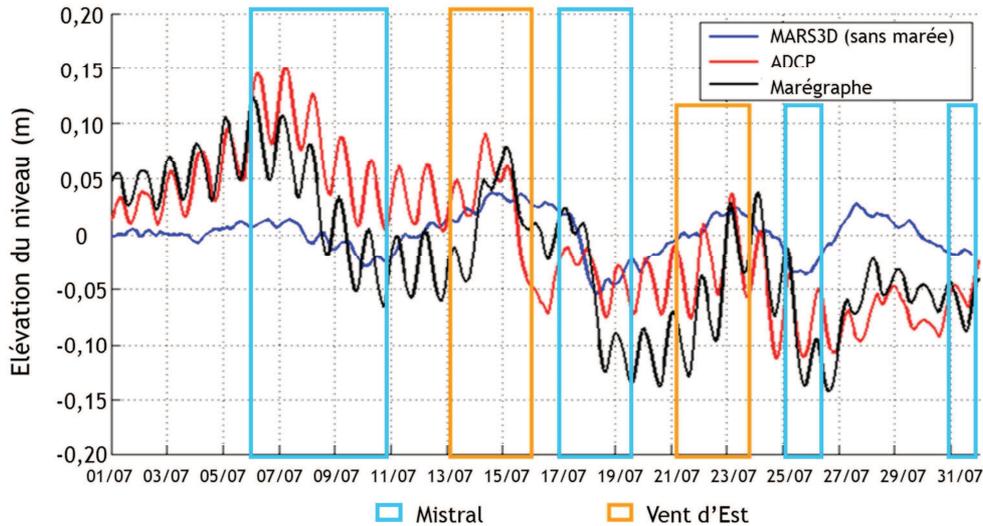


Figure II- 29 : Elévation du niveau de mer (m) enregistrée par l'ADCP du chenal de navigation en position 1 (rouge) et par le marégraphe (noir) et modélisé par MARS3D (bleu). Les épisodes de vent forts ($>5 \text{ ms}^{-1}$) sont mis en évidence par les boîtes bleues (Mistral) et orange (Vent d'Est).

II-2.5.3 Amélioration des simulations avec un forçage atmosphérique réel

Tel que montré ci-dessus (*cf.* section II-2.5.1), d'importantes différences entre les courants modélisés et enregistrés peuvent être mis en évidence lorsque les forçages atmosphériques issus du modèle MM5 s'écartent des mesures *in situ* de Météo-France. Nous comparons ici les champs de vents enregistrés à la station météorologique aux champs simulés. Pour l'été 2009, les principales différences entre les séries de données sont l'intensité du Vent d'Est et la direction du Mistral. Comme le montrent les roses des vents de la Figure II- 30, les données *in situ* révèlent que le Mistral a soufflé 30% du temps et le Vent d'Est moins de 10% du temps. Le modèle MM5 simule quant à lui un vent d'Ouest 25% du temps et environ 15% de vent du Nord-Ouest. De plus, le vent du Sud-Est enregistré était plus fort (jusqu'à $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) et plus fréquent (25% du temps) que les vents modélisés. Le modèle MM5 sous-estime l'intensité du Mistral d'environ $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et celle du Vent d'Est d'environ $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les événements de vents forts, tel qu'indiqué dans le Tableau II- 4.

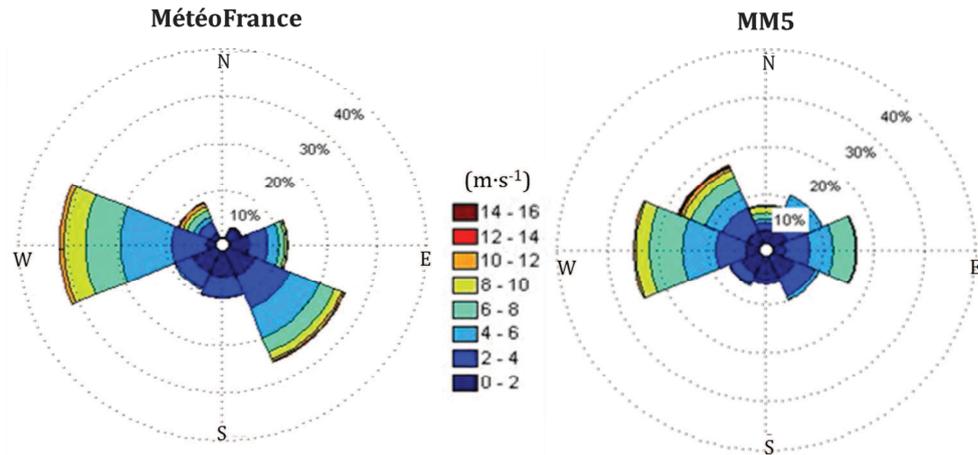


Figure II- 30 : Roses des vents enregistrés à la Station MétéoFrance (gauche) et modélisés par MM5 (droite) pour l'été 2009.

Tableau II- 4 : Intensité moyenne enregistrée et modélisée des vents forts, où σ représente l'écart type.

Evènements de vents forts ($>5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)	MétéoFrance ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	MM5 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
Mistral	7.4 ($\sigma = 1.8$)	5.3 ($\sigma = 3.2$)
Vent d'Est	7.1 ($\sigma = 1.7$)	4.2 ($\sigma = 2.3$)

Afin d'estimer la distorsion des résultats hydrodynamiques due au forçage atmosphérique, nous utilisons les vents enregistrés comme données d'entrée du modèle hydrodynamique. Les composantes du vent sont alors homogènes sur l'étendue du domaine numérique. Comme le montre la Figure II- 31, les intensités de courant de cette seconde simulation sont plus près de celles enregistrées par l'ADCP du chenal de navigation.

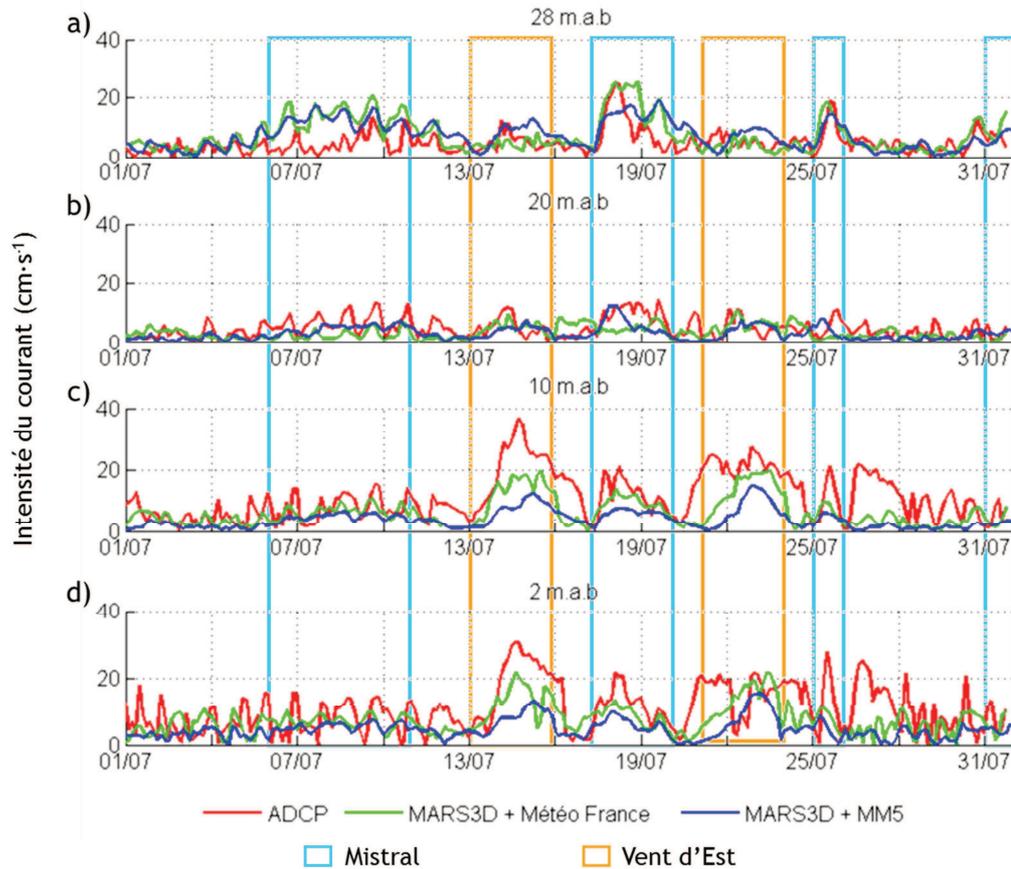


Figure II- 31 : Intensités de courant ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) enregistrées par l'ADCP du chenal en position 1 (rouge) et modélisées avec les forçages atmosphériques simulés par MM5 (bleu) et enregistrés par MétéoFrance (vert) à la surface (a), à 20 m au-dessus du fond (b), à 10 m au-dessus du fond (c) et à 2 m au-dessus du fond (d). Les épisodes de Mistral (bleus) et Vent d'Est (orange) forts sont mis en évidence par les boîtes colorées.

La prise en compte du vent mesuré pour les simulations permet de mieux reproduire les courants mesurés par l'ADCP, en particulier au fond, bien que les intensités soient toujours sous-estimées (Figure II- 31d). En surface, les intensités des courants sont par contre surestimées, notamment lors des épisodes de Mistral (Figure II- 31a). Nous nous proposons également d'étudier l'impact du coefficient de frottement du vent, paramétrable dans le modèle hydrodynamique. Nous comparons ainsi des simulations obtenues pour une même période, en utilisant trois formulations d'expression du coefficient de frottement du vent, avec les données enregistrées par le courantomètre du chenal. L'erreur quadratique moyenne (RMSE) est calculée entre les séries de données modélisées et enregistrées, et représentée dans la Figure II- 32 selon la profondeur. La RMSE est plus faible près de la surface et légèrement plus grande en profondeur. Le profil des erreurs quadratiques moyennes s'apparente au profil des intensités moyennes de la période (Figure II- 15) ; les erreurs les plus importantes sont faites pour les

intensités le plus fortes. Cependant, l'erreur est considérablement plus faible pour les simulations utilisant les vents réels, illustrée par la ligne noire de la Figure II- 32. Les forçages atmosphériques utilisés pour le modèle hydrodynamique semblent ainsi avoir plus d'impact sur les résultats simulés que le coefficient de frottement du vent paramétré dans le modèle hydrodynamique. L'utilisation de prévisions atmosphériques précises augmente ainsi considérablement la justesse des simulations du modèle hydrodynamique de la Rade.

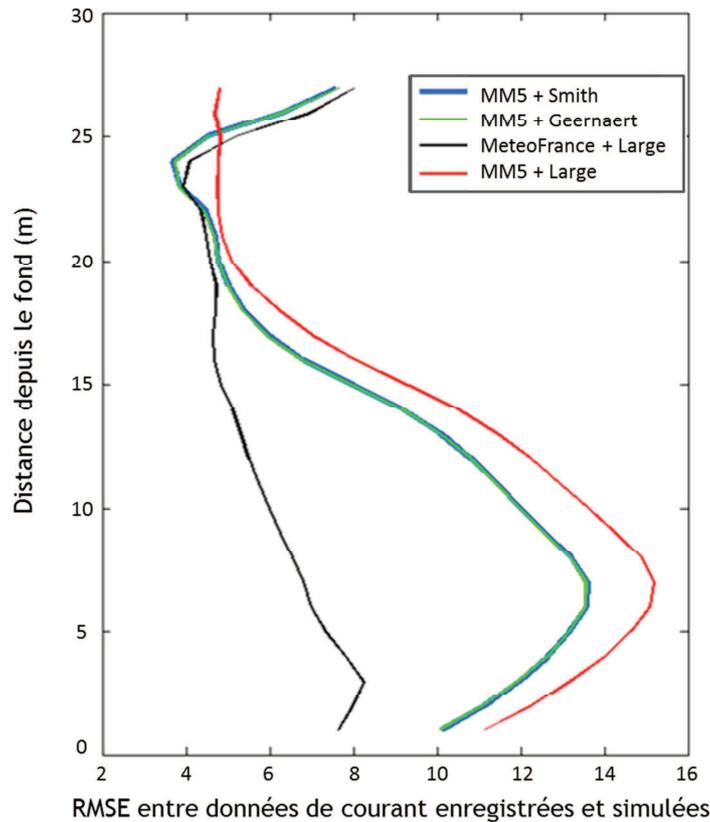


Figure II- 32 : Erreur quadratique moyenne (RMSE) entre données de courant enregistrées et simulées avec les vents enregistrés par MétéoFrance (noir) et avec les vents modélisés par MM5 avec les coefficients de frottement de Large & Pond (rouge), de Smith & Banke (bleu) et de Geernaert et al. (vert) en fonction de la profondeur.

II-2.6 Conclusions du chapitre

Dans ce second chapitre, nous avons utilisé la modélisation hydrodynamique et les mesures *in situ* pour décrire la circulation dans la Rade de Toulon. Les courants, qui favorisent deux directions, sont très corrélés aux conditions éoliennes. Cette bidirectionnalité est d'autant plus

marquées que l'intensité des courants est forte. Le modèle reproduit bien la direction et les temps de réponses des courants, malgré une sous-estimation de leur intensité. Les données courantologiques témoignent d'une saisonnalité de l'intensité des courants de surface, plus forts en été pour l'ensemble des sites étudiés. Les inversions surface/fond et les renverses sont également bien simulées, d'autant plus avec un forçage atmosphérique précis.

Les comparaisons modèle/mesures confirment la capacité du modèle à reproduire l'hydrodynamique générale de la Rade, bien qu'elles révèlent la difficulté d'établir une comparaison en un point fixe. Les écarts statistiques remarquables peuvent être la conséquence de phénomènes locaux, tels que des accélérations dues à la bathymétrie ou des turbulences non reproductibles par le modèle. Différents phénomènes ou structures peuvent être légèrement décalés géographiquement ou temporellement. Il apparaît néanmoins d'importants écarts dans certaines conditions entre les intensités modélisées et mesurées, pouvant atteindre $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, soit l'ordre de grandeur des intensités de courant mesurées. Ces différences semblent plus fréquentes lors de l'utilisation d'un forçage atmosphérique présentant des écarts avec les conditions météorologiques enregistrées. Certains écarts pourraient possiblement provenir des conditions à la limite Sud du domaine, impactées par la difficulté de représenter la variabilité et les méandres du Courant Nord.

Les principaux épisodes de chutes des températures dues aux *upwelling* sont représentés et le modèle semble bien reproduire les mouvements globaux des masses d'eau à l'échelle de la Rade. Les mesures *in situ* montrent diverses inversions et renverses en fonction du vent, ainsi que l'existence d'un décalage de quelques heures avec la réponse du courant. Ces phénomènes sont également bien modélisés.

Les profils d'intensités moyennes des courants enregistrés au Cap Cépet et dans le chenal de navigation présentent des similitudes, dont des intensités plus fortes en surface (5 premiers mètres) et au fond et plus faibles entre 5 et 15 m de profondeur. Bien que les vitesses soient plus importantes dans le chenal, ces similitudes mettent en évidence l'existence d'une veine de courant qui relie la Petite Rade au large, en empruntant le chenal de navigation et contournant la presqu'île de St-Mandrier. Notons également que des concentrations de contaminants plus importantes ont été mesurées dans le sédiment prélevé à cet endroit par Tessier *et al.* (2011), témoignant de leur exportation *via* cette veine de courant.

Les échanges de masses d'eau entre les deux Rades ainsi qu'avec la mer ouverte sont également un aspect fondamental dans l'étude de la dynamique de la Rade, d'autant plus lorsqu'on s'intéresse au devenir d'un contaminant. Le chapitre suivant s'intéresse donc aux temps d'échanges et au renouvellement des masses d'eau.

Chapitre II-3 Echanges de masses d'eau et dispersion de traceur

Les échanges entre la Petite Rade et la mer ouverte sont conditionnés par la dynamique dans le chenal. Une contamination accidentelle du bassin occidental serait donc exportée *via* la Grande Passe et une meilleure connaissance des échanges s'y déroulant permettrait de qualifier la masse d'eau. Très souvent utilisé pour quantifier le renouvellement d'eau de bassins semi-fermés (Delhez *et al.* 2004), le temps de résidence se définit comme le temps passé par un volume d'eau ou de polluant dans une masse d'eau donnée. Par ailleurs, des traceurs ajoutés à une masse d'eau en des points et temps différents en ressortiront à différents moments. De plus, en raison de sa diffusion dans l'eau, le devenir du traceur ne sera pas uniquement conditionné par la masse d'eau dans laquelle il est dilué. En effet, la distribution spatiale de sa concentration dépend de l'addition d'effets advectifs et diffusifs. Un calcul qui nécessite la résolution du problème adjoint de l'équation d'advection-diffusion a été proposé par Delhez *et al.* (2004) pour des applications de dynamique océanique, basée sur des travaux concernant les écoulements atmosphériques (Holzer & Hall 2000). Pour des bassins ouverts et en supposant que l'intégralité d'un contaminant soit évacuée d'une zone, un temps de résidence moyen peut être défini avec le problème adjoint (Delhez *et al.* 2004). En ignorant la variation spatiale et temporelle du débit, le calcul du temps de résidence moyen peut être estimé *via* un temps d'évacuation, défini par le rapport entre le volume de la masse d'eau et le débit dans le système.

Tel que montré précédemment (*c.f.* section II-2.4), la dynamique des échanges de la Rade de Toulon dépend fortement des conditions météorologiques. En utilisant le contexte de contamination accidentelle dans lequel s'inscrit cette étude, nous proposons dans ce chapitre d'estimer l'évolution d'un rejet selon différentes conditions de vent. La qualité de l'eau du bassin peut être globalement estimée par le temps d'échange des masses d'eau ainsi qu'avec le temps de dispersion d'un traceur jouant le rôle d'un polluant. Une étude sur les flux et les échanges de masses d'eau est ainsi présentée dans un premier temps, puis la modélisation numérique est utilisée pour simuler l'évolution d'un traceur selon des conditions météorologiques données.

II-3.1 Temps d'échanges des masses d'eau

Le rapport entre le volume d'un bassin et le flux volumique entrant (ou sortant) sur une période donnée est un paramètre temporel souvent utilisé pour qualifier le taux de renouvellement d'une masse d'eau. Appelé temps de résidence ou temps de renouvellement, ce résultat implique un renouvellement total de la masse d'eau. Cependant, comme mentionné par Jouon *et al.* (2006), le volume étudié peut ne pas être entièrement renouvelé. En effet, un petit volume d'eau étant sorti du bassin peut y entrer à nouveau, lors de conditions hydrodynamiques changeantes (une renverse de vents par exemple) ou sous l'effet piston de la marée. Le volume d'eau total du bassin n'est alors pas entièrement renouvelé et le rapport ne définit plus le temps de résidence d'un petit volume étudié. Ces auteurs privilégient ainsi le terme « temps d'échange des masses d'eau » ou *WExT*, de l'anglais *Water Exchange Time*. Ce terme s'applique également à notre étude, étant données la forme concave et la bathymétrie variable de la Petite Rade qui favorisent l'hétérogénéité de l'hydrodynamique du bassin. Ainsi,

$$WExT = \frac{V_{Tot}}{Q_{Tot}} \quad (Eq.II. 16)$$

où V_{Tot} correspond au volume total du bassin (en m^3) et Q_{Tot} est le flux entrant (ou sortant) sur une période (en $m^3 \cdot s^{-1}$). Le *WExT* indique alors le temps nécessaire à un volume d'eau équivalent au volume total étudié pour entrer (ou sortir) du bassin. Le temps d'échange est calculé mensuellement pour cette étude, afin de mettre en évidence la variabilité saisonnière.

II-3.1.1 *WExT* de la Rade de Toulon

Les temps d'échange de la Rade sont ici estimés pour la période juin 2009-juillet 2010. La limite Sud de la Grande Rade est fixée arbitrairement entre les Caps Cépet et Carqueiranne, selon le trait rouge de la Figure II- 7. Le volume total du bassin est calculé à partir de la bathymétrie utilisée par le modèle, en sommant le produit du carré de la résolution horizontale et de la hauteur d'eau de chaque maille. Pour obtenir les débits, la composante méridienne du courant à la frontière Sud est multipliée par la résolution horizontale du modèle et l'épaisseur de la couche sigma correspondante. Ces flux sont ensuite sommés pour chaque maille de la section verticale. La Figure II- 33 montre la coupe verticale Ouest-Est entre les Caps Cépet et Carqueiranne. Les composantes positives dirigées vers le nord sont considérées entrantes (en vert sur la Figure II- 33) et sortantes pour les composantes négatives dirigées vers le sud (bleu sur la Figure II- 33).

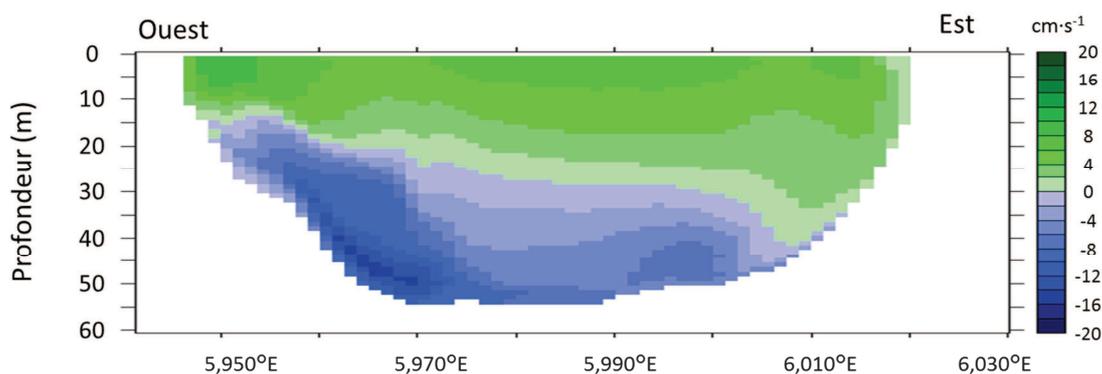


Figure II- 33 : Composante méridienne du courant d'une coupe verticale Ouest-Est de la frontière Sud de la Grande Rade, telle que représentée par le trait pointillé rouge de la Figure II- 7.

La Figure II- 34 montre les temps d'échange calculés pour les deux bassins à la frontière Sud de la Grande Rade. Les *WExT* sont compris entre un jour et demi en janvier et un peu plus de deux jours en août. Les mois d'hiver (d'octobre à mars) montrent un temps d'échange moyen de 1,6 jour alors que le *WExT* moyen est de 1,9 jour en été (d'avril à août). Puisque les conditions de vent impactent l'hydrodynamique de la Rade, les temps d'échanges sont calculés pour différentes situations météorologiques. Les *WExT* sont estimés à 1,9 jour par temps calme, 1,6 jour par Mistral et 1,3 jour par Vent d'Est en moyenne pour l'année étudiée.

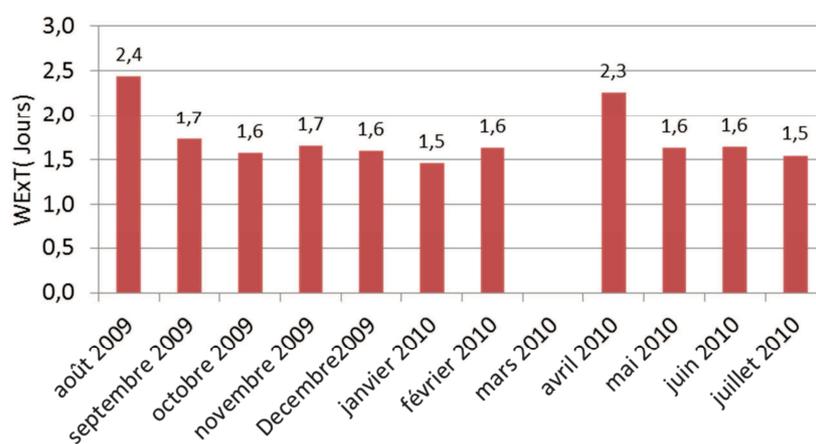


Figure II- 34 : Temps d'échange des masses d'eau (en jours) de la Rade de Toulon, calculés avec les flux modélisés entre août 2009 et juillet 2010.

Cependant, les temps d'échange pour la Rade peuvent s'avérer peu représentatifs du renouvellement total de la masse d'eau. La circulation à l'échelle du bassin est en effet hétérogène et les *WExT* calculés peuvent être très différents du temps de résidence d'une masse

d'eau dans certaines zones en fond de baie. Une estimation du temps d'échange de l'eau de la Petite Rade, dont le volume est présentée dans la sous-section suivante.

II-3.1.2 $WExT$ de la Petite Rade

De la même façon, nous utilisons les composantes méridiennes du courant modélisées pour calculer les temps d'échange correspondant à la Petite Rade. Son volume représente environ le septième du volume de la Grande Rade, soit environ 12% du volume total des deux bassins. La Figure II- 35 représente la composante zonale du courant le long d'une coupe Sud-Nord du chenal (qui correspond au trait pointillé bleu de la Figure II- 7). Les courants se dirigeant vers l'Ouest (composante zonale négative, en bleu) sont considérés comme entrant dans le bassin. Les courants sortants sont dirigés vers l'Est (en vert sur la Figure II- 37). Les flux entrants et sortants sont tous deux calculés, afin de s'assurer de la conservation de la masse. Les échanges dont le bilan est non-nul correspondent à des changements de niveau d'eau durant la période étudiée.

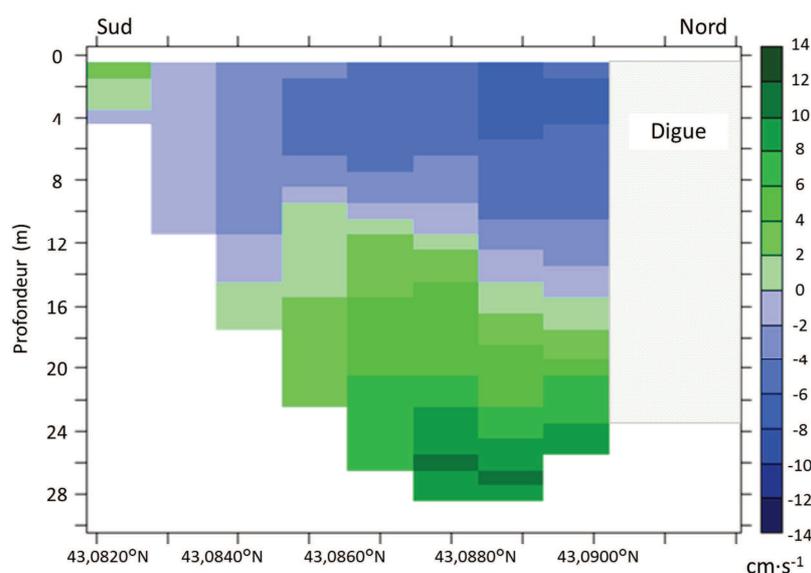


Figure II- 35 : Composante zonale du courant d'une coupe verticale sud-nord du chenal, telle que représentée par le trait pointillé bleu de la Figure II- 7.

Pour la période étudiée (juin 2009 à juillet 2010), le temps d'échange moyen est d'environ 3,4 jours. La Figure II- 36 illustre les $WExT$ en jour calculés mensuellement. Les résultats s'échelonnent entre 2,1 et 6,6 jours et montrent une variabilité saisonnière. Puisque la circulation dans la Rade est très dépendante des conditions de vent et que les mois d'hiver sont plus ventés, les $WExT$ calculés sont plus courts pour cette période. Le temps d'échange moyen

est de 2,4 jours pour les mois d'octobre à mars et de 3,8 jours pour la période comprise entre avril et septembre. Le mois de janvier 2010 était particulièrement venté, alors qu'avril 2010 a plutôt été caractérisé par un temps calme, avec de rares épisodes de vent.

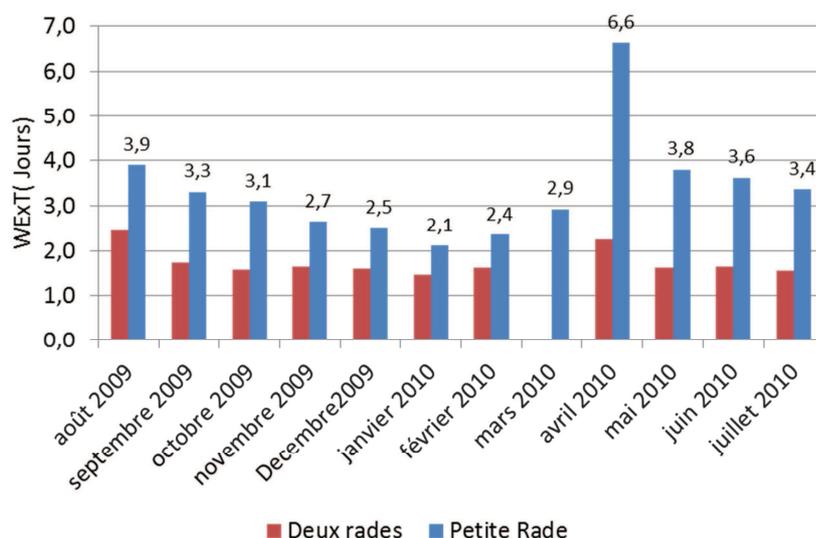


Figure II- 36 : Temps d'échange des masses d'eau (en jours) de la Rade de Toulon (rouge) et de la Petite Rade (bleu), calculés avec les flux modélisés entre août 2009 et juillet 2010.

Afin de tenir compte de la forte dépendance des temps d'échange aux conditions de vent, le *WExT* a été calculé pour des situations de vents particulières. La Figure II- 37 montre la variabilité des temps d'échange selon différentes conditions météorologiques. Les épisodes de fort Vent d'Est occasionnent des temps d'échange moyens d'environ 1 jour et demi, alors que ceux engendrés par un fort Mistral sont légèrement plus long et atteignent 1,9 jour en moyenne. Les périodes de temps calme où le vent souffle à moins de $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ présentent des temps d'échange plus long pouvant atteindre la semaine et sont compris entre 4,1 et 7,5 jours. Cependant, les temps d'échanges sont plus courts lorsque les périodes de temps calmes surviennent après un fort épisode de Mistral. La renverse de courant dans le chenal induit une forte circulation qui réduit le temps d'échange, qui atteint alors des valeurs comprises entre 1,8 et 2,9 jours. De la même façon, les forts coups de Vent d'Est suivant les forts Mistral génèrent de rapides courants de fond dans le chenal et les temps d'échange les plus courts (1,7 jours).

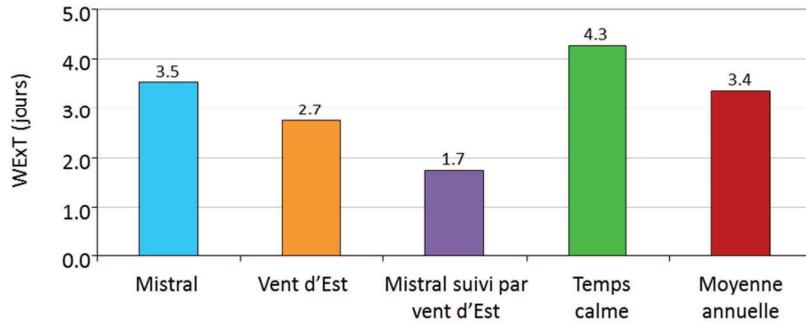


Figure II- 37 : Temps d'échange de la Petite Rade calculés pour différentes conditions météorologiques.

Les temps d'échange associés aux marées ont aussi été calculés pour estimer leur impact, même si leur amplitude est faible dans la Petite Rade. Comme pour le volume total du bassin, la surface a été calculée avec les mailles du modèle. La hauteur d'eau moyenne a ensuite été estimée avec le rapport du volume et de la surface de la baie. Pour une amplitude moyenne de 20 cm telle qu'enregistrée en Méditerranée, la variation quotidienne serait de 40 cm. En comparaison avec la hauteur moyenne du bassin qui est de 9,91 m, le flux associé aux marées correspond à 4% du volume total. Ainsi,

$$WExT = \frac{V_{Tot}}{Q_{Tot}} = \frac{V_{Tot}}{V_{Tot} \cdot 0,04} \quad (Eq.II. 17)$$

Le temps d'échange dû aux marées est d'approximativement 25 jours. Cette valeur est largement supérieure aux valeurs calculées pour les débits induits par les conditions de vents. De plus, l'effet piston sur l'ensemble de la colonne d'eau dû au caractère oscillatoire des courants de marées ne favorise pas un renouvellement total de la masse d'eau, comme pourraient le faire les débits croisés entrant et sortants observés en conditions ventées.

II-3.2 Dispersion de traceur

La dispersion d'un traceur passif, jouant ici le rôle de contaminant, est calculée par l'équation de conservation forcée par le modèle hydrodynamique. Le caractère non-stationnaire de la circulation et la forte dépendance aux conditions météorologiques influencent les temps d'échange et la dispersion d'un traceur passif. Le mois de juillet 2009, pendant lequel le chenal était instrumenté avec un courantomètre, a été choisi pour représenter la dispersion sous différentes conditions, puisque des périodes ventées et de temps calme ont été observées. Les 10^5 unités initiales de traceur ont été injectées en surface en fond de la Petite Rade (latitude $43^{\circ}6,98'$; longitude $5^{\circ}54,65'$; point gris sur la Figure II- 38) les 1^{er}, 7 et 13 juillet, qui

correspondent respectivement à des situations de temps calme (cas 1), Mistral (cas 2) et Vent d'Est (cas 3). La Figure II- 38 représente la concentration (unités/m³) en surface et au fond 48 heures après l'injection du traceur pour les trois cas de conditions météorologiques. Par temps calme, les concentrations les plus fortes se trouvent en surface principalement à cause de la dispersion alors que le traceur reste piégé en fond de bassin. Inversement, les conditions ventées favorisent les échanges avec la Grande Rade et le traceur sort de la Petite Rade par le chenal. Le Mistral disperse le traceur en surface l'entraînant vers le sud du bassin, puis dans la Grande Rade *via* le chenal. Le Vent d'Est piège quant à lui le traceur en surface dans les darses au nord de la baie, où les concentrations les plus importantes sont rencontrées, et l'entraîne vers le fond par *downwelling* et le disperse ensuite vers le sud. La Figure II- 39 représente l'évolution temporelle du traceur en surface et au fond dans le chenal et au milieu de la Petite Rade (respectivement les points bleu et rouge de la Figure II- 38).

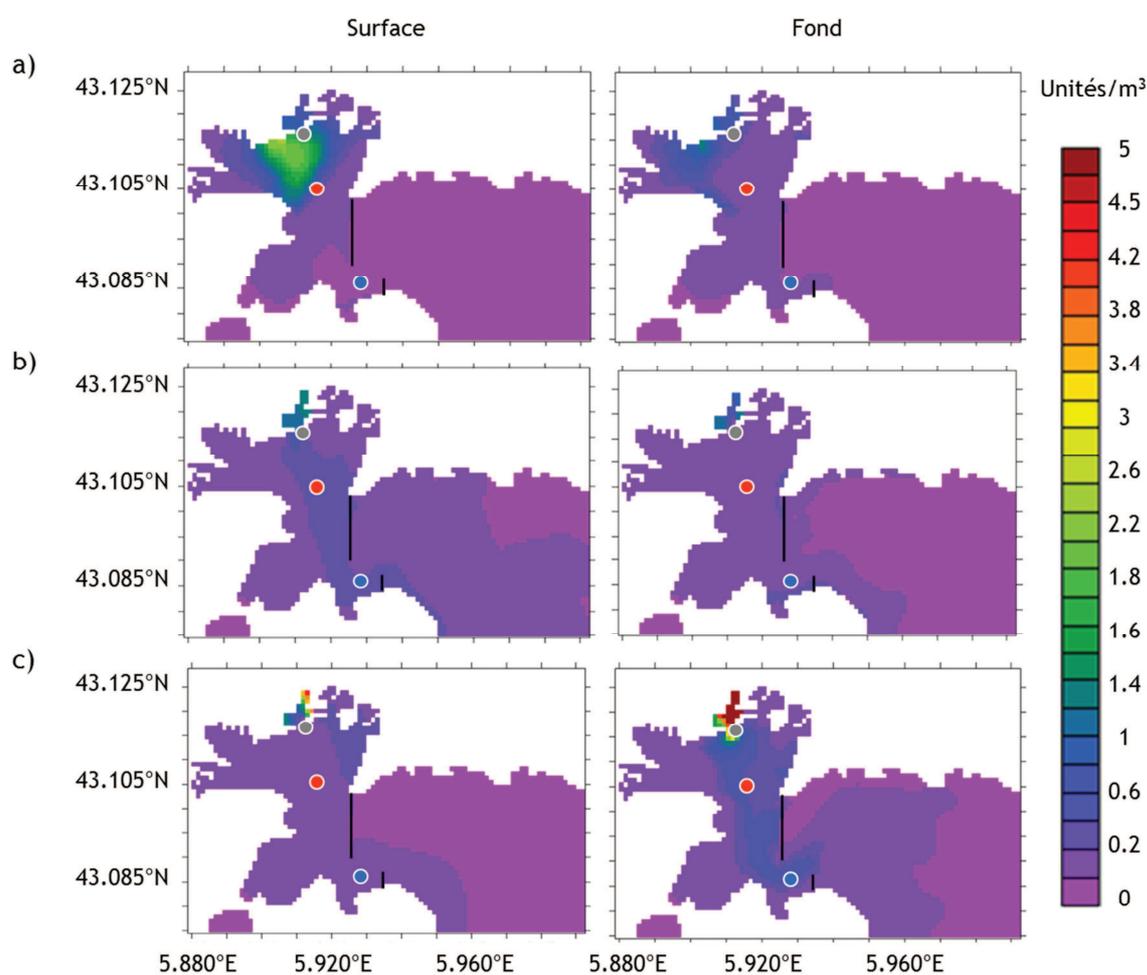


Figure II- 38 : Concentration de traceur (unités·m⁻³) en surface (gauche) et au fond (droite) 48h après son injection en fond de Baie en surface (point gris) par temps calme (a), fort Mistral (b) et fort Vent d'Est (c).

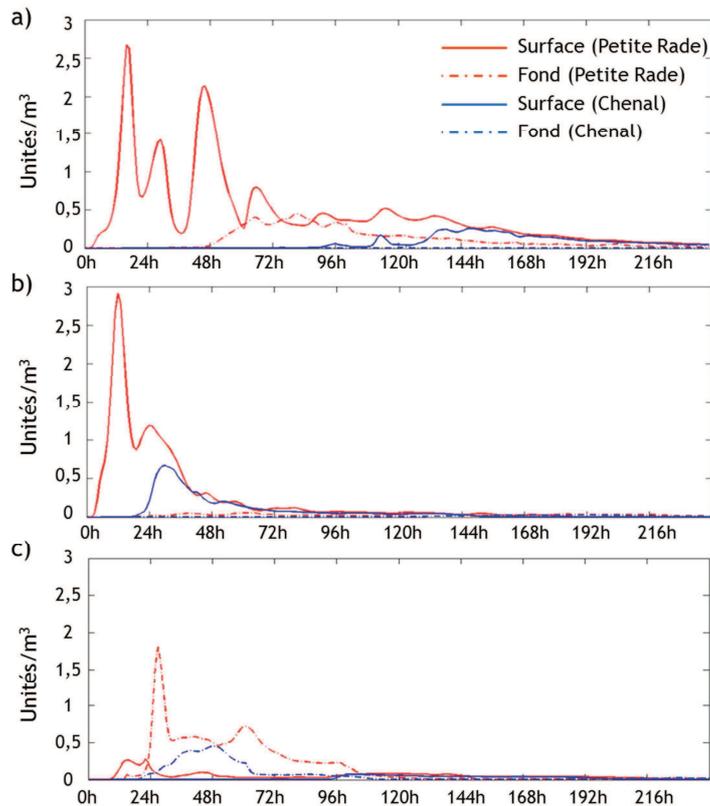


Figure II- 39 : Evolution temporelle de la concentration de traceur (unité/m³) en surface (trait continu) et au fond (trait pointillé) au centre de la Petite Rade (rouge) et dans le chenal (bleu) pour des conditions calmes (a), un fort Mistral (b) et un fort Vent d'Est (c).

Par temps calme, le traceur reste principalement dans la couche de surface les premiers jours (Figure II- 39a). Bien qu'il atteigne les couches du fond au centre du bassin un peu plus de deux jours après son injection, le traceur se disperse hors de la Petite Rade par le chenal principalement par les couches de surface, pour lesquelles les concentrations maximales sont atteintes après six ou sept jours. Ensuite, le traceur est complètement dispersé à la surface du bassin occidental et sa concentration décroît régulièrement avec le temps. Le Mistral disperse quant à lui le traceur rapidement en surface. Une douzaine d'heures après le lâché, le pic de concentration est observé en surface au centre de la baie (Figure II- 39b), alors qu'il atteint le chenal (après une dilution d'un facteur 5) environ 30 heures après l'injection. En un peu plus d'un jour et demi, les concentrations de surface aux deux points sont similaires et diminuent de façon régulière. La Figure II- 39c montre le mélange vertical du traceur induit par le Vent d'Est alors qu'un faible pic de concentration apparaît en surface au centre de la baie, puis un second, plus important, au fond. Le traceur est ensuite évacué du bassin par les couches de fond du

chenal. Cette seconde augmentation de concentration au fond survenue une soixantaine d'heure après le rejet pourrait être due à un changement des conditions de vents : un léger vent d'Ouest soufflait vers la mi-juillet ce qui aurait pu provoquer une entrée d'eau dans la Petite Rade.

Finalement, l'évolution temporelle du pourcentage du traceur total présent dans la Petite Rade est montrée sur la Figure II- 40 pour les trois cas. Pour les conditions ventées, la moitié de la quantité totale du traceur est sortie de la Petite Rade en moins de 50 heures dans le cas 2 et en moins de 60 heures dans le cas 3. Ces valeurs sont similaires à celles trouvées par le calcul du WExT en conditions ventées. La majorité de la quantité de traceur reste concentrée dans le bassin après trois jours de conditions météorologiques calmes. La diminution observée dans notre simulation (rupture de pente) après 5 jours est probablement due au changement de conditions météorologiques, le Mistral s'étant levé.

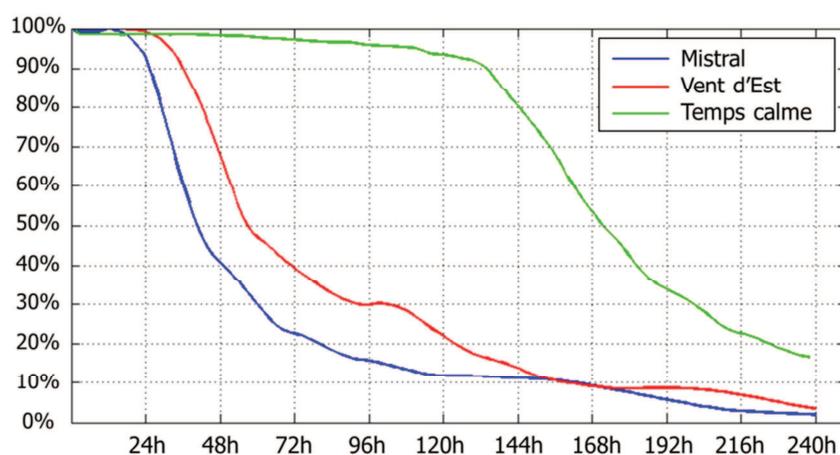


Figure II- 40 : Evolution temporelle (en heure) du pourcentage du traceur total présent dans la Petite Rade pour trois conditions de vent.

II-3.3 Conclusion du chapitre

L'étude du temps d'échange des masses d'eau a permis de donner un ordre de grandeur du WExT, estimé comme le temps nécessaire à un volume d'eau équivalent au volume total pour entrer (ou sortir) de la zone d'intérêt. La Rade de Toulon présente des temps d'échange compris entre 1 et 2 jours. Cependant, dus à l'hétérogénéité de l'hydrodynamique de la zone, les temps d'échange diffèrent pour le sous-bassin de la Petite Rade. Dans le chenal de navigation, le WExT moyen calculé est d'environ trois jours et demi. Compte tenu de la dépendance importante des courants vis-à-vis du vent, le temps d'échange a été calculé pour des situations de vents particulières. Les forts coups de vents provoquent des temps d'échanges rapides, compris entre 1 et 2 jours, alors que le temps calme engendre des WExT plus long de l'ordre de la semaine. Les courants de décharge post coup de vent mènent également à un renouvellement plus rapide des masses d'eau. Les valeurs calculées mensuellement révèlent d'ailleurs une forte variabilité

saisonnaire pour la Petite Rade et la saison hivernale, plus ventée, présente des temps d'échange plus courts qu'en été.

L'étude des temps d'échange *via* les simulations de traceur passif corrobore ces valeurs et réaffirme que les conditions ventées favorisent les échanges avec la Grande Rade. Les résultats de ces deux analyses révèlent cependant la faiblesse du modèle à représenter les échanges par temps calme. En effet, les temps d'échanges calculés ainsi que la dispersion du traceur semblent trop rapides quand les intensités de vent sont inférieures à $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. La diffusion turbulente horizontale pourrait être surestimée. Les résultats de temps d'échange des masses d'eau apparaissent donc fiables et réalistes pour les périodes ventées, mais sont plus discutables pour les périodes de temps calme.

Chapitre II-4 Conclusion de la partie

L'étude hydrodynamique a dans un premier temps démontré le rôle essentiel des conditions atmosphériques sur la circulation dans la Rade. Comme mentionné par la littérature, les courants de la Petite Rade sont plus faibles que dans la Grande Rade, et les directions sont très dépendantes des conditions de vent (Tiné *et al.* 1981). Les courants enregistrés montrent une forte variabilité tant en direction qu'en intensité, bien qu'une préférence bidirectionnelle apparaisse avec l'augmentation de la vitesse, ce qui corrobore les observations Millot *et al.* (1981). La circulation par temps calme qui serait générée par des courants de densité dus au gradient de salinité entre surface et fond n'a pas pu être mise en évidence lors de notre étude. Les données enregistrées montrent que le phénomène de renverse de direction des courants produit lors d'un changement de direction du vent survient en quelques heures, contrairement aux quelques jours mentionnés par Tiné *et al.* (1981). Ces auteurs rapportent aussi une inversion entre surface et fond, qui nous est apparue uniquement l'été, laissant à penser que la thermocline joue un rôle important sur ce cisaillement. Dans ce cas, la stratification de la masse d'eau et l'inversion du courant pourrait impacter le devenir d'un éventuel contaminant. En cas de pollution dissoute en surface, la contamination pourrait demeurer dans la Petite Rade lors d'évènements de Vent d'Est et atteindre le compartiment sédimentaire. Quoi qu'il en soit, davantage de mesures CTD (*conductivity, temperature, depth*) permettraient de mettre en relation la profondeur de la thermocline et de l'inversion des courants. De plus, une analyse des conditions aux frontières du domaine serait intéressante. L'utilisation de conditions limites précises est en effet essentielle à la précision d'un modèle. La mise en place d'un modèle régional permettrait par ailleurs de mieux représenter la variabilité et les méandres du Courant Nord. L'étude de la circulation est notamment au cœur des préoccupations de nombreux travaux de recherches (Guihou 2013 ; Marmain 2013).

Cette étude a dans un second temps permis de mettre en évidence la variabilité des durées nécessaires au renouvellement de la masse d'eau de la Petite Rade. Directement liés à la circulation hydrodynamique, les échanges de masses d'eau dépendent donc des conditions climatiques. Les temps d'échange calculés avec les résultats du modèle varient entre 1,5 et 7,5 jours, pour des conditions très ventées et calmes respectivement. Ensuite, les simulations d'un rejet de traceur passif en fond de baie ont montré des temps d'échange similaires à ceux calculés avec les flux. Les temps de résidence du traceur sont du même ordre de grandeur que les temps d'échange moyens, particulièrement pour les épisodes de forts vents. Cependant, malgré

d'importants flux dans le chenal de navigation, l'intégralité de la masse d'eau de la Petite Rade pourrait ne pas être renouvelée. L'hétérogénéité de l'hydrodynamique à l'échelle du bassin notamment due à la forme concave de la baie pourrait en effet allonger les temps d'échange de certains sous-bassins. Par exemple, une particule située en fond de baie pourrait y demeurer malgré des conditions ventées, particulièrement si les conditions météorologiques sont instationnaires.

Enfin, les comparaisons entre grandeurs mesurées et modélisées démontrent la capacité du modèle de Toulon à reproduire les principaux processus. Les phénomènes d'inversion et de renverse sont bien simulés, tout comme les processus d'échange et les phénomènes de remontées ou plongée d'eau. La modélisation hydrodynamique permet la représentation de l'hydrodynamique générale et l'évolution spatio-temporelle d'un phénomène ainsi mise en évidence des processus. Elle devient ainsi un complément aux mesures *in situ* et permet l'interprétation des processus observés. Avec une résolution horizontale de 100 m, la fiabilité le modèle côtier haute résolution de la Rade de Toulon dépendra fortement de la précision du forçage atmosphérique utilisé (Dufresne *et al.* 2014). Le modèle américain MM5, actuellement utilisé pour forcer la configuration de Toulon, révèle d'importants écarts entre les simulations et les mesures faites par MétéoFrance (Charland 2011), ce qui impacte les résultats du modèle de Toulon. Dans l'optique d'une gestion opérationnelle, l'utilisation de données enregistrées ne sera pas envisageable, l'objectif étant de fournir des prévisions de contaminations. Par conséquent, la précision du forçage atmosphérique devient une part importante du développement de l'outil post-accidentel. D'autres modèles atmosphériques tel ALADIN de MétéoFrance semble plus fidèles (Schaeffer 2011) et pourraient être utilisés.

Partie III

La dynamique sédimentaire de la Rade de Toulon

Introduction de la Partie III

Alors que certains contaminants dissous peuvent être transportés et dispersés par les courants, d'autres se retrouvent en mer sous forme particulaire. Par conséquent, l'outil de gestion post-accidentelle doit représenter la dynamique sédimentaire avec précision afin d'obtenir une simulation capable de prévoir le devenir d'une éventuelle contamination.

La dynamique sédimentaire en milieu côtier est dépendante de nombreux phénomènes et est ainsi propre à chaque site. La taille des particules, leur vitesse de chute, leur minéralogie, mais aussi les courants et les vagues qui gouvernent l'érosion et le dépôt impactent la dynamique sédimentaire d'une zone. Notons aussi l'importance de la turbulence et de la salinité dans les processus de floculation des sédiments fins. Une multitude de facteurs entrent ainsi en jeu et leur bonne connaissance est primordiale pour une représentation réaliste du devenir de la contamination particulaire.

Cette troisième partie se concentre donc sur l'amélioration des connaissances de la Rade de Toulon en matière de dynamique sédimentaire. De la même manière que pour la seconde partie, notre stratégie d'étude couple la mesure *in situ* et la modélisation. Après quelques rappels théoriques, nous décrivons la méthodologie utilisée. Le modèle sédimentaire est détaillé ainsi que l'instrumentation déployée. Les chapitres suivants présentent les résultats obtenus. Ainsi, le Chapitre III-3 détaille les données enregistrées dans les fleuves, tant d'un point de vue de quantification que de qualification des apports. Les débits liquides et solides sont étudiés pour les deux fleuves et les paramètres d'impact sont analysés. Ensuite, les mesures en mer sont utilisées pour paramétrer le modèle sédimentaire et une description de la dynamique sédimentaire à proximité des exutoires est proposée dans le Chapitre III-4.

Chapitre III-1 Rappels théoriques

La dynamique sédimentaire en milieu littoral est induite par des facteurs physiques naturels et/ou anthropiques. Le vent, la marée, la houle, la circulation et les apports fluviaux peuvent impacter la dynamique côtière caractéristique d'une zone d'étude. L'apport sédimentaire par transport éolien peut aussi contribuer à l'augmentation de la charge particulaire en mer par endroits. L'apport des fleuves est intimement lié à la nature du sol du bassin versant drainé, aux précipitations et au ruissellement, mais il est également impacté par les activités humaines telles que la dégradation des sols par la déforestation ou le développement urbain. Les aménagements du littoral, le dragage ou les rejets des stations d'épuration peuvent aussi modifier l'équilibre hydro-sédimentaire.

La concentration de la matière en suspension (MES) en mer évolue selon le transport côtier des zones estuariennes, les panaches fluviaux et le transport littoral. Les panaches fluviaux subissent de multiples influences continentales et côtières, tels les débits, le vent, la marée. Les particules présentes dans la colonne d'eau peuvent aussi se déposer au fond puis être remises en mouvement. Les processus sédimentaires impactent le milieu côtier par l'érosion littorale, l'instabilité des fonds, l'envasement/ensablement et les effets induits de la turbidité influencent la production primaire et la vie marine. La dynamique sédimentaire joue également un rôle sur la dispersion de certains polluants qui se trouvent fixés aux particules fines, à cause de leur plus grande surface d'échange. Les types de particules et leurs proportions dans le sédiment ont donc un impact prépondérant sur la réponse hydro-sédimentaire.

III-1.1 Types de sédiments et classes granulométriques

Les particules marines se caractérisent par leur composition minérale ou organique, leurs propriétés physico-chimiques et leur taille. La littérature évoque deux types de particules : les sédiments cohésifs et les sédiments non-cohésifs, dont le diamètre est supérieur à 63 μm . D'un point de vue granulométrique, les particules se partagent en vase (<63 μm) et sables (63 μm < D < 2 mm) (Figure III- 1). Au-delà, on parle de granules, de gravier, de galets et de blocs. Les plus petites particules sont dites cohésives (limite entre 10 et 40 μm selon les auteurs) mais l'ajout de sédiments cohésifs à un sédiment sableux lui confère un effet de cohésion. Le seuil de 0,2 μm est admis pour distinguer les phases dissoute et particulaire des matières en suspension (Assinder *et al.* 1985 ; Stramski *et al.* 2004). Cependant, la limite pratique de 0,45 μm

est fréquemment utilisée (Stramski *et al.* 2004 ; Verney 2006) car les filtrations sont souvent réalisées avec des filtres de 0,4 ou 0,45 μm pour s'affranchir des difficultés engendrées par une trop faible porosité. Cette limite instrumentale sera celle retenue pour cette étude.

Les sédiments ont une origine terrigène ou biogène et proviennent principalement de débris de roches issus de l'érosion ou de débris d'organisme vivants (généralement carbonatés). Les sables sont composés de quartz, de silice, de mica, de feldspaths alors que les argiles forment la fraction fine (illites, montmorillonite,...). Les sédiments se trouvent sous forme « individuelle », à l'exemple du grain de sable, ou sous forme de floccs pour les particules cohésives. Les floccs résultent de l'agrégation de particules cohésives par des forces de cohésion chimique (liaisons de van der Waals), et leur formation dépend de la probabilité de rencontre des particules due à la turbulence. Les agrégats ne contiennent pas que des minéraux, mais aussi de la matière organique, qui lie les particules minérales. Le phénomène d'agrégation est très dynamique, puisque les agrégats peuvent être formés ou brisés par le cisaillement et la turbulence (Lopes *et al.* 2006). Les sédiments cohésifs à l'instar des argiles présentent la capacité à capturer les contaminants (Grabowski *et al.* 2011).

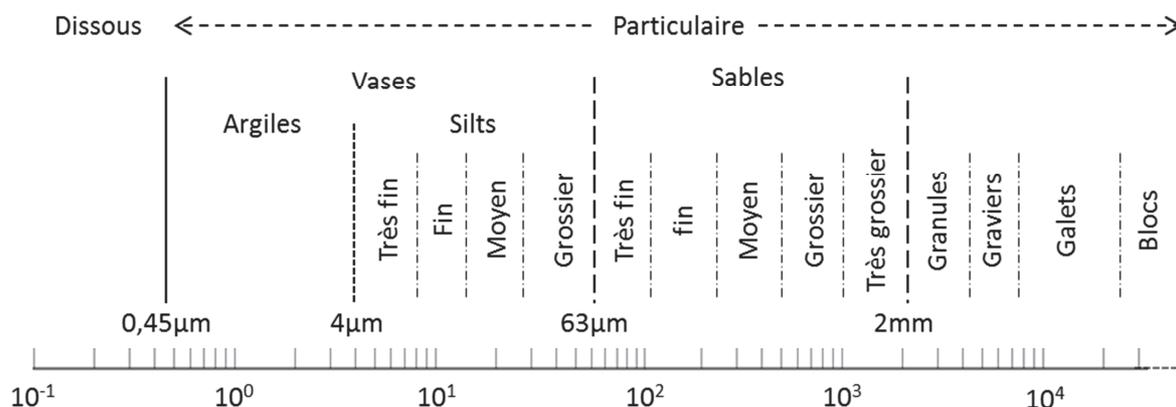


Figure III- 1 : Classification granulométrique des sédiments

III-1.2 Le transport

Les sédiments sont transportés principalement selon deux modes : le charriage et le transport en suspension. Les particules les plus grosses se déplacent près du fond par roulement, glissement et/ou saltation, qui se distingue par l'alternance de transport en suspension (petits sauts). Forcé par l'hydrodynamique, le charriage est la conséquence des interactions granulaires

près du fond. Le transport en suspension, qui caractérise les particules les plus fines, est dû aux forces hydrodynamiques et dépend de la vitesse de chute des particules W_s . Cette dernière doit être inférieure à la vitesse turbulente verticale pour qu'une particule soit maintenue en suspension.

Le nombre de Rouse permet de qualifier le transport sédimentaire et représente l'équilibre entre les forces de sédimentation et de remise en suspension. Ce nombre adimensionnel s'exprime comme le rapport entre la vitesse de chute d'une particule et le produit de la constante de von Karman κ et de la vitesse de cisaillement u_* :

$$Rouse = \frac{W_s}{\kappa \cdot u_*} \quad (Eq.III. 1)$$

Pour des valeurs inférieures à 0.8, le transport se fait par suspension, et par charriage pour des valeurs supérieures à 2.5. Entre ces deux seuils, les deux modes de transports coexistent.

III-1.3 L'érosion des sédiments

La mise en mouvement des sédiments dépend donc de la nature et de la taille des particules ainsi que des conditions hydrodynamiques. Une particule sera remobilisée lorsque la résultante des forces (poids relatif, force hydrodynamique, force de contact ou de résistance) est dirigée vers le haut ou permet une rotation (dans le cas du roulement). Le nombre de Shields exprime le rapport entre les forces tractrices de la contrainte de cisaillement u_* et les forces de frottement du poids immergé d'une particule. Le nombre adimensionnel s'écrit :

$$\theta = \frac{u_*^2}{(s - 1)gD} \quad (Eq.III. 2)$$

Avec $s = \rho_s/\rho$ la densité relative du sédiment, où ρ_s et ρ sont respectivement la densité du sédiment et de l'eau, g l'accélération gravitationnelle, D le diamètre des particules.

Pour des valeurs faibles, la particule n'est pas remise en mouvement. Les valeurs critiques du paramètre de Shields s'écrivent en fonction du nombre de Reynolds $Re = \frac{u_*D}{\nu}$ ou avec la taille des grains adimensionnelle D_* telle que :

$$D_* = D \left(\frac{g(s - 1)}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad (Eq.III. 3)$$

où ν est la viscosité cinématique. Le paramètre de mobilité est corrigé pour les petits diamètres par Soulsby (1997) qui propose la formulation simplifiée :

$$\theta_{cr} = \frac{0,3}{1 + 1,2D_*} + 0,055 [1 - \exp(-0,02D_*)] \quad (Eq.III. 4)$$

La Figure III- 2 montre la variation du seuil de mobilité des sédiments en fonction du diamètre relatif des grains D_* sous l'action du courant et/ou des vagues.

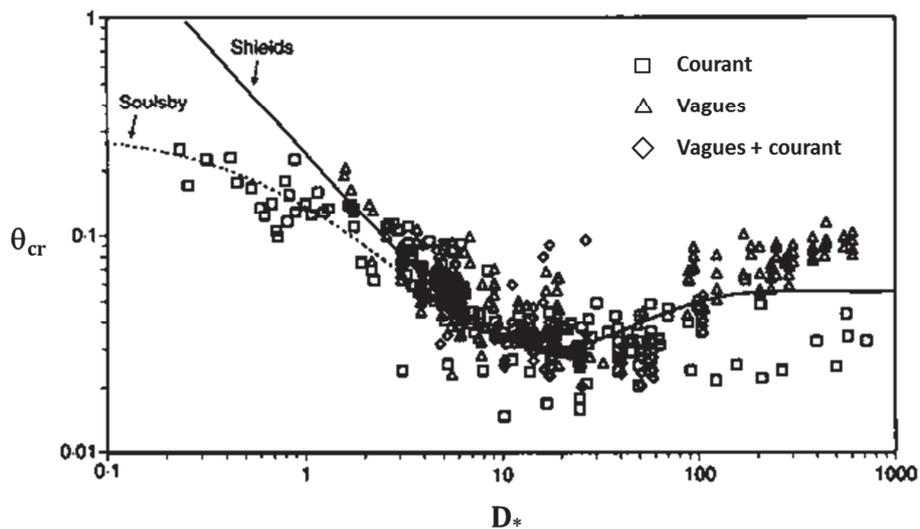


Figure III- 2 : Paramètre de mobilité modifié θ_{cr} en fonction du diamètre relatif du grain D_* (d'après Soulsby (1997)).

L'érosion des sédiments dépend donc de l'intensité du cisaillement au fond mais est également liée à l'aspect cohésif du sédiment. En effet, les flux d'érosion sont liés à la fraction fine dans un mélange de sédiments (mixte). Ainsi, l'ajout de vase à un sédiment sableux augmente son seuil d'érosion et inversement. L'augmentation du seuil critique entraîne donc une diminution du flux d'érosion pour un forçage donné. Cependant, un petit ajout de vase pourrait augmenter l'érodabilité d'un sédiment en agissant comme lubrifiant (Winterwerp & van Kesteren 2004).

Les propriétés physique, géochimique et biologique changent aussi l'érodabilité des sédiments. La minéralogie, la géochimie de l'eau, le pH, les métaux ou la matière organique influence les flux érosifs (Panagiotopoulos *et al.* 1997 ; Grabowski *et al.* 2011). Le type d'argile, la structure interne du sédiment, le degré de saturation du sédiment ou l'activité biologique peuvent également impacter les caractéristiques et les propriétés physiques du mélange de sédiments (Panagiotopoulos *et al.* 1997). L'érosion augmente aussi avec l'augmentation de la température

puisqu'elle affaiblit les liaisons inter-particules et entraîne une diminution de la viscosité de l'eau interstitielle (Grabowski et al. 2011).

Les organismes vivant dans le sédiment impactent leur caractère érodable. En effet, la présence de bactéries, protozoaires, bivalves ou encore échinodermes affectent le sédiment de manière plus complexe que le simple taux de matière organique présent. Ces organismes benthiques influencent le lit par bioturbation et biostabilisation.

Panagiotopoulos *et al.* (1997) ont aussi montré que les sédiments de fond issus de dépôts pendant lesquels les tensions de fond étaient élevées apparaissent comme plus résistants à l'érosion qu'un lit non soumis à des tensions élevées.

III-1.4 Le dépôt de sédiments

Le dépôt des sédiments non-cohésifs est principalement contrôlé par leur vitesse de chute, qui s'appuie sur la relation de Stokes (Eq.III. 5). La formulation empirique de Soulsby (1997) est aussi largement utilisée pour les sables naturels et s'applique à une large gamme de variation de taille (Eq.III. 14).

$$W_s = \frac{g(s - 1)D^2}{18 \nu} \quad (\text{Eq.III. 5})$$

Pour les sédiments cohésifs, le dépôt est contrôlé par la turbulence au fond et dépend de la taille des sédiments (généralement constitués de l'agrégation de nombreuses particules groupées par liaisons chimiques ou organiques), leur vitesse de chute, la salinité, la biofloculation et ou l'agrégation organique (Lopes *et al.* 2006). Les particules les plus fines peuvent flocculer et créer des agrégats. Les floccs sont caractérisés par leur diamètre, leur vitesse de chute, leur forme et leur densité. La concentration est intimement liée à la vitesse de chute, elle-même dépendante des phénomènes de floculation. Le mouvement brownien initie l'agrégation en formant des floccs de particules. Ces particules plus grosses ont une vitesse de chute plus élevée. Les mouvements turbulents peuvent d'une part augmenter la collision des particules et former des floccs, mais peut également conduire à une défloculation et une scission des agrégats lorsque le cisaillement est trop élevé.

La vitesse de chute des floccs est liée à la gravité, à la floculation et à l'entravement. Le diamètre des floccs et la concentration en suspension apparaissent comme déterminants. En zone estuarienne, la chute des agrégats de particules cohésives dépend entre autres de la turbulence, de la salinité, de la concentration et du temps de résidence du flocc à l'équilibre. Le phénomène d'agrégation est très dynamique, puisque les agrégats peuvent être formés ou brisés par le cisaillement et la turbulence.

Chapitre III-2 Méthodologie

Pour étudier et représenter la dynamique sédimentaire de la Rade de Toulon, nous nous appuyons d'une part sur la modélisation hydro-sédimentaire et d'autre part sur la mesure *in situ*. Ce deuxième chapitre décrit la stratégie utilisée : le modèle sédimentaire est détaillé suivi de la présentation des instruments de mesures déployés.

III-2.1 Modélisation sédimentaire

Tout comme pour l'hydrodynamique, la modélisation sédimentaire permet une représentation générale des processus et de l'évolution spatio-temporelle du compartiment sédimentaire. Elle permet d'une part d'améliorer les connaissances sur la dynamique de la zone étudiée, et d'autre part de représenter l'évolution et le devenir des sédiments à plus long terme.

Les modèles hydro-sédimentaires se différencient par la configuration du domaine représenté et les principaux processus représentés, propre à chaque site. Les caractéristiques et le choix des paramètres en font les principales différences. Parmi ces spécificités, on retrouve entre autres le nombre de classes sédimentaires représentées, les types de forçages pris en compte, les formulations de transport et de tensions critiques choisies et la gestion des couches du lit sédimentaire.

Cette section décrit le modèle sédimentaire utilisé et de la configuration mise en place. Les formulations de l'érosion, du dépôt et du transport sont données et les caractéristiques de la configuration de la Rade de Toulon sont détaillées.

III-2.1.1 Description du modèle

Le modèle hydro-sédimentaire est issu du couplage du modèle hydrodynamique MARS3D et du module sédimentaire MIXSED (Le Hir *et al.* 2011). Il calcule les flux de concentration de sédiments en suspension et le transport dans la colonne d'eau sous l'effet des forçages hydrodynamiques (vagues et courants). Le modèle simule les échanges dus à l'érosion ou au dépôt entre les sédiments présents dans la colonne d'eau et au fond. Il permet de représenter la dynamique sédimentaire pour tout type de mélange de sédiments (cohésifs et non cohésifs). Bien que cette option ne soit pas utilisée dans le cadre de cette étude, le modèle MIXSED peut également calculer les processus de consolidation selon la théorie de Gibson. Les modifications morphologiques du fond engendrées par ces échanges peuvent également être modélisées, tout comme les éventuels changements de nature du sédiment dus au mélange ou au tri de classes.

Les sédiments sont classés selon leur taille et représentés par leur concentration massique. Le nombre de classes d'un modèle sédimentaire reflète ainsi sa résolution sédimentologique. Les classes sont elles-mêmes regroupées en 3 types de sédiments, qui se distinguent par leur comportement. Plusieurs classes peuvent ainsi être associées à un même type de sédiments. On retrouve les sédiments grossiers, les sables et les vases. Ces deux premiers sont de type non-cohésif. Les sédiments grossiers sont transportés au fond par charriage ou saltation, et regroupent les sables grossiers, les graviers, les galets, les pavés. Les sables moyens et fins sont transportés en suspension, par un processus d'advection/diffusion. Enfin, les sédiments cohésifs sont groupés dans le troisième type. Les vases sont habituellement transportées en suspension et peuvent aussi flocculer, déflocculer ou se consolider au fond. On y retrouve les argiles, les silts et la matière organique. Une même taille de grain peut cependant être classée dans plusieurs types de sédiments, selon le transport souhaité. Un sédiment peut également être composé d'un mélange de classes : il adopte alors le comportement de ce mélange.

Pour chaque pas de temps numérique, le modèle hydro-sédimentaire calcule les flux de concentration et le transport. Les flux d'érosion et l'évaluation de la composition des sédiments de surface sont calculés. Ensuite, les tendances de dépôt pour chaque classe i sont estimées et multipliées par la concentration C_i de MES de la première cellule près du fond. Les flux de dépôt réels sont connus après le calcul du transport, qui dépend de la concentration C_i , puisqu'ils sont nécessaires et implicites dans l'équation d'advection/diffusion. Le dépôt est ensuite calculé au fond.

III-2.1.1.1 Erosion

L'érosion des sédiments de fond dépend du caractère cohésif ou non des particules. En effet, les sables et vases s'érodent selon des lois différentes. Le modèle calcule d'abord l'érosion des sédiments homogènes (sable pur, vase pure), puis les mélanges sablo-vaseux sont gérés selon une loi d'érosion déduite de leur composition. L'épaisseur de sédiments à éroder est ensuite calculée en fonction de la concentration volumique du mélange de sédiments.

a) Erosion des sables

L'érosion du sable E_S est calculée si la tension au fond τ_f est supérieure à la tension critique d'érosion des sables τ_{ceS} , selon l'équation (Eq.III. 6). Elle est égale à E_{0S} (qui dépend de la taille des grains de sable) multipliée par la puissance nS de la différence entre le rapport de la tension au fond sur la tension critique d'érosion et 1. La tension critique d'érosion des sables τ_{ceS} , est définie par la formulation de Shields, adaptée par Soulsby (1997) et exprimée par l'équation (Eq.III. 7). Dans la littérature, nS est souvent proche à 1,5.

$$\text{Si } \tau_f > \tau_{ces} \quad E_S = E_{0S} \cdot \left(\frac{\tau_f}{\tau_{ces}} - 1 \right)^{nS} \quad (\text{Eq.III. 6})$$

$$\text{avec } \tau_{ces} = g \cdot (\rho_s - \rho_w) \cdot D \cdot \left[\frac{0,3}{1 + 1,2 \cdot D_*} + 0,055(1 - \exp(-0,02 \cdot D_*)) \right] \quad (\text{Eq.III. 7})$$

$$\text{Et } E_{0S} = \min(0,27, 1000D - 0,01) \quad (\text{Eq.III. 8})$$

b) Erosion des vases

L'érosion des vases pures E_V est calculée selon la loi de Partheniades-Ariathurai (Eq.III. 9), si la tension au fond τ_f est supérieure à la tension critique d'érosion de la vase τ_{ceV} . Cette dernière dépend de la concentration relative de vase C_{relV} comme défini par l'équation (Eq.III. 10).

$$\text{Si } \tau_f > \tau_{ceV} \quad E_V = E_{0V} \cdot \left(\frac{\tau_f}{\tau_{ceV}} - 1 \right)^{nV} \quad (\text{Eq.III. 9})$$

$$\text{Avec } \tau_{ceV} = \text{eroa2} \cdot C_{relV}^{\text{eroa3}} \quad (\text{Eq.III. 10})$$

La concentration relative C_{relV} correspond à la masse de vase présente dans les interstices. Elle s'exprime comme le rapport entre la concentration volumique de vase C_{volV} et la fraction volumique de sable :

$$C_{relV} = \frac{C_{volV}}{1 - C_S/\rho_S} \quad (\text{Eq.III. 11})$$

La littérature propose nV égale à 1. E_{0V} , eroa2 et eroa3 sont des paramètres à calibrer pour la configuration mise en place. Dans notre cas, une estimation des paramètres est faite par calibration avec données *in situ* (c.f. section III-4.1).

c) Erosion de sédiments mixtes

La simulation du comportement des mélanges sable/vase provient de la littérature et de déductions expérimentales proposées par Le Hir *et al.* (2011). L'érosion du mélange dépend de la fraction de vase, c'est-à-dire le rapport entre les masses sèches de vase et de sédiment total. Selon la valeur de la proportion de vase, le calcul de l'érosion du mélange se divise en trois cas. Lorsque la fraction de vase est plutôt faible et inférieure à un seuil $mudfr1$, le mélange se comporte comme du sable pur. Inversement, lorsqu'elle est importante et dépasse un second seuil $mudfr2$, le mélange agit comme de la vase. Entre ces deux proportions, le modèle interpole linéairement les paramètres érosifs (τ_{CeM} , nM , E_{0M}) du mélange M .

- Cas 1 : la fraction de vase est inférieure au seuil $mudfr1$

Le mélange M se comporte comme du sable. La tension critique d'érosion du mélange τ_{CeM} est alors égale à la tension critique d'érosion du sable τ_{CeS} . La fraction critique $mudfr1$ varie selon les classes de sables qui composent le mélange. La valeur du seuil augmente avec la taille des grains selon l'équation (Eq.III. 12), où D est le diamètre moyen des grains de sable. $eroa1$ est un coefficient, paramétrable par l'utilisateur.

$$mudfr1 = eroa1 \cdot D \quad (Eq.III. 12)$$

Au-delà de la fraction $mudfr1$, la tension critique d'érosion augmente avec la proportion de vase.

- Cas 2 : la fraction de vase est supérieure au seuil $mudfr2$

Le seuil $mudfr2$ correspond à la limite au-dessus de laquelle le mélange se comporte comme étant totalement cohésif. La tension critique d'érosion du mélange τ_{CeM} dépend alors de la concentration relative de vase.

- Cas 3 : la fraction de vase est comprise entre les deux seuils $mudfr1$ et $mudfr2$

Lorsque la fraction de vase du mélange est comprise entre les deux seuils, les paramètres d'érosion (τ_{CeM} , nM , E_{0M}) sont linéairement interpolés entre ceux du sable et de la vase, en fonction de la fraction vaseuse.

La fraction de vase détermine ainsi le comportement du mélange de sédiment et la loi d'érosion appliquée dans le modèle. Toutefois, le flux d'érosion d'une classe est proportionnel à la fraction massique de cette classe dans le sédiment total de surface. La Figure III- 3 illustre l'évolution de la tension critique d'érosion en fonction du pourcentage de vase et de la taille des grains de sable (bleu clair pour un sable fin, bleu foncé pour un sable moyen).

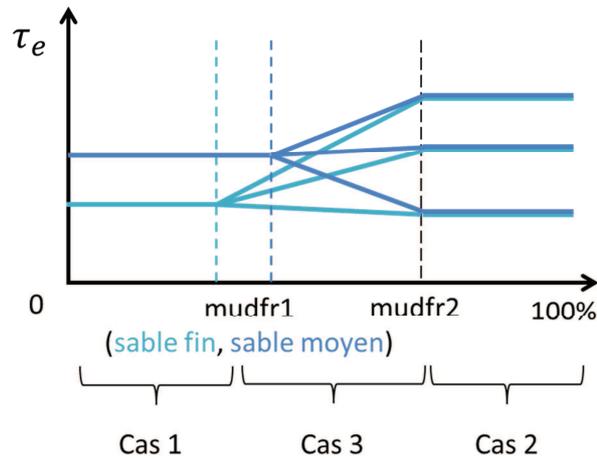


Figure III- 3 : Evolution de la tension critique d'érosion τ_{ces} en fonction du pourcentage de vase et de la taille des grains de sable (bleu clair pour un sable fin et bleu foncé pour un grain moyen) (d'après Le Hir *et al.* 2011).

d) Gestion des couches

Le modèle simule l'érosion des sables et vases de la couche de surface, à la limite eau/sédiment. Les caractéristiques de la couche et la disponibilité du sédiment sont prises en compte pour l'érosion, d'où la notion de couche active. Cette dernière correspond au sédiment superficiel sur lequel les particules fines peuvent être érodées. La quantité érodable se définit par la concentration volumique du mélange de sédiments (C_{volM}) multipliée par la hauteur de la couche sédimentaire. L'érosion est ensuite calculée en faisant le produit du flux érosif E , du pas de temps dt et de la surface mouillée au pas de temps précédent.

La Figure III- 4 illustre la gestion des couches pendant l'érosion. Si l'érosion est inférieure à la quantité érodable, une partie seulement de la couche sera érodée. L'épaisseur érodée est calculée avec la concentration volumique du mélange sable/vase. La concentration volumique de l'épaisseur restante est ensuite recalculée (Figure III- 4a). Si le flux érosif est supérieur à la quantité érodable de la couche supérieure, l'érosion se fait par étape (Figure III- 4b). Premièrement, la couche d'interface eau/sédiments est érodée et son épaisseur est recalculée. Celle-ci dépend de la concentration volumique des sédiments triés $C_{vol_trié}$. L'érosion se poursuit dans la seconde couche. L'érosion s'arrête lorsque cette couche active ne contient plus de particules fines.

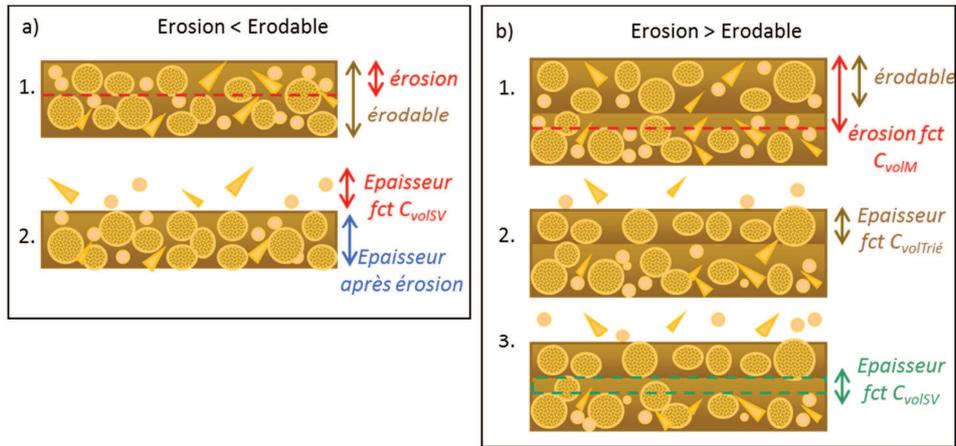


Figure III- 4 : Erosion des sédiments de surface et gestion de couches. a) Le flux érosif est inférieur à la quantité de sédiment érodable. L'épaisseur érodée se calcule avec la concentration volumique du mélange sable/vase. b) Le flux érosif est supérieur à la quantité de sédiment érodable de la couche de surface ; la couche sous-jacente s'érode aussi.

III-2.1.1.1 Dépôt

Le dépôt effectif au fond est obtenu par la résolution de l'équation de transport. En effet, la concentration de matière à déposer est calculée par l'étape du transport. Cependant, pour être simulé, le transport nécessite les flux d'érosion et de dépôt. Ces derniers sont donc estimés *via* le calcul de la tendance de dépôt, elle-même dépendante de la tension critique de dépôt, de la vitesse de chute et de la concentration dans le premier niveau près du fond.

a) Tendances de dépôt

Avant de calculer le dépôt « réel », la tendance de dépôt est estimée d'après les calculs de tensions critiques, de vitesses de chute et de la concentration dans le premier niveau. Ces tendances sont essentielles pour le calcul du transport (détaillé au paragraphe III-2.1.1.2), puisque la résolution de l'équation d'advection/diffusion utilise la concentration C_i de chaque classe i .

Il est considéré que les sables se déposent tout le temps. La tendance de dépôt des sables est donc égale à la vitesse de chute : $Tde_S = W_{sS}$.

La tendance de dépôt des vases Tde_V s'écrit selon loi de Krone (Eq.III. 13), avec W_{sV} la vitesse chute, C_V la concentration de vase en suspension et τ_{cav} la tension critique de dépôt. Le dépôt est ainsi limité par la tension critique de dépôt afin d'éviter le dépôt lorsque la turbulence est assez forte pour générer la remise en suspension. Il n'y a donc pas de dépôt si la tension au fond excède la tension critique de dépôt ($\tau > \tau_{cav}$).

$$Tde_V = W_{sV} \cdot C_V \cdot \left(1 - \frac{\tau}{\tau_{cdV}}\right) \quad (Eq.III. 13)$$

b) La vitesse de chute

La taille des particules ainsi que le caractère cohésif ou non du type de sédiments influencent la vitesse de chute W_s . Elle est donc calculée différemment pour les sables et les vases.

➤ Les sables

Pour les sables, la vitesse chute W_{sS} est estimée selon l'équation de Soulsby (1997):

$$W_{sS} = \frac{v}{D} [(10,36^2 + 1,049D_*^3)^{0,5} - 10,36] \quad (Eq.III. 14)$$

$$\text{où} \quad D_* = D \left[\frac{g(s-1)}{v^2} \right]^{1/3} \quad (Eq.III. 15)$$

où v est la viscosité cinématique, D est le diamètre représentatif de la fraction sableuse, g est l'accélération de la pesanteur et s est la densité relative du sable par rapport à l'eau avec $s = \rho_s / \rho_w$.

➤ Les vases

La vitesse de chute d'une particule cohésive W_{sV} dépend des conditions du milieu. La charge particulaire, la turbulence et la salinité peuvent faire varier ce paramètre. L'augmentation de la concentration a pour effet d'augmenter la floculation et par conséquent la vitesse de chute. Cette augmentation se produit jusqu'à une certaine concentration seuil. Au-delà, la forte concentration empêche les particules de chuter et W_{sV} diminue : on appelle ce phénomène l'entravement (appelé *hindering* en anglais). La turbulence quant à elle augmente les collisions entre les particules, encourageant la floculation. Cependant, si elle devient trop forte, les cisaillements engendrés déforment les floes. Si elle diminue, les collisions et la floculation diminuent aussi. La salinité peut également jouer un rôle sur la floculation des particules, due à la modification des forces électrochimiques. Le modèle MIXSED peut ainsi être paramétré pour prendre en compte ces processus.

Dans le modèle hydro-sédimentaire, une formulation simplifiée de la vitesse de chute est utilisée. Elle s'appuie sur les travaux de van Leussen (1994) et qui tient compte de la turbulence en utilisant le taux de cisaillement G sous la forme :

$$W_{sv} = W_{si} \cdot \frac{1 + aG}{1 + bG^2} \quad (\text{Eq.III. 16})$$

où $a=0.3$; $b=0.09$

et $W_{si} = k_1 \cdot C^n$ (Eq.III. 17)

Les paramètres k_1 et n sont à calibrer pour chaque site d'étude.

c) La concentration près du fond

La concentration de particules en suspension est calculée pour chaque niveau de la colonne d'eau. Près du fond, il peut y avoir une importante différence entre la concentration de la fine couche près du fond et la concentration moyenne dans le premier niveau. La concentration de la couche près du fond est donc recalculée selon un profil de Rouse à partir de la concentration dans la première cellule de la colonne d'eau. L'intégrale du profil de concentrations recalculé sur l'épaisseur de la cellule est égale au produit de la concentration moyenne et de l'épaisseur (Waeles *et al.* 2007).

d) Dépôt effectif

Le dépôt au fond est calculé après le transport et se réalise par étapes, selon le type de particules. Il correspond au produit de la tendance de dépôt de la classe i et de sa concentration :

$$D_i = Tde_i \cdot C_i \quad (\text{Eq.III. 18})$$

La couche existante est d'abord comblée et une nouvelle couche est créée s'il reste du sédiment à déposer. Les sables se déposent en premier et augmentent l'épaisseur de la couche, et les vases comblent ensuite les interstices des particules. La couche existante se densifie, jusqu'à atteindre une concentration seuil. S'il reste du sédiment à déposer, la vase en excès pourra créer une nouvelle couche, ou se mélanger à la couche de surface.

Le calcul du dépôt effectif, qui nécessite la concentration dans le premier niveau près du fond, est en fait calculé après l'étape de transport.

III-2.1.1.2 Transport

Le transport des matières en suspension dans la colonne d'eau est simulé par la résolution d'une équation d'advection-diffusion pour les concentrations C_i des différentes classes i de sédiments, tenant compte de leur vitesse de chute (Eq.III. 19).

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + \frac{\partial u C_i}{\partial x} + \frac{\partial v C_i}{\partial y} + \frac{\partial (w - W_{si}) C_i}{\partial z} = \frac{\partial (K_h \frac{\partial C_i}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial (K_h \frac{\partial C_i}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial (K_z \frac{\partial C_i}{\partial z})}{\partial z} + E_i - D_i \quad (Eq.III. 19)$$

Avec :

u, v, w	les composantes du vecteur vitesse dans ce repère
C_i	la concentration de particules en suspension de la classe i
K_h, K_z	les coefficients de diffusion turbulente horizontale et verticale
W_{si}	la vitesse de chute de la classe i
E_i, D_i	les termes source et puits d'érosion et de dépôt de la classe i

III-2.1.2 Configuration de la Rade de Toulon

La mise en place du modèle hydro-sédimentaire doit prendre en compte les différentes caractéristiques de notre zone. Les types de sédiments à représenter sont extraits de la carte granulométrique du site et les apports des fleuves sont utilisés comme données d'entrée pour obtenir une simulation réaliste. Les différents paramètres du modèle seront quant à eux détaillés au Chapitre III-4.

III-2.1.2.1 Classes de sédiments

La résolution sédimentologique, c'est-à-dire le nombre de classes de sédiments du modèle hydro-sédimentaire, est caractéristique de la configuration. Un grand nombre de classes de taille permettrait une représentation plus réaliste. Cependant, un modèle à haute résolution serait plus gourmand en temps de calcul et demanderait un effort de calibration et de validation considérable. Afin de conserver un temps de calcul raisonnable et d'obtenir une représentation fiable de la dynamique sédimentaire de la Rade, il a été choisi de simuler quatre classes de sédiments. Ainsi, le modèle hydro-sédimentaire mis en place contient les classes suivantes :

- Vases très fines : sédiments cohésifs regroupant les sédiments les plus fins, de taille inférieure à 4 μm (ex : argiles).
- Vases fines : sédiments cohésifs regroupant les silts fins et grossiers dont les diamètres sont compris entre 4 et 63 μm (ex : silt, limons).
- Sables fins : sédiments non-cohésifs dont les diamètres sont compris entre 63 et 200 μm .
- Sables grossiers : sédiments non-cohésifs dont les diamètres sont compris entre 200 et 2000 μm .

III-2.1.2.2 Granulométrie du fond

Puisque les fonds vaseux, sableux ou rocheux ne répondent pas de la même manière quant à la dynamique sédimentaire, il est primordial que la granulométrie du lit soit renseignée comme donnée d'entrée du modèle. La proportion de chaque classe de sédiments qui compose le fond sédimentaire est ainsi associée à chaque maille de notre configuration afin de former une carte granulométrique. Cette dernière est extrapolée de données *in situ*, issues d'analyses granulométriques d'une cinquantaine de carottes sédimentaires réalisées par Arnaud *et al.* (2002). Cette carte granulométrique (Figure III- 5a) a été corrigée et complétée afin de couvrir l'ensemble de l'emprise numérique de la configuration de la Rade de Toulon. Les premières simulations hydro-sédimentaires ont cependant montré une très forte érosion des sédiments de fond à proximité des côtes et de la tête du canyon. Dans le but d'obtenir une représentation plus réaliste, la carte granulométrique initialement utilisée a été modifiée pour notre étude. Ainsi, un sédiment entièrement composé de sables grossiers a été imposé pour les mailles non-renseignées par la cartographie initiale. Les fonds de la Grande Rade dont la profondeur n'excède pas 15 m ont aussi été initialisés avec un lit uniquement composé de sable grossier. Afin de minimiser l'érosion excessive en tête du canyon, aucun sédiment n'est initialement présent pour des profondeurs supérieures à 150 m (hauteur de sédiment et nombres de couches nuls). Cette hypothèse semble d'ailleurs plus réaliste, puisque Fabri *et al.* (2014) ont recensé des fonds rocheux avec très peu de dépôts sédimentaires dans de nombreux canyons méditerranéens. La Figure III- 5b illustre la carte modifiée utilisée comme donnée d'entrée du modèle hydro-sédimentaire.

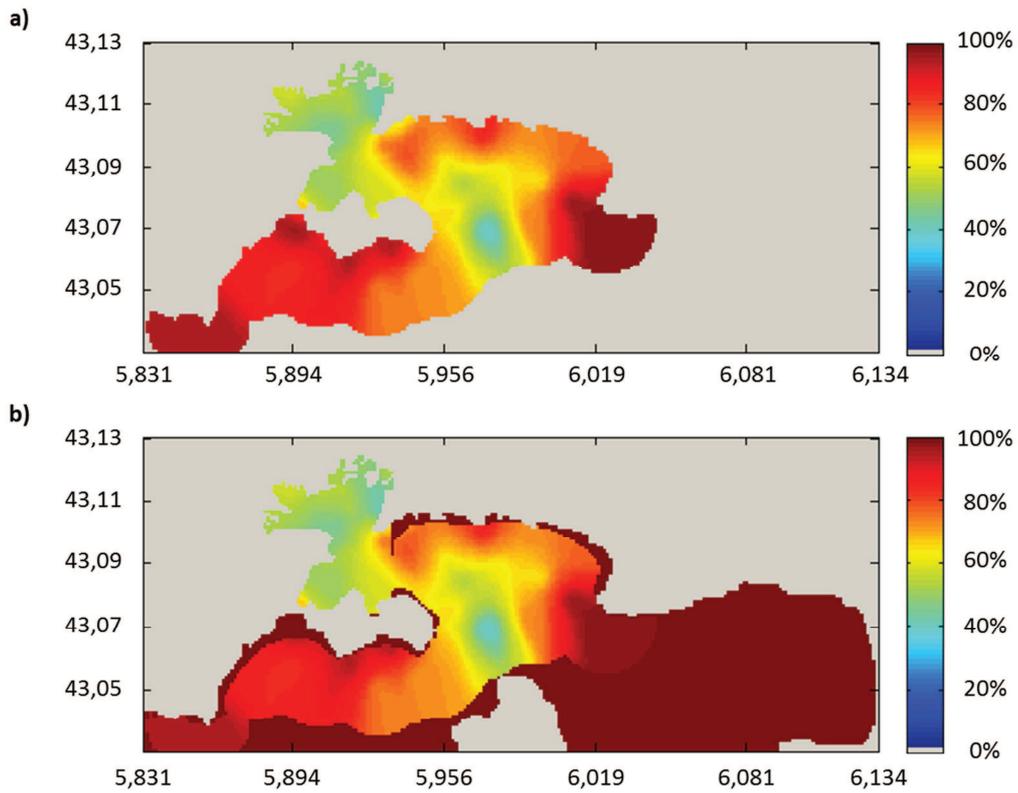


Figure III- 5 : Pourcentage de sable ($D > 63 \mu\text{m}$) pour la carte granulométrique a) initiale et b) modifiée utilisée comme donnée d'entrée du modèle.

III-2.1.2.3 Forçages

a) Hydrodynamique

Pour simuler le comportement des sédiments, le modèle hydro-sédimentaire utilise les données hydrodynamiques issues des calculs. Les courants sont utilisés dans le calcul du transport et la tension au fond est prise en compte pour le calcul des flux d'érosion et de dépôt.

La tension totale au fond $\tau_{f_{tot}}$, induite par le courant et les vagues s'écrit :

$$\tau_{f_{tot}} = \sqrt{\tau_{fW}^2 + \tau_{fC}^2} \quad (\text{Eq.III. 20})$$

Avec :

τ_{ftot}	La tension au fond totale
τ_{fW}	la tension au fond induite par les vagues
τ_{fC}	la tension au fond induite par le courant

La tension au fond induite par les vagues τ_{fW} est calculée à partir de l'équation (Eq.III. 21) avec le facteur de frottement de houle $F_w=0.06$ et la vitesse orbitale de la houle U_b , obtenue du modèle WW3 :

$$\tau_{fW} = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot F_w \cdot U_b^2 \quad (\text{Eq.III. 21})$$

Le modèle WW3 permet la simulation des vagues et est présenté au paragraphe III-4.2.1.3. La contrainte induite au fond par le courant s'exprime en fonction de la vitesse au fond (à la cote z) et s'écrit:

$$\tau_{fC} = \rho_{bot} \sqrt{F_{fx}^2 + F_{fy}^2} \quad (\text{Eq.III. 22})$$

Avec

$$F_{fx} = \frac{\kappa^2 \cdot u \sqrt{u^2 + v^2}}{\log(\frac{z}{z_0})} \quad \text{et} \quad F_{fy} = \frac{\kappa^2 \cdot v \sqrt{u^2 + v^2}}{\log(\frac{z}{z_0})}$$

où κ est la constante de von Karman égale à 0,4 et z_0 la longueur de rugosité, paramétrable par l'utilisateur.

b) Les rejets des fleuves

La dynamique sédimentaire des milieux côtiers est aussi impactée par l'apport continental, qui se traduit par le lessivage des bassins versants, l'apport des fleuves ou encore, en milieu anthropisé, par les canalisations pluviales. Plusieurs exutoires arrivent à la Rade, mais deux fleuves s'y jettent et leurs apports liquides et solides doivent être ajoutés au modèle. Le débit ainsi que la concentration de MES doivent être utilisés comme données d'entrée pour les deux rejets que représentent le Las et l'Eygoutier. Tel que mentionné plus haut (*c.f.* section I-1.4), très peu de données sont disponibles sur les flux de ces fleuves. Les quelques données ponctuelles de concentration de MES et de débit disponibles dans la littérature (Nicolau *et al.* 2006 ; Maurel *et al.* 2008 ; Nicolau *et al.* 2012) ne permettent cependant pas d'obtenir une simulation réaliste de la baie. L'évolution temporelle des débits solides et liquides doit donc être estimée.

III-2.2 Instrumentation

La section précédente décrivait le module sédimentaire et présentait les données nécessaires à la mise en place du modèle de dynamique sédimentaire de la Rade de Toulon. La description des paramètres ainsi que de la configuration a ainsi souligné le manque de connaissances sur la dynamique sédimentaire de cette baie. Aussi, afin de mettre au point un outil fiable de dispersion des radionucléides, une stratégie d'instrumentation a été mise en place afin de mieux connaître la dynamique sédimentaire du bassin et d'en extraire les données indispensables à la mise en place du modèle sédimentaire. Cette section présente les instruments de mesures déployés.

III-2.2.1 Instrumentation des fleuves

Afin de connaître les principaux apports des fleuves, des instruments de mesure ont été mouillés en aval des deux principaux cours d'eau se jetant dans la Rade de Toulon. Les fleuves étudiés sont des petits cours d'eau côtiers peu profonds. Leur largeur est d'une dizaine de mètres et leur hauteur d'eau est très variable, de quelques centimètres à l'étiage à 2 ou 3 m en crue. Nous considérerons pour cette étude que les caractéristiques sont homogènes pour toute section du cours d'eau, en particulier la concentration de MES. Ainsi, nous estimons que les mesures réalisées en un point sont représentatives de l'ensemble de la colonne d'eau. Les mesures ont été réalisées de manière continue entre septembre 2012 et janvier 2014 à l'Eygoutier, et entre octobre 2012 et mars 2014 au Las.

III-2.2.1.1 Localisation des sites instrumentés

Les sites d'instrumentation ont été choisis le plus en aval possible, en fonction des contraintes techniques et des facilités d'accès. La très grande majorité des apports est ainsi prise en compte, tels que les sources sous-terraines, le réseau pluvial ou encore le ruissellement.

L'aval du Las étant situé dans le site militaire de pyrotechnie, difficilement accessible, le lieu d'instrumentation a été choisi légèrement en amont. Pour faciliter l'accès et éviter toute dégradation, les instruments de mesure sont positionnés sous un pont. Le lit du fleuve est en cet endroit naturel. Pour l'Eygoutier, le site choisi pour l'instrumentation est le dernier point à l'air libre, où le fleuve est canalisé, en amont du tunnel de Lamalgue. La carte de la Figure III- 6 montre la position des sites d'instrumentation.

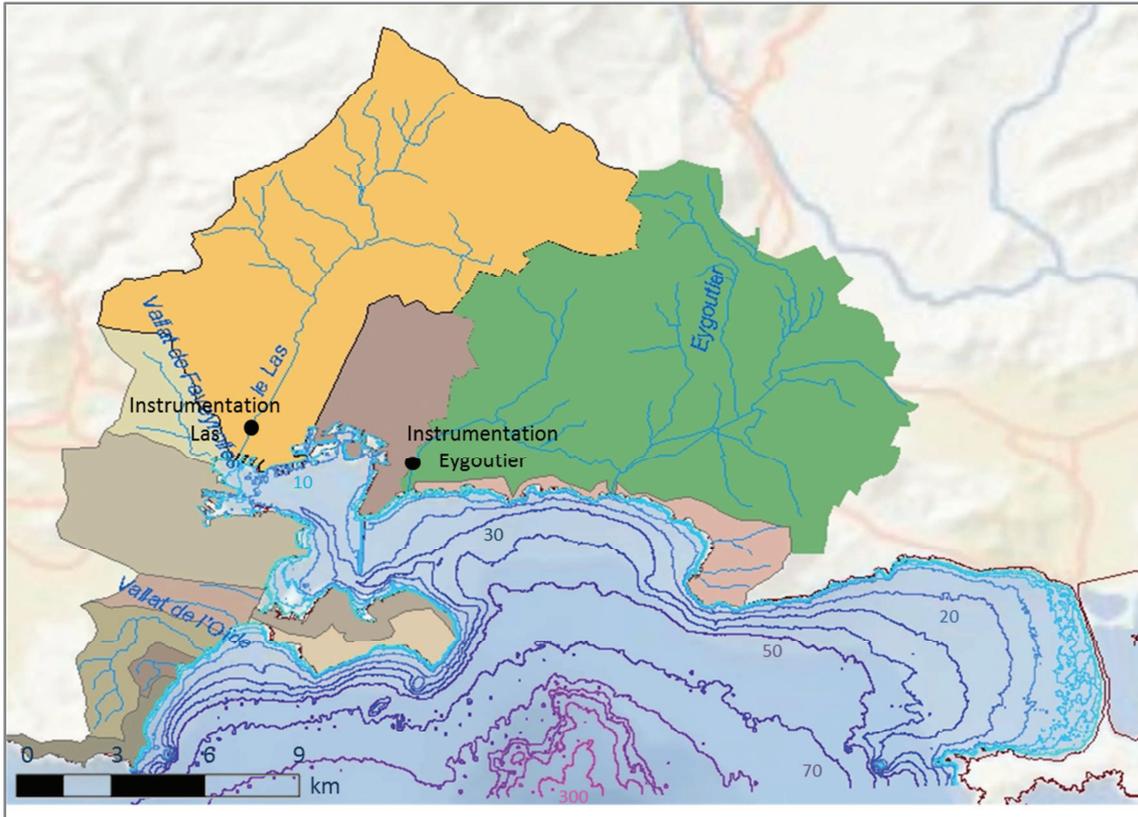


Figure III- 6: Localisation des sites instrumentés (points noirs) dans le Las et l'Eygoutier.

III-2.2.1.2 Sondes multi-paramètres YSI

Des sondes multi-paramètres YSI 600-OMS-V2 ont été mouillées dans les deux fleuves. Cette sonde autonome mesure la température, la pression, la conductivité et la turbidité. Les mesures, réalisées toutes les 5 minutes, sont enregistrées à très hautes fréquences afin d'obtenir le plus de précision possible sur leurs variations. Les mouillages sont entretenus lors de maintenances bimensuelles dans le but de minimiser l'encrassement des capteurs. Les données sont alors récupérées et les sondes entièrement nettoyées. De plus, un nettoyage et une re-calibration sont effectués en laboratoire chaque trimestre afin d'éviter toute dérive éventuelle des mesures. La sonde est alors calibrée avec des solutions standards de turbidité (0, 126 et 1000 NTU) et de conductivité ($50\,000\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Le Tableau III- 1 regroupe les caractéristiques précisées par le constructeur pour chacun des capteurs, détaillés ci-dessous.

Tableau III- 1 : Caractéristiques des capteurs de la sonde YSI 600-6 OMS-V2.

Paramètre	Gamme	Résolution	Précision
Conductivité électrique	0 à 100 mS·cm ⁻¹	1 µS·cm ⁻¹	± 0,5% de la lecture + 1µS·cm ⁻¹
Température	-5°C à 50°C	0,01°C	± 0,15°C
Pression	0 à 61 m	0,001PSI	± 0,02 PSI
Turbidité	0 à 1000 NTU	0,1 NTU	+2% de la lecture

➤ Capteur de turbidité

La turbidité traduit l'opacité d'une eau en quantifiant la diffusion et l'absorption de lumière. Les capteurs de turbidité sont fréquemment utilisés pour mesurer les particules en suspension dans l'eau, principale cause de turbidité. Le capteur YSI 600-6 OMS-V2 est formé d'une diode électroluminescente (LED) dont la longueur d'ondes est comprise entre 830 et 890 nm (proche infrarouge) et d'une photodiode à haute sensibilité comme récepteur. Les rayons émis et reçus forment un angle de 90° et la différence d'intensité entre eux permet de déduire la turbidité du milieu. Le capteur de turbidité est équipé d'un racleur mécanique, qui nettoie la cellule avant chaque mesure afin de diminuer le risque d'erreur lié à l'encrassement. Les sondes sont calibrées en trois points, avec de l'eau distillée pour 0 NTU et des solutions standards de 126 et 1000 NTU. La variation de température peut faire varier la réponse du capteur de turbidité (Wass *et al.* 1997) car les composants sont sensibles aux variations de température. Le logiciel interne de la sonde applique automatiquement une correction de 0,6% par degré Celsius.

➤ Capteur de pression

Le capteur mesure la pression absolue, c'est-à-dire la pression totale de la colonne d'eau et de l'atmosphère. Les données enregistrées par la sonde sont donc post-traitées afin d'éliminer les variations de pression atmosphérique (*c.f.* section III-2.2.3), qui peuvent engendrer des erreurs de ±0,2 m de hauteur d'eau.

➤ Capteur de température

La sonde YSI-OMS-V2 calcule directement la température à partir d'une thermistance d'oxyde métallique. Le capteur, qui ne requiert aucune calibration ou maintenance particulière, a une précision de 0,15°C et une résolution de 0,01°C.

➤ Capteur de conductivité électrique

La conductivité électrique traduit la capacité d'une eau à conduire un courant électrique. Elle est directement proportionnelle à la quantité d'ions présents et peut permettre de caractériser l'origine des eaux. En effet, un apport d'eau provenant du lessivage du bassin versant, d'eau de pluie ou d'un rejet d'eaux usées est susceptible de faire varier la conductivité électrique du cours

d'eau. Le capteur de conductivité électrique se compose de quatre électrodes de nickel pur. Deux d'entre eux alimentent un courant et les deux autres mesurent la chute de tension, qui est ensuite convertie en conductance. Cette dernière est multipliée par la constante de la cellule (environ 5cm^{-1} pour la sonde) afin d'obtenir une valeur de conductivité en $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

La conductivité électrique d'une solution est fortement dépendante de la température et peut varier de l'ordre de 3% par degré Celsius. Aussi, les valeurs enregistrées sont corrigées par le logiciel de la sonde avec la température enregistrée, et représentent la conductance spécifique compensée à 25°C. La conductance spécifique $CondSp$ rapportée à 25°C et corrigée d'un facteur de température TC se calcule selon l'équation (Eq.III. 23):

$$CondSp_{25^{\circ}\text{C}} = \frac{Conduc}{1 + TC \cdot (T - 25)} \quad (\text{Eq.III. 23})$$

Le capteur est calibré avec de l'eau distillée pour une conductivité électrique nulle et avec une solution standard $50\text{mS}\cdot\text{cm}^{-1}$, à une température proche de 25°C. La précision du capteur est de $\pm 0.5\%$ et sa résolution de $1\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

III-2.2.1.3 Pièges à sédiments

Les pièges à sédiments permettent d'échantillonner les matières en suspension dans un cours d'eau de façon intégrée dans le temps. Développé par Phillips *et al.* (2000), le piège est placé dans le sens de l'écoulement et capture par décantation les matières en suspension. En pénétrant dans le piège par un tube de 4 mm de diamètre, la vitesse de l'écoulement diminue d'un facteur 600 dans le cylindre principal (diamètre 98 mm, longueur 1000 mm), ce qui entraîne une décantation de la matière en suspension. Le schéma de la Figure III- 7 illustre le fonctionnement du piège. Son contenu est récupéré lors des maintenances bimensuelles et devrait être représentatif des particules ayant transitées dans le cours d'eau pendant la période de déploiement. Ainsi, chaque échantillon devrait être proportionnel au flux total, tant d'un point de vue qualitatif (granulométrie) que quantitatif (masse totale). La masse prélevée dépend donc du flux total écoulé sur la période et la proportion de chaque classe de taille devrait être représentative de l'ensemble des MES. La matrice prélevée est étuvée à 40°C et pesée pour ensuite être analysée au granulomètre laser, dont la méthodologie est décrite dans la section suivante.

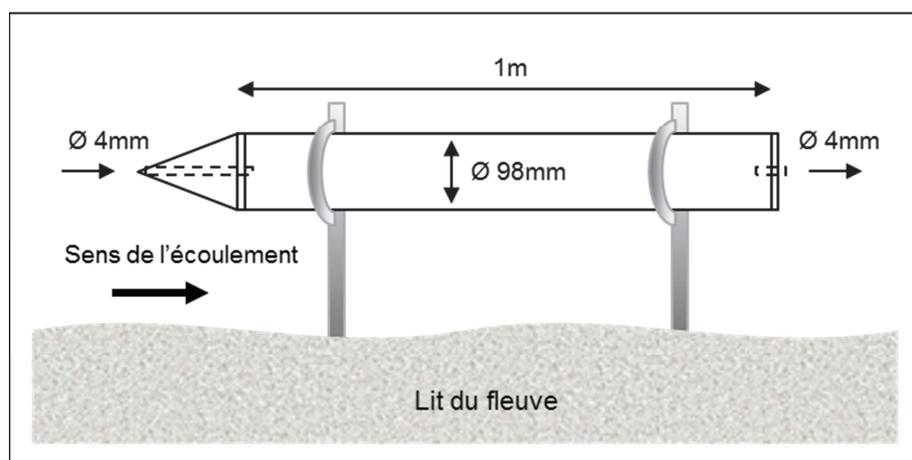


Figure III- 7: Schéma du piège à sédiments (d'après Phillips *et al.* 2000)



Photo III- 1: Sonde multiparamètres et piège à sédiments placés dans leur cage de protection à l'Eygoutier

III-2.2.1.4 Analyses granulométriques

Tous les échantillons prélevés dans les pièges à sédiments sont analysés au granulomètre laser *LS13320 Beckman & Coulter* et ceux présentant une granulométrie plus grossière sont également filtrés par tamisage humide afin de vérifier la proportion des classes plus grossières.

III-2.2.1.5 Granulomètre laser *LS13320 Beckman & Coulter*

Le granulomètre laser *LS13320 Beckman & Coulter* utilise la méthode de diffraction/diffusion afin d'estimer le pourcentage de matière en fonction de leur volume. Il analyse les particules de taille comprise entre 0,04 et 2000 μm ; les particules les plus grossières prélevées par le piège (comprises entre 2 et 4 mm) ne pourront donc pas être détectées par le granulomètre. Le fonctionnement du granulomètre laser est détaillé en Annexe B.

Les échantillons préalablement séchés (*c.f.* section III-2.2.1.3) sont remis en solution aqueuse avant l'analyse granulométrique et mis en agitation (environ 200 tours par minute) pendant

12h. Avant l'analyse granulométrique, l'agitation est augmentée à 800t/min et le prélèvement est réalisé au centre du vortex de la matrice eau-sédiments à l'aide d'une pipette 5 mm. L'analyse est répétée au moins trois fois pour chaque échantillon, ou jusqu'à l'obtention de trois courbes granulométriques similaires. Les résultats de ces répliqués sont moyennés pour chaque échantillon. Afin d'estimer la proportion de matière grossière, les échantillons sont également classés en taille par tamisage humide.

III-2.2.1.6 Tamisage humide

Les échantillons dont l'aspect semble plus grossier et dont la masse restante après analyse au granulomètre laser est suffisante ont également été filtrés par tamisage humide. Une estimation de la proportion de chaque classe de taille est faite afin d'estimer et de quantifier la possible erreur d'étude granulométrique induite par la chute plus rapide des particules grossières qui ne seraient pas prise en compte par le granulomètre laser. Les échantillons remis en eau sont tamisés sous flux d'eau constant. La matrice eau-sédiments s'écoule par sept tamis emboîtés en ordre décroissant de taille (4000 μm , 2000 μm , 1600 μm , 630 μm , 200 μm , 100 μm et 50 μm). L'eau filtrée est récupérée en fin de tamisage pour quantifier les particules inférieures à 50 μm . Les huit sous-échantillons sont ensuite séchés à l'étuve à 40°C puis pesés.

III-2.2.1.7 Prélèvements et filtrations

Les prélèvements ponctuels sont réalisés manuellement en surface. L'eau est prélevée à chaque maintenance bimensuelle ainsi que ponctuellement par temps de pluie. Lors d'épisodes de crues, l'accès au cours d'eau étant dangereux, les prélèvements sont faits depuis le pont. Les échantillons sont maintenus au réfrigérateur jusqu'à la filtration. Avant sa filtration, un échantillon est agité afin de remettre les particules en suspension et d'homogénéiser la répartition granulométrique. Il est ensuite tamisé pour éliminer les débris de taille supérieure à 2mm, puis filtré sur des filtres *Millipore* 0,45 μm . Les filtres sont étuvés à 40°C pendant 24 h et pesés. La concentration en MES est calculée en faisant le rapport entre le poids de matière sur le filtre et le volume d'eau filtrée.

III-2.2.1.8 Estimation des débits

Aucune mesure n'étant disponible, les débits des fleuves ont été estimés par courbes de tarage qui permettent de relier une valeur de hauteur d'eau mesurée à une valeur de débit, et vérifiés par des mesures de vitesse de l'écoulement.

a) Courbes de tarage

Les débits liquides sont estimés d'après des courbes de tarage tirées d'études réalisées sur chacun des fleuves.

Le Las

Pour le Las, la courbe de tarage établie par l'association « SpéléH2O » sera utilisée (Lamarque 2014). Cette relation (Eq.III. 24) relie la hauteur d'eau H_w (en mètre) au débit liquide Q_{Las} (en $m^3 \cdot s^{-1}$). Elle a été déterminée à partir de mesures de débit avec fluorescéine en 41 points de calibration.

$$Q_{Las} = -7,8043 \cdot H_w^3 + 30,167 \cdot H_w^2 - 16,512 \cdot H_w + 2,4636 \quad (Eq.III. 24)$$

L'Eygoutier

Une relation liant la hauteur d'eau au débit de l'Eygoutier est obtenue avec la relation de Manning-Strickler, dont les coefficients de pente J et de rugosité K ont été préalablement déterminés (Y.Lucas, communication personnelle). L'équation (Eq.III. 25) montre la relation utilisée pour obtenir les débits liquides Q_{Eyg} .

$$Q_{Eyg} = K \cdot S \cdot R_h^{\frac{2}{3}} \cdot J^{\frac{1}{2}} \quad (Eq.III. 25)$$

Avec:

Q_{Eyg}	le débit ($m^3 \cdot s^{-1}$)
$K = 60$	le coefficient de rugosité de Strickler ($m^{1/3} \cdot s^{-1}$)
S	la surface mouillée (m^2)
R_h	le rayon hydraulique (m)
$J = 0,00347$	le coefficient de pente ($m \cdot m^{-1}$)

b) Vitesse d'écoulement

Les mesures de vitesses sont effectuées avec un courantomètre *OTT Nautilus C2000*. Ce capteur à induction magnétique permet la mesure de vitesses d'écoulement qui varient entre 0,000 et 2,500 $m \cdot s^{-1}$, avec une précision de 1% de la valeur mesurée. La mesure repose sur le principe d'induction magnétique, qui définit l'existence d'une tension dans un milieu conducteur, lorsque celui-ci est traversé par un champ magnétique (Eq.III. 26). Le capteur du *Nautilus* est composé d'une bobine qui crée un champ magnétique B et de deux électrodes distantes de L (Figure III-

8). La tension U induite entre celles-ci est directement proportionnelle à la vitesse v du milieu conducteur, c'est-à-dire la vitesse de l'écoulement. Cette tension est convertie en vitesse par le boîtier de lecture du courantomètre.

$$U = B \cdot L \cdot v \quad (\text{Eq.III. 26})$$

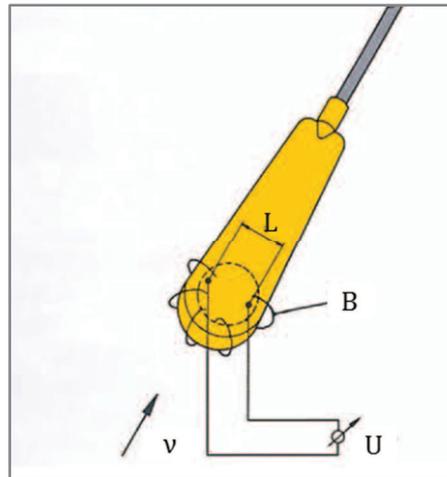


Figure III- 8: Schéma de fonctionnement du courantomètre Nautilus.

III-2.2.2 Instrumentation en mer

Dans le but d'estimer le devenir des apports des fleuves, différents instruments de mesure ont été mouillés en mer, à proximité des exutoires (Figure III- 9). L'instrumentation était composée d'un profileur de courant ADCP, de sondes de turbidité et d'un altimètre pour chaque site. Au Las, une sonde de turbidité YSI supplémentaire (x sur la Figure III- 9) était aussi mouillée dans l'embouchure. Les mouillages ont été réalisés de septembre 2013 à janvier 2014 à l'exutoire de l'Eygoutier, et de septembre 2013 à mars 2014 au Las.

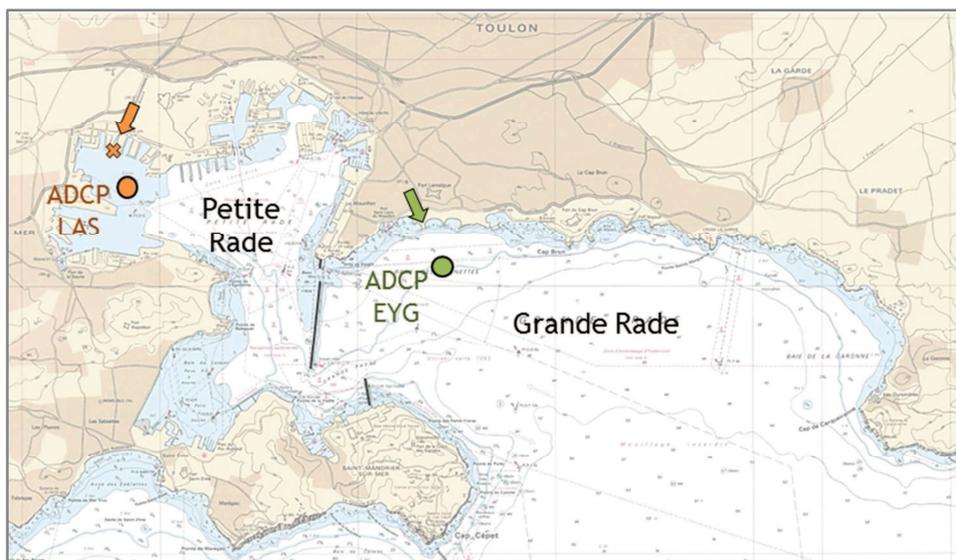


Figure III- 9: Position des mouillages aux exutoires du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert). Les ADCP et WETLab (cercle) étaient mouillés au fond et la YSI#1 (X) était en surface à l'exutoire.

III-2.2.2.1 ADCP

Des profileurs de courant ADCP (*cf.* section II-1.2.1) ont été mouillés à proximité de chacun des exutoires des fleuves étudiés.

Le Las

Au Las, un courantomètre *Workhorse Sentinel* 1200 kHz était mouillé par 10 m de fond. Le courant était mesuré toutes les 10 minutes pendant 30 secondes (60 pings de 0,5 sec.), moyennées et enregistrées pour chaque cellule de 0,25 m d'épaisseur.

L'Eygoutier

Un courantomètre *Workhorse Sentinel* 600 kHz était mouillé à proximité de l'exutoire de l'Eygoutier à une profondeur d'environ 20 m. Pour chaque cellule de 0,5 m d'épaisseur, les courants moyens (60 pings de 0,5 sec) étaient enregistrés toutes les 10 minutes.

En plus des mesures d'intensité et de direction de courants, les données ADCPs peuvent être utilisées afin d'estimer la charge particulaire de la colonne d'eau. En effet, la mesure de ces profileurs de courant repose sur la rétrodiffusion du signal acoustique par la matière en suspension. Le décalage de fréquence est analysé pour en déduire la vitesse à laquelle les particules se déplacent. L'intensité acoustique reçue par l'appareil dépend donc de la quantité de particules qui rétrodiffusent le signal émis. L'analyse de cette intensité permet donc d'estimer la concentration de MES sur la colonne d'eau. Cette méthode permet une étude des variations de concentration sur la verticale tout en limitant le déploiement d'appareils de mesures. Moins

sensible au bio-salissures que les systèmes optiques, la mesure est effectuée en même temps que celles des courants, ce qui favorise la compréhension des flux particulières. Nous utiliserons le signal acoustique de l'ADCP afin d'estimer la charge particulaire de la Rade de Toulon selon la méthode détaillée par Tessier (2006), résumée en Annexe C.

III-2.2.2.2 Sondes de turbidité

Une sonde de turbidité *WETLab FLNTU* était fixée sur chaque cage ADCP. La sonde *WETLab#1851* était fixée à la cage ADCP de l'Eygoutier et la *WETLab#1605* à celle du Las (respectivement aux positions ADCP-EYG et ADCP-LAS de la Figure III- 9). Ces instruments utilisent la diffraction lumineuse d'une LED (700 nm), qui forme un angle de 140° avec le détecteur, pour estimer la turbidité. Les sondes mesurent des turbidités comprises entre 0,01 et 25 NTU, avec une précision de 0,01 NTU. Avant chaque mesure, la cellule optique est balayée. Trois enregistrements étaient effectués à une seconde d'intervalle, toutes les 10 minutes.

Entre janvier et mars 2014, deux sondes supplémentaires ont été déployées en surface à l'exutoire du Las. Cette zone, située à proximité du site de la pyrotechnie militaire, a un accès limité et règlementé ce qui diminue les risques de perte des instruments. La sonde *YSI#1* (précédemment dans l'Eygoutier) a été mouillée à l'embouchure du Las (X sur la Figure III- 9) et la sonde *WETLab#1851* (précédemment fixée à la cage ADCP de l'Eygoutier) a été mouillée en surface au point ADCP-LAS (Figure III- 10). La sonde *YSI#1* a préalablement été calibrée pour la conductivité électrique ($50\ 000\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) et la turbidité (0, 12, 126 NTU).

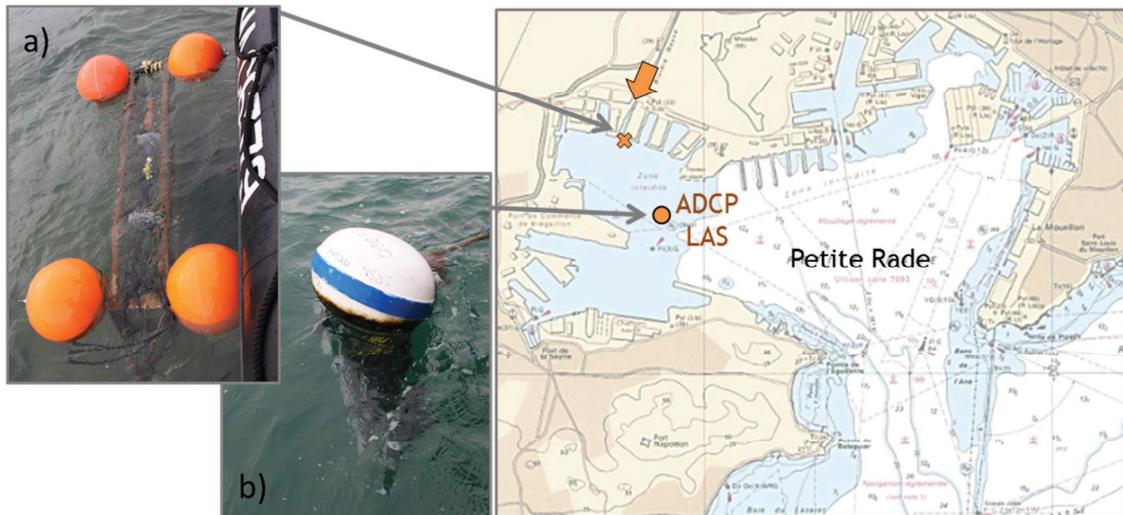


Figure III- 10: Sondes de turbidité à l'exutoire du Las : a) YSI#1 en surface à l'exutoire ; b) WETLab#1851 en surface au point ADCP-LAS.

III-2.2.2.3 Altimètres

L'évolution du fond sous l'action des vagues et des courants est aussi un paramètre important de la dynamique sédimentaire. Afin de l'étudier, un altimètre *NKE-ALTUS* a été mouillé sur chaque site. Cet instrument mesure la distance entre le lit sédimentaire et son capteur, qui reste fixe. Ce dernier étant immobile, les variations enregistrées témoignent du dépôt ou de l'érosion du fond. L'altimètre est composé d'un transducteur/récepteur qui émet et reçoit un signal (2 Hz) dont l'écho permet de quantifier la distance *ALTUS*/substrat. Quatre voies de mesure sont consacrées à la distance, une à la profondeur et une à l'écho maximal. L'altimètre enregistre des distances comprises entre 200 et 700 mm, avec une précision de 2 mm. Le capteur piezo-résistif de mesure de profondeur a une résolution de 0,8 cm et une précision de 6 cm pour une gamme de profondeur de 0 à 20 m. La mesure de l'écho permet de qualifier l'amplitude du signal reçu. Pour notre déploiement, la configuration des altimètres était identique pour les deux sites (6 mesures toutes les 10 secondes, toutes les 10 minutes).

III-2.2.2.4 Prélèvements et filtrations

Des prélèvements d'eau sont réalisés en surface et au fond, à l'aide d'une bouteille *Niskine*, afin d'estimer la concentration de MES. Le traitement de ces échantillons est identique à celui des prélèvements d'eau des fleuves, dont la méthode est décrite en section III-2.2.1.7.

III-2.2.3 Traitement de données

Les données enregistrées sont post-traitées afin de corriger d'éventuelles données aberrantes.

➤ Hauteurs d'eau

Les mesures de pression atmosphérique sont retranchées aux données de pression de la sonde afin de ne représenter que les variations concernant la colonne d'eau. Cette pression résiduelle est ensuite convertie en hauteur d'eau. Pour les sondes multi-paramètres des fleuves, la hauteur d'eau sous la sonde (constante à 15 cm au Las et 8 cm à l'Eygoutier) est ajoutée. Les données dont la conductivité électrique est nulle (signifiant que la sonde est hors de l'eau) sont éliminées.

➤ Turbidité

Les mesures de turbidité sont filtrées selon une double condition. Lorsqu'une donnée présente des écarts absolus supérieurs à 50 NTU entre sa valeur et la précédente, ainsi qu'entre sa valeur et la suivante, elle est remplacée par la moyenne des valeurs des données précédente et suivante. Ce filtre peut s'exprimer par l'équation (Eq.III. 27) :

$$\text{Si} \quad |turbidité(t) - turbidité(t - 1)| > 50$$

$$\text{Et si} \quad |turbidité(t) - turbidité(t + 1)| > 50$$

$$\text{Alors} \quad turbidité(t) = \frac{(turbidité(t - 1) + turbidité(t + 1))}{2} \quad (\text{Eq.III. 27})$$

Ce traitement permet d'éliminer les pics de turbidité qui peuvent être dus, par exemple, au passage d'une grosse particule devant la cellule optique mais qui ne serait pas représentative de l'état de turbidité de toute la colonne d'eau.

➤ Interpolation des données

Les données enregistrées par la sonde multi-paramètre sont interpolées à pas de temps constant (5 minutes) afin de combler les manques et obtenir une série temporelle ininterrompue. Très peu de données sont manquantes sur la période étudiée (18 mois), les trous étant causés par l'arrêt de la sonde lors des maintenances bimensuelles (arrêt d'environ 30 minutes) ou des re-calibration trimestrielles (arrêt d'environ 24h).

Chapitre III-3 Apports des Fleuves

Le réalisme d'un modèle hydro-sédimentaire dépend fortement de la précision de ses forçages. D'autres modèles ont simulé la dispersion des radionucléides en utilisant comme forçage des conditions moyennes (météorologiques, débits, apports) et présentent des écarts entre mesures et simulations, comme le souligne Perriáñez (2005). Les apports utilisés dans le modèle doivent donc être précis et représentatifs de la situation à modéliser.

A notre connaissance, aucune donnée d'apports liquide ou solide n'est disponible pour les deux fleuves étudiés. Quelques mesures ponctuelles de concentrations ont été effectuées à l'Eygoutier lors d'étude concernant les flux de contaminants (Nicolau *et al.* 2006 ; Nicolau *et al.* 2012). Aucune donnée n'est disponible concernant le Las. Les flux liquides et solides des deux fleuves ont donc été estimés dans le cadre de cette recherche doctorale. Comme avancé par Bertrand-Krajewski *et al.* (2000), un suivi permanent permet une meilleure connaissance du réseau et fournit des données plus représentatives et fiables. Ces auteurs précisent aussi que la complémentarité de techniques peut être un bon compromis pour obtenir une bonne qualité de mesures tout en limitant les coûts. Le travail présenté dans ce chapitre repose donc sur plusieurs méthodes pour proposer une description des apports liquides et solides des deux fleuves se jetant dans la Rade de Toulon. Les volumes d'eau écoulés pour chacun des deux fleuves sont estimés dans une première section. Ensuite, la charge particulaire est étudiée pour les deux cours d'eau et les paramètres impactant la masse transitée sont présentés. Enfin, la granulométrie de la MES échantillonnée est étudiée pour qualifier les apports solides.

III-3.1 Les apports liquides

Le débit liquide de chaque fleuve est estimé à partir des mesures haute-fréquence enregistrées par le capteur de pression des sondes multi-paramètres. Calculés avec leur courbe de tarage respective (*c.f.* section III-2.2.1.8), les apports liquides sont présentés pour chaque fleuve et mis en relation avec les conditions pluviométriques.

III-3.1.1 Débits et volumes écoulés

Les deux fleuves étudiés présentent la particularité des oueds. Leur régime de base est ainsi caractérisé par un niveau d'étiage très bas, ponctué de crues pendant lesquelles les débits

peuvent être très importants. Ces crues, parfois très brèves, sont liées à la pluviométrie et aux orages parfois violents qui caractérisent la région.

Le Las

Les débits du Las sont très variables et s'étendent entre 0,01 et 30 m³·s⁻¹ pour la période étudiée (5 octobre 2012 au 18 mars 2014). Comme le montre la Figure III- 11 qui représente l'évolution temporelle des débits liquides, le régime de base est ponctué de périodes de crues pendant lesquelles les débits sont plus élevés. L'apport total en eau du Las pour les 18 mois étudiés est d'environ 7,5·10⁷ m³, ce qui représente une moyenne annuelle de 54,5 millions de m³. Ce volume annuel écoulé représente environ 50 fois le volume total de la Retenue de Dardennes, située en amont du fleuve. Au vu des débits calculés, nous considérerons le cours d'eau en crue lorsque son débit excède 1 m³·s⁻¹ (trait pointillé rouge sur la Figure III- 11). Cette limite est fixée arbitrairement, en fonction du gonflement de l'hydrogramme. Sur le volume d'eau total écoulé dans le Las pendant les 18 mois de l'étude, 6,4·10⁷ m³ l'ont été pendant les crues. Ce volume représente plus de 85% de l'apport liquide total du Las apporté à la Rade en 30% du temps.

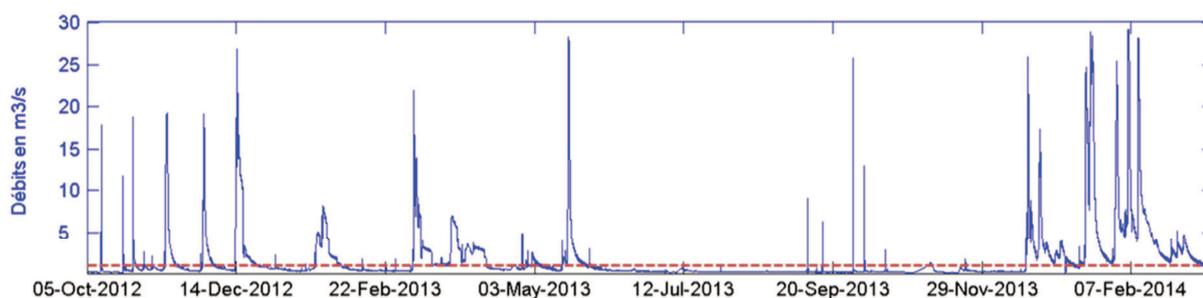


Figure III- 11 : Evolution temporelle des débits du Las (m³·s⁻¹) entre le 5 octobre 2012 et le 18 mars 2014. Le trait rouge marque la limite arbitraire choisie pour séparer les périodes d'étiage de crues.

L'Eygoutier

Les apports liquides de l'Eygoutier ont été estimés avec la relation de Manning-Strickler. Cette formulation peut engendrer une incertitude, notamment à cause du coefficient de rugosité k . Sa valeur est fixée selon l'aspect du lit du fleuve. Pour les précédentes études sur l'Eygoutier, le coefficient k était choisi égal à 72 (Y.Lucas, communication personnelle). Cette valeur correspond, selon le CETMEF (2001) à un canal en béton très lisse avec joint ou un canal lisse avec courbure. Au site d'instrumentation choisi pour notre étude, l'Eygoutier est canalisé et le béton présente des aspérités qui suggèrent un coefficient équivalent à celui d'une surface de type béton non lisse. De plus, bien que le lit soit entretenu annuellement par la Ville de Toulon, de nombreux végétaux poussent au fond du canal. La Photo III- 2 montre la végétalisation du canal en juin 2012. Nous choisissons donc de fixer à 60 la valeur du coefficient de rugosité, en

adéquation avec les résultats du rapport de Ducros (2014). Cette valeur correspond à un canal en « maçonnerie moyenne avec joints nombreux ou nombreuses courbes » ou dont la surface est recouverte d'algues ou de mousse (CETMEF 2001).



Photo III- 2 : Photo du canal végétalisé de l'Eygoutier le 6 juin 2012.

Dans le cadre des maintenances de l'instrumentation des cours d'eau, des mesures ponctuelles de vitesse ont été réalisées à l'étiage avec un courantomètre NautilusC2000. Les débits de crues étant trop importants et l'accès au fleuve trop dangereux, aucune mesure de vitesse n'a été effectuée pour des hauteurs d'eau supérieure à 0,4 m. Les débits liquides sont estimés par le produit de la vitesse mesurée et de la section mouillée. Bien que cette approche soit approximative et que les vitesses ne soient pas uniforme sur la section, elle permet d'estimer l'ordre de grandeur des débits d'étiage. Les mesures de vitesses étaient faites à 5 cm sous la surface au centre et au bord du canal (entre 5 et 30 cm au-dessus du fond). Le graphe de la Figure III- 12 montre le débit calculé avec les mesures ponctuelles de vitesse en fonction de la hauteur d'eau dans le fleuve. Les débits calculés avec la relation de Manning-Strickler sont aussi montrés (en vert avec $k=72$, en rouge avec $k=60$). Pour les deux approches, les débits mesurés alors que l'eau est contenue dans le chenal central (niveau d'eau < 20 cm) sont inférieurs à $0,5 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Cependant, les valeurs de débits calculées à partir de la vitesse de l'écoulement sont plus faibles que celles estimées avec la relation de Manning-Strickler pour des coefficients de rugosité de 60 et 72. Elles semblent plutôt correspondre aux valeurs trouvées avec un coefficient

k de 30. Par ailleurs, un tel coefficient correspond à des « surfaces très grossières : (...) canaux en terre (...); béton sur roche irrégulièrement excavée (...); canaux et fossés avec pierres rugueuses au fond et végétation sur les bords » (CETMEF 2001). Cette définition ne s'applique pas au type de canal de l'Eygoutier. De plus, ces comparaisons concernent uniquement pour les faibles débits du régime de base ; aucune mesure de l'écoulement n'a été faite au-delà d'une hauteur de 0,4 m. Nous choisissons donc d'utiliser un coefficient de rugosité $k=60$, bien qu'il soit possible que les débits calculés soient surestimés. Pour obtenir davantage de précision sur les débits liquides de l'Eygoutier, une étude hydrologique plus approfondie devrait être menée.

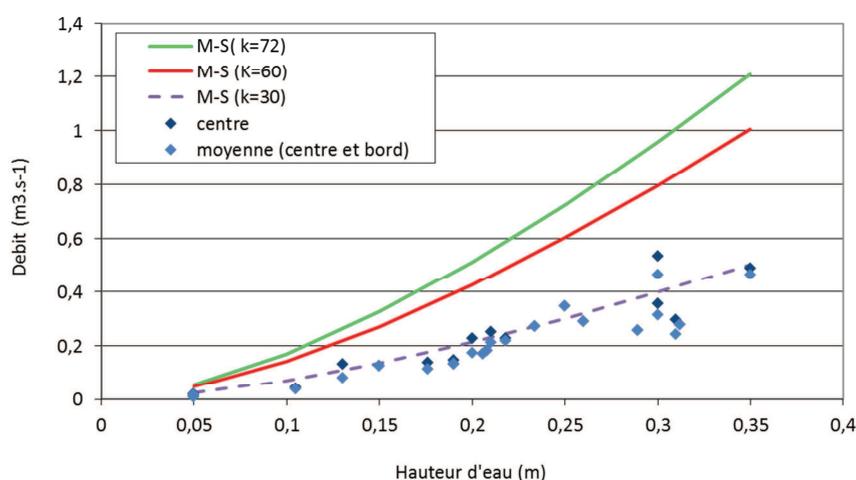


Figure III- 12: Débit de l'Eygoutier en fonction de la hauteur d'eau calculé par Manning-Strickler avec $k=72$ (vert), $k=60$ (rouge) et $k=30$ (trait pointillé violet) et estimé avec les mesures de vitesse de l'écoulement au bord (bleu foncé) et avec la moyenne bord et centre (bleu clair).

En outre, il nous apparaît intéressant de quantifier l'écart engendré par le choix de ce coefficient. La Figure III- 13 représente l'évolution des débits de l'Eygoutier calculés avec la relation de Manning-Strickler pour différentes valeurs de k , en fonction de la hauteur d'eau du fleuve. Jusqu'à une hauteur d'eau d'un mètre, les écarts entre les débits calculés pour $k=60$ et les différents coefficients de rugosité sont inférieurs à $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Puisque les débits calculés avec une relation de Manning-Strickler sont proportionnels au coefficient de rugosité, les écarts entre les débits calculés pour les différentes valeurs de k augmentent avec la hauteur d'eau. Les débits calculés avec $k=72$ sont donc supérieurs de 20% à ceux calculés avec $k=60$. Pour une hauteur d'eau de 2 m, le débit calculé avec $k=72$ est supérieur de $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au débit calculé avec $k=60$.

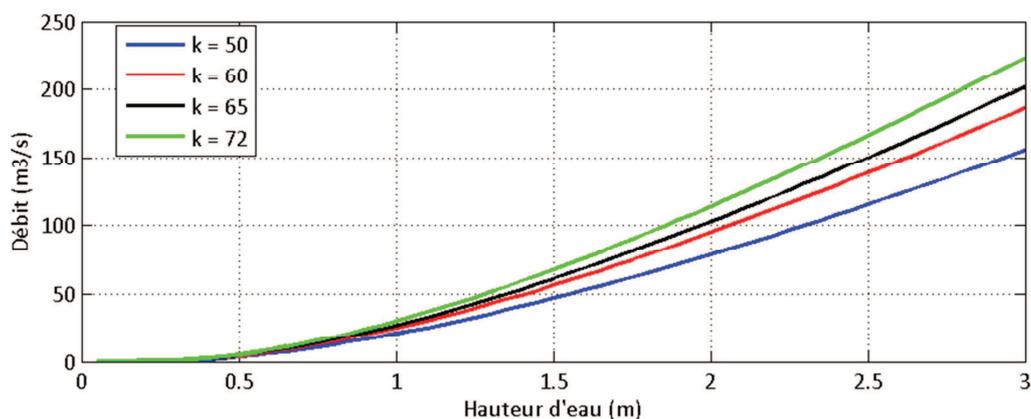


Figure III- 13: Débits ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) calculés avec l'équation de Manning-Strickler avec différents coefficient k : en bleu pour $k=50$, en rouge pour $k=60$, en noir pour $k=65$ et en vert pour $k=72$.

En somme, les débits de l'Eygoutier ont été estimés pour cette étude avec la relation de Manning-Strickler détaillée à la section III-2.2.1.8 avec un coefficient de rugosité de 60. La Figure III- 14 illustre l'évolution temporelle des débits liquides de l'Eygoutier, qui présentent le même type d'alternance étiage et crues que ceux du Las. Nous représentons les débits en échelle logarithmique afin d'illustrer au mieux les variations. Les débits d'étiage varient entre $0,1$ et $0,4 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ alors qu'en crue, ils dépassent souvent les $10 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Lors de crues éclairs, les débits dépassent $100 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et peuvent atteindre $200 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, le maximum enregistré sur notre période de mesures.

Sur la période étudiée (septembre 2012 à janvier 2014), l'apport liquide total est de $3,8\cdot 10^7 \text{ m}^3$, soit une moyenne annuelle de 29 millions de m^3 . En considérant le fleuve en crue lorsque son débit dépasse $0,5 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, nous estimons que 71% de l'apport total en eau ($21\cdot 10^6 \text{ m}^3$) survient en période de crues, soit en 25% tu temps.

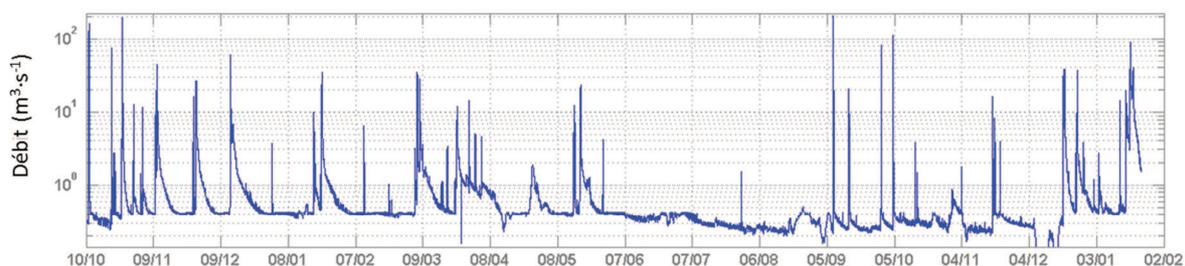


Figure III- 14: Evolution temporelle des débits ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) de l'Eygoutier (échelle logarithmique).

Nicolau (2005), qui a étudié les flux de contaminants transitant dans l'Eygoutier, a estimé les débits moyens d'étiage à $10 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ ($0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Les débits maxima que cet auteur a enregistrés entre août 2003 et septembre 2004 étaient de $30\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ ($8,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Cependant, cette précédente étude s'appuyait sur l'analyse de cinq crues. Il est donc possible qu'un évènement aux flux plus importants ait eu lieu sans être utilisé dans ces travaux.

III-3.1.2 Paramètres d'impact

Les deux fleuves étudiés montrent la particularité d'avoir un débit de base faible, ponctué de crues pendant lesquelles le débit augmente rapidement. Afin de comparer les deux cours d'eau, nous proposons de rapporter les mesures au km^2 et d'évaluer les paramètres impactant ces augmentations d'apport liquide.

III-3.1.2.1 Comparaison des fleuves

Les deux bassins versant géographiques (BV) étudiés ont des superficies similaires. Le Las a un BV d'environ 60 km^2 et celui de l'Eygoutier a une superficie d'environ 70 km^2 .

Le Las apporte plus du double d'eau au km^2 que l'Eygoutier, avec plus d'un million de $\text{m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$, contre 0,55 million de $\text{m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$. Rapportés à l'échelle du bassin versant, les débits moyen et minimal du Las sont plus importants. Cependant, le débit maximal par km^2 de l'Eygoutier est presque six fois plus important que celui du Las. Le Tableau III- 2 regroupe les valeurs extrêmes des deux fleuves, rapportés au km^2 .

Les débits des cours d'eau étudiés sont fortement liés à la pluviométrie. Le paragraphe suivant s'intéresse à l'impact de la pluie sur les débits.

Tableau III- 2 : Apports liquides calculés pour le Las et l'Eygoutier rapportés à l'échelle de leur bassin versant géographique.

	Débit liquide moyen ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)	Débit liquide minimal ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)	Débit liquide maximal ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)	Apport liquide total ($\text{m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$)
Le Las (60 km^2)	0,03	$2 \cdot 10^{-4}$	0,5	$1,25 \cdot 10^6$
L'Eygoutier (70 km^2)	0,013	$1,5 \cdot 10^{-4}$	2,9	$5,5 \cdot 10^5$

III-3.1.2.2 Impact de la pluie

Les débits liquides des fleuves sont fortement dépendants de la pluviométrie, comme le montre la Figure III- 15. Les deux fleuves montrent un hydrogramme similaire, qui gonfle par temps de pluie. L'intensité horaire a aussi son importance sur les débits, puisque les débits les plus importants sont enregistrés lorsque l'intensité de pluie est la plus élevée. Par exemple, les débits de l'Eygoutier ont atteint plus de $200 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ le 8 septembre 2013 alors que l'intensité de pluie était de près de 40 mm par heure et $110 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ le 4 octobre 2013 pour une intensité pluviométrique de $26 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

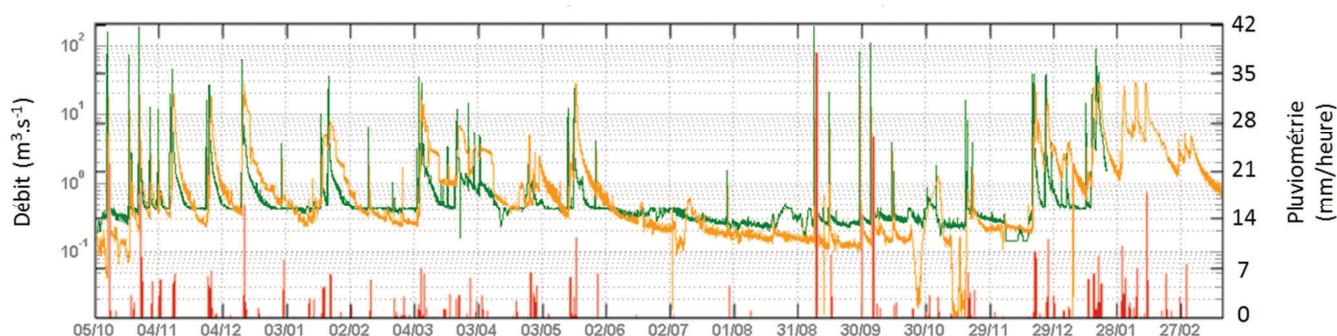


Figure III- 15: Evolution temporelle des débits ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) de l'Eygoutier (vert) et du Las (orange) et intensité pluviométrique horaire ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) mesurées à la station MétéoFrance Toulon-LaMitre (rouge) entre le 5 octobre 2012 et le 15 mars 2014.

Bien que les hydrogrammes des deux fleuves réagissent de la même manière face à la pluviométrie, les débits du Las montrent également des variations indépendantes de la pluie. Alimentés par la Retenue de Dardennes, les apports liquides de ce fleuve sont influencés par le barrage.

III-3.1.2.1 Impact de la Retenue de Dardennes

Le Las a la particularité d'être alimenté par la Retenue de Dardennes, un lac artificiel créé par le barrage de Dardennes. Cet ouvrage a été construit pour alimenter l'agglomération toulonnaise en eau potable. La source karstique de Dardennes, aussi connu sous le nom de *Ragas*, se situe en amont et est la principale source de la Retenue. Ce lac joue un rôle tampon sur les apports liquides du Las, en retenant l'eau de la source. Lors des épisodes de crue du *Ragas*, la Retenue se remplit et les débits du Las ne sont pas directement impactés par ceux de la source. Cependant, lorsque le niveau d'eau du lac atteint un certain seuil, l'excédent est déversé dans le fleuve. Le débordement de la Retenue engendre alors de forts débits d'origine karstique.

Les débits du Las sont donc d'une part influencés par la pluviométrie, et d'autre part, par les apports de la Retenue. En comparant des mesures de conductivité électriques enregistrées dans

la source de Dardennes et celles enregistrées en aval pour notre étude, Novaes (2014) a montré l'impact des lâchers d'eau du barrage. La conductivité électrique enregistrée dans le Las est environ $650 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. La source karstique de Dardennes, en amont du barrage, a une signature électrique de 440 à $470 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. L'eau de pluie a quant à elle une conductivité électrique inférieure à $10 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Ainsi, il est possible d'identifier l'origine de l'eau dans le fleuve. Une conductivité électrique inférieure à $400 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ montre un important apport d'eau de pluie et un apport de la Retenue de Dardennes si elle est comprise entre 400 et $500 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Le graphe de la Figure III- 16 montre l'évolution temporelle de la pluie (a) et de la conductivité électrique enregistrée dans le Las (b) lors de la crue du 10 novembre 2012. La pluie a engendré une diminution de la conductivité électrique de 600 à $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, puis la conductivité s'est stabilisée autour de $450 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. La source de Dardennes était donc en crue et le barrage déversait l'eau dans le fleuve. L'origine de l'eau dans le fleuve nous permettra d'identifier le type de crues (origine pluviale ou karstique) pour notre analyse concernant les apports solides.

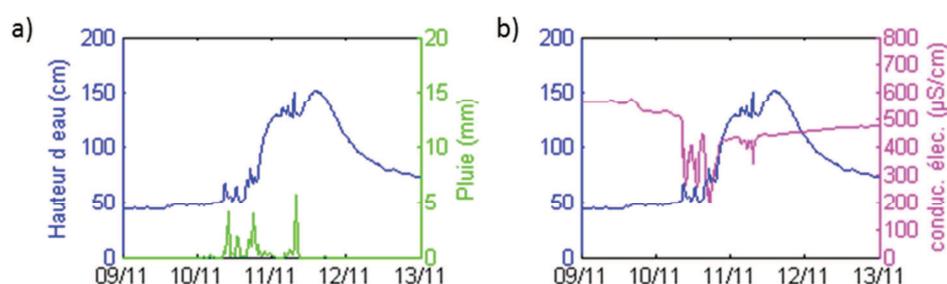


Figure III- 16: Evolution temporelle de la hauteur d'eau et : a) de la pluie (mm) et b) de la conductivité électrique enregistrée dans le Las lors de la crue du 10-11 novembre 2012.

Ces premiers résultats concernant les apports liquides des deux fleuves permettent de mieux comprendre leur fonctionnement et l'alternance entre étiage et crue. La prochaine section se concentre sur la quantification des apports solides.

III-3.2 Les apports solides : Quantification

La quantification des apports solides permet d'estimer la charge particulaire totale des fleuves au niveau de la Rade et d'en étudier les variations. Cette section se concentre sur le flux solide des cours d'eau, qui correspond au produit de la concentration en MES et du débit liquide.

Pour quantifier les matières en suspension du Las et de l'Eygoutier, des sondes multi-paramètres ont été mouillées dans chaque fleuve. Le capteur de turbidité enregistre des mesures en NTU, qui doivent ensuite être converties en concentration. La relation de conversion

est ici établie, puis les flux solides sont estimés. Finalement, des paramètres impactant la charge particulaire des cours d'eau sont présentés.

III-3.2.1 Relations entre turbidité et concentration

Le mouillage des sondes multi-paramètres dans les fleuves a permis d'obtenir une chronique de mesures de turbidité de 18 mois au Las et de 16 mois à l'Eygoutier. Ces mesures doivent être converties en concentrations afin d'étudier la masse apportée à la Rade. Hors, il a été montré que la relation liant la turbidité aux concentrations augmente avec la taille des particules (Regüés & Nadal-Romero 2013) et qu'elle dépend du type de MES. La relation turbidité/concentration est donc liée au capteur de turbidité utilisé et au site instrumenté. Nous nous appliquerons donc à déterminer une relation propre à chaque fleuve avec différentes calibrations.

III-3.2.1.1 Calibration en laboratoire

Du sédiment préalablement prélevé en mer (M) et dans chaque fleuve (F), est mis en solution aqueuse à différentes concentrations. Une mesure de turbidité est effectuée avec chaque sonde, pour chaque échantillon. Puis, chaque solution est filtrée et sa concentration est déduite par le même protocole que pour les prélèvements d'eau (*c.f.* paragraphe III-2.2.1.7). Le graphe de la Figure III- 17 montre les relations turbidité/concentration déduites de ces premières calibrations en laboratoire. Les relations présentent toutes un coefficient de détermination R^2 significatif, compris entre 0,632 et 0,999, la meilleure corrélation étant établie avec les sédiments marins (M), pour les deux sondes (Las et Eygoutier). Cependant, les coefficients linéaires sont très variables et leurs valeurs semblent élevées. Ces coefficients sont compris entre 1,87 et 9,95 au Las et 1,71 et 29,55 à l'Eygoutier, alors qu'ils se situent le plus souvent autour de 1. Les relations déduites d'une calibration en laboratoire présentent une forte variabilité et les concentrations calculées avec les relations pourraient fortement surestimer la concentration dans le fleuve. Une calibration *in situ* semble ainsi plus appropriée.

III-3.2.1.2 Calibration *in situ*

Des échantillons d'eau ont été prélevés lors des maintenances bimensuelles, mais également pendant quelques crues afin d'avoir une gamme de concentration la plus large possible. Pour réaliser la calibration *in situ*, la mesure de turbidité enregistrée par la sonde au moment du prélèvement d'eau est couplée à sa concentration en $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ calculée après filtration. La Figure III- 18 illustre les corrélations obtenues pour les deux sondes, lors des maintenances et lors des crues échantillonnées. Les relations montrent des coefficients de détermination significatifs

supérieurs à 0,9 pour le Las (en maintenance et en crues) et pour l'Eygoutier en crues. La relation pour l'Eygoutier à partir des données de maintenance est cependant faiblement corrélée ($R^2=0,222$). L'utilisation de l'ensemble des données (maintenance et crues) conduit néanmoins à une relation fiable pour chaque fleuve. La relation entre les 155 données de turbidité (maintenance et crue) pour le Las est significative ($R^2=0,953$) avec un coefficient linéaire de 0,966. Le coefficient linéaire à l'Eygoutier pour les deux jeux de données (maintenance et crue) est de 0,928 avec un coefficient de détermination de 0,854. Les caractéristiques des relations obtenues sont regroupées dans le Tableau III- 3.

Tableau III- 3 : Caractéristiques des relations linéaires liant la turbidité et la concentration pour chaque sonde.

Site	Maintenance			Crues			Toutes données		
	Nbr données maintenance	Coefficient linéaire	Coefficient de détermination R^2	Nbr données crue	Coefficient linéaire	Coefficient de détermination R^2	Nbr données totale	Coefficient linéaire	Coefficient de détermination R^2
Las	55	1,466	0,997	100	0,980	0,954	155	0,966	0,953
Eygoutier	57	1,074	0,222	15	0,920	0,919	72	0,928	0,854

Regüés & Nadal-Romero (2013) ont montré que la pente de la régression liant la turbidité aux concentrations augmente avec la taille des particules. Pour une même turbidité enregistrée, la concentration est donc plus élevée lorsque les MES ont un diamètre plus grand. Aucune mesure granulométrique *in situ* ne nous permet de vérifier cette tendance sur nos sites. Cependant, il apparaît deux tendances en fonction du régime d'écoulement. Les prélèvements de maintenances montrent un coefficient de pente supérieur à celui des prélèvements de crues. Si les fleuves Las et Eygoutier réagissent de la même façon que le bassin versant de l'Araguás, les MES transitant dans les cours d'eau en étiage seraient de taille supérieure aux particules présentes lors des crues. Cette tendance semble contraire au principe que les écoulements les plus rapides maintiennent en suspension des particules de plus grosse taille.

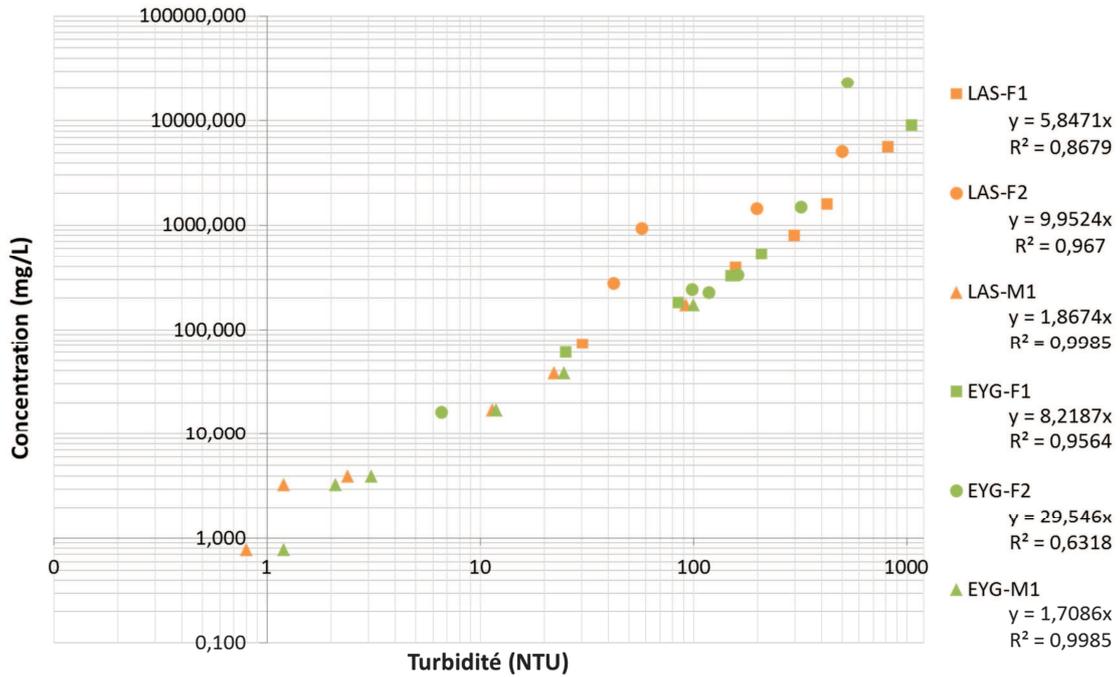


Figure III- 17: Calibrations en laboratoire pour les sondes du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert) avec des sédiments prélevés en mer (Δ) et dans les fleuves (\square , \bullet).

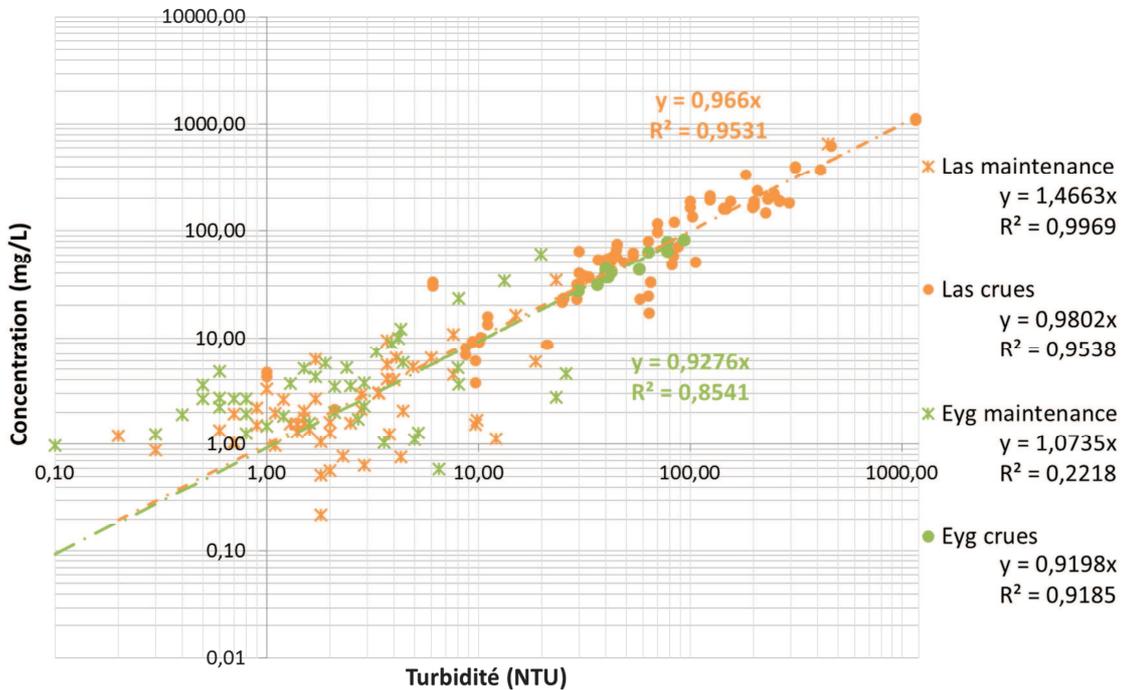


Figure III- 18: Calibrations en *in situ* pour les sondes du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert) avec les prélèvements en maintenance (x) et en crues (\bullet).

III-3.2.1.3 Choix d'une relation de conversion NTU/mg·L⁻¹

Les relations obtenues à partir d'une calibration *in situ* apparaissent plus significatives que pour une calibration en laboratoire. Leurs coefficients linéaires varient moins et sont du même ordre de grandeur que celui attendu (autour de 1). De plus, ces relations ont été obtenues à partir d'un plus grand nombre de données. Il nous semble donc plus juste d'utiliser les relations de conversion turbidité/concentration établies avec des mesures terrain, que celle estimées en laboratoire. Les relations (Eq.III. 28) et (Eq.III. 29) seront donc appliquées aux données de turbidité du Las et de l'Eygoutier respectivement, afin de convertir les valeurs enregistrées (en NTU) en concentration (mg·L⁻¹).

$$C_{MES\ Las} = 0.966 \cdot Turbidité_{YSI\#2} \quad (Eq.III. 28)$$

$$C_{MES\ Eyg} = 0.928 \cdot Turbidité_{YSI\#1} \quad (Eq.III. 29)$$

La Figure III- 19a représente l'évolution temporelle des concentrations de MES mesurées dans le Las avec la sonde multi-paramètres (rouge) et les concentrations mesurées par prélèvements d'eau (noir). A l'échelle d'une crue, les concentrations estimées avec la sonde correspondent bien à celles mesurées par prélèvements (Figure III- 19b et c).

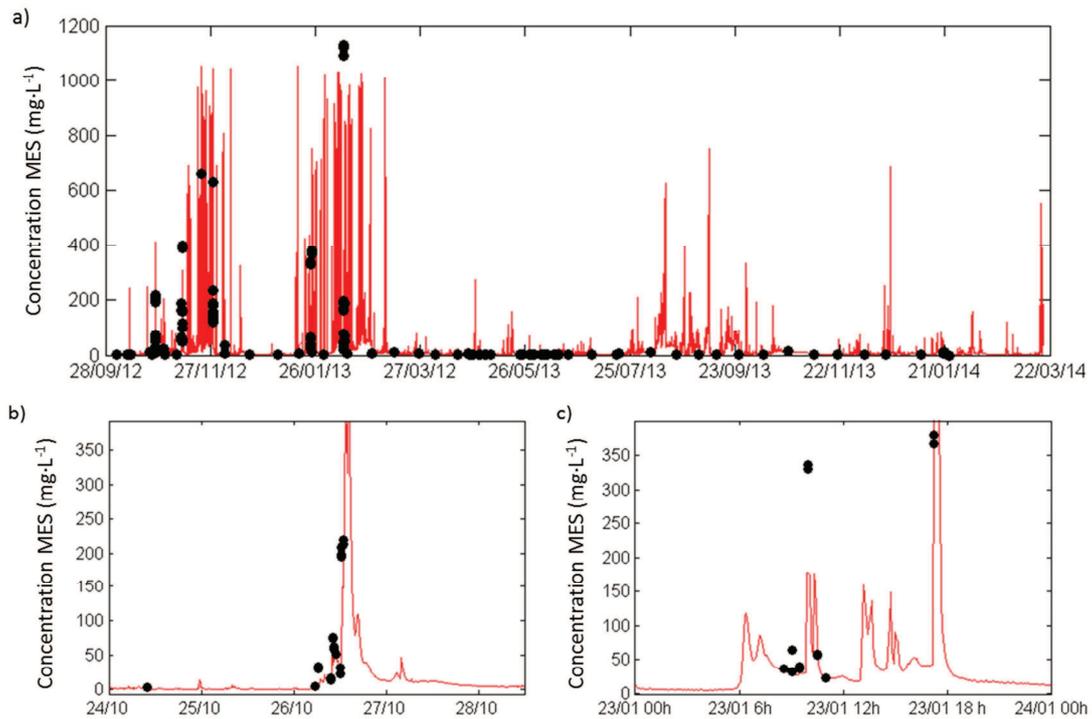


Figure III- 19 : Evolution temporelle des concentrations de MES estimées dans le Las avec la sonde multi-paramètres (rouge) et mesurées par prélèvements d'eau (noir) pour a) la durée de l'instrumentation, b) la crue du 26 octobre 2012 et c) la crue du 23 janvier 2013.

III-3.2.2 Charge particulaire et flux solides

Les relations de conversion obtenues de la calibration *in situ* permettent de calculer la charge particulaire pour chaque fleuve. Les concentrations de MES à l'étiage sont d'environ $5 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ pour les deux fleuves. En crue, elles atteignent près de $1000 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ au Las comme à l'Eygoutier. Ces valeurs correspondent à celles présentées par Nicolau (2005) à l'Eygoutier, estimées en régime de base à $5 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ et entre 300 et $2500 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ pour les crues échantillonnées. La Figure III- 20 montre l'évolution temporelle de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) au Las (orange) et à l'Eygoutier (vert) ainsi que la pluviométrie ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) pour la période d'instrumentation. Ce graphe révèle des pics de concentrations élevées alors que la pluviométrie est nulle, notamment au Las à l'automne 2012 et l'hiver 2013. Ces augmentations de la charge particulaire peuvent être dues à l'encombrement des cages de protection plutôt qu'à une réelle augmentation de MES dans les fleuves. Il est également possible que la charge particulaire des fleuves augmente en raison de décharges sauvages. En effet, de tels évènements ont été recensés lors de mesures *in*

situ pour cette étude. A titre d'exemple, la Photo III- 3 illustre l'apparence laiteuse du Las suite à des travaux de voirie menés en amont du site d'instrumentation.

L'analyse des flux solides permet de mettre en évidence la relation entre la pluviométrie, les débits liquides et la charge particulaire.

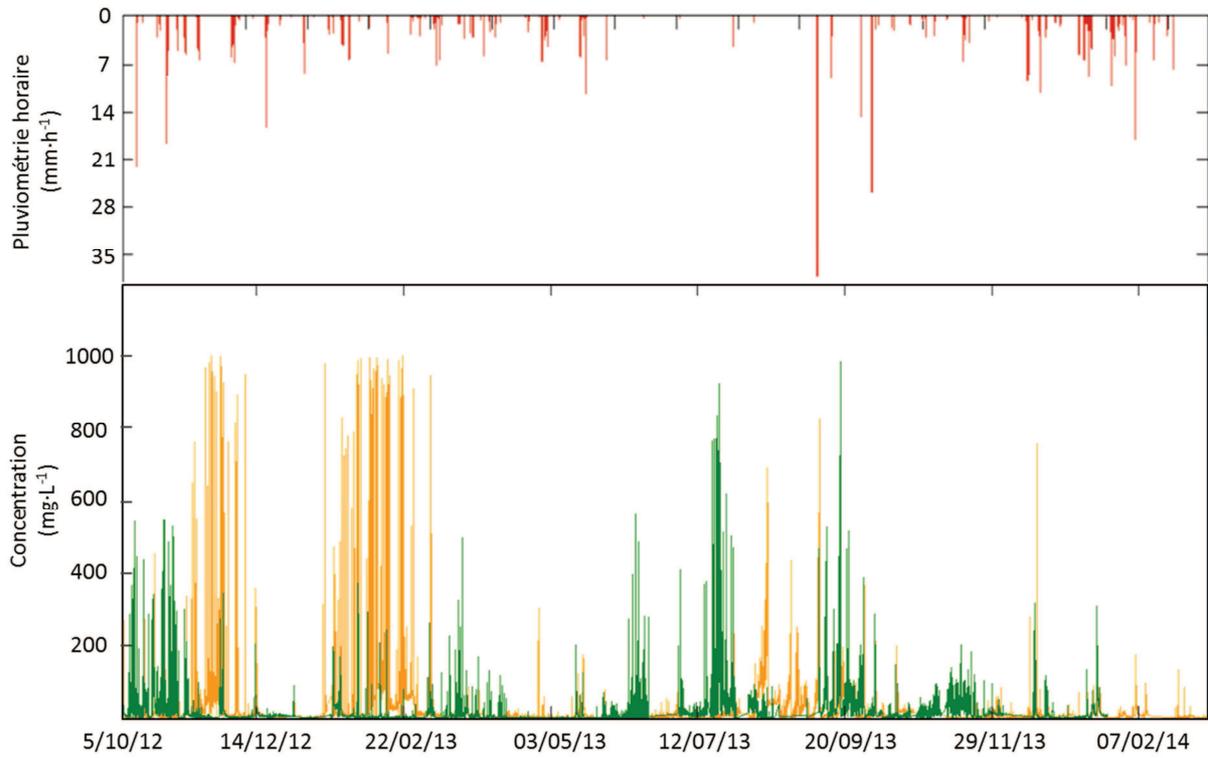


Figure III- 20: Evolution temporelle de la concentration de MES ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert) ainsi que la pluviométrie ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) entre octobre 2012 et mars 2104.

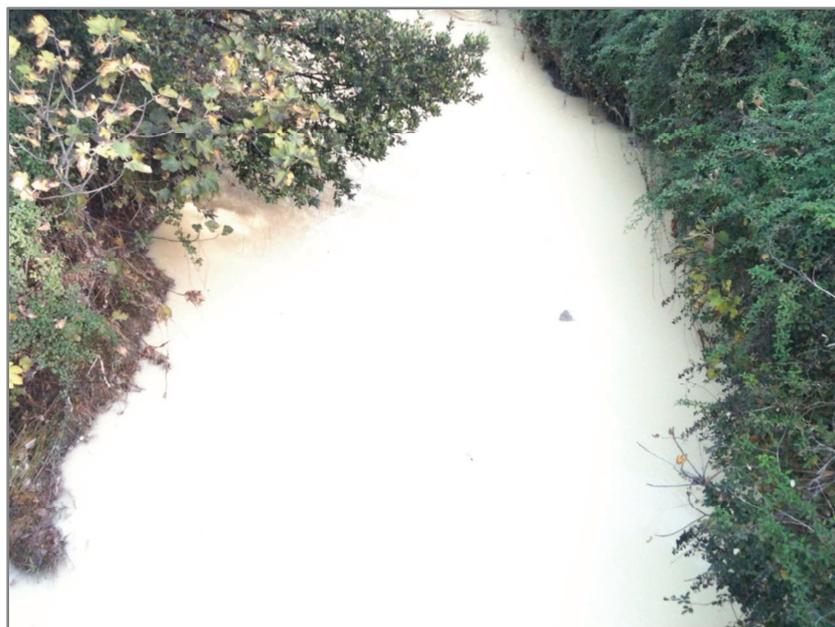


Photo III- 3 : Le Las le 21 novembre 2012 suite à une décharge sauvage.

Les concentrations obtenues par la calibration *in situ* permettent de calculer le flux solide de chaque fleuve. Le débit liquide Q_L est ainsi multiplié par la concentration C_{MES} afin d'obtenir un débit solide ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$). Très dépendants des débits liquides, les débits solides augmentent considérablement en période de pluies. Les flux solides des fleuves sont habituellement compris entre 2 et 5 $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$ en crue, mais peuvent atteindre 90 $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$ à l'Eygoutier et 13 $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$ au Las. Pour les 18 mois étudiés, l'apport solide total est de 2446 tonnes par l'Eygoutier (soit une moyenne annuelle de 1835 tonnes $\cdot\text{an}^{-1}$). Au Las, l'apport total est de 1430 tonnes soit 1040 tonnes $\cdot\text{an}^{-1}$. Rapporté à l'échelle du bassin versant géographique, les flux solides sont de 26 tonnes $\cdot\text{an}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ pour l'Eygoutier et de 17 tonnes $\cdot\text{an}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ pour le Las.

En sélectionnant les débits forts du Las ($Q_L > 1 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), nous estimons que 1216 tonnes de MES ont été apportées par le fleuve en crue. Cet apport correspond à 85% de l'apport solide total, en 30 % du temps. A l'Eygoutier, 93% de la charge particulaire (2290 tonnes) a été transportée lors des crues ($Q_L > 0,5 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), qui représentent 25% du temps.

Dans sa thèse, Nicolau (2005) a estimé un apport total sur cinq crues de 47,5 tonnes pour l'Eygoutier. Les flux de MES estimés étaient compris entre 0,35 et 4,5 $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$ lors de ces évènements, soit du même ordre de grandeur que les débits solides estimés pour notre étude.

Le Tableau III- 4 recense les caractéristiques des débits liquides et des apports solides de quelques fleuves méditerranéens, à titre de comparaison. Les apports du Las et de l'Eygoutier sont faibles en comparaison à d'autres fleuves côtiers, mais la configuration semi-fermée de la Rade donne une importance particulière à ces apports.

Les flux particuliers sont fortement liés aux débits liquides pour les deux fleuves. Nous proposons dans la section suivante de rechercher les autres paramètres impactant les apports fluviaux.

Tableau III- 4 : Caractéristiques des débits de quelques fleuves méditerranéens (d'après Bourrin, 2007).

Fleuves	Superficie du BV (km ²)	Longueur du fleuve (km)	Débit moyen [min - max] (m ³ .s ⁻¹)	Volume annuel moyen (10 ⁶ m ³ .an ⁻¹)	Apport solide annuel moyen (10 ⁶ t.an ⁻¹)
Las	59	9	1,64 [0,01 - 29,14]	54,5	0,0010
Eygoutier	68	15	0,92 [0,14 - 201,44]	29	0,0018
Tech	726	82	9,55 [<1 - 625]	301,47	0,032±0,006
Têt	1300	114	10,82 [<1 - 471]	341,54	0,061±0,018
Agly	1040	80	6,13 [<1 - 1020]	193,44	0,098±0,030
Aude	4830	150	37,95 [<1 - 1300]	1197,61	0,194±0,157
Orb	1437	115	26,27 [<1 - 1430]	841,64	0,110±0,044
Hérault	2550	135	40,61 [<1 - 1320]	1281,58	0,088±0,028
Lez	1235	24	2,17 [<1 - 239]	68,65	0,003±0,001
Vidourle	1335	85	6,83 [<1 - 783]	215,44	0,051±0,016
Rhône	95 500	812	1768,59 [322 - 10861]	55812,43	10 147±3,360

III-3.2.3 Paramètres d'impact

Nous nous proposons d'étudier les paramètres influençant les apports des fleuves. Chaque évènement étant très différent, nous proposons d'utiliser le rapport M/V pour comparer les crues. Ce paramètre représente le rapport entre la masse totale apportée et le volume d'eau total écoulé pour un évènement. Le rapport M/V traduit donc l'efficacité d'une crue en matière de transport sédimentaire.

Nous étudierons donc l'impact de la pluie, des débits et la durée de l'évènement en sélectionnant des évènements de crues majeurs pour chaque fleuve. Au Las, une attention particulière sera portée à l'influence du barrage de Dardennes.

III-3.2.3.1 Las

Le Las est un fleuve de 9 km traversant des zones tantôt naturelles, tantôt urbanisées. En amont, le barrage de Dardennes crée une Retenue, alimentée par des sources karstiques. Bien que la charge particulière augmente en crue, aucune relation entre les débits liquide et solide n'a pu être établie. Il est possible qu'un décalage entre les pics de débits liquide et solide minimise la

corrélation et que la concentration de MES soit élevée pour des faibles débits, ou inversement. Aussi, même si l'apport de MES peut être lié au débit, les concentrations maximales ne correspondent pas toujours au pic de débit. La nature des sols du bassin versant et la présence (ou non) de végétation semble influencer cette corrélation. Nicolau *et al.* (2006) avancent aussi que l'augmentation de la concentration de matière en suspension lors de crues serait causée par le lessivage des sols d'une part, mais aussi par la remise en suspension du lit de la rivière sous les vitesses élevées de courant. D'ailleurs, comme le rapportent ces auteurs, la concentration de MES est la plus élevée dans la première heure d'une crue. L'effet tampon que joue le barrage de Dardennes peut également masquer la relation débit/concentration de MES du Las. Nous utiliserons donc le rapport M/V pour comparer les apports du fleuve.

Pour étudier les paramètres d'impact, nous sélectionnons 13 crues importantes et les recensons dans le Tableau III- 5. La date, la durée, la charge sédimentaire totale, le volume et le rapport M/V sont précisés pour chaque crue choisie. Pour les 13 événements sélectionnés, le volume total correspond à plus de 40% de celui écoulé sur les 18 mois étudiés. La charge sédimentaire de ces événements représente 55% des apports solides totaux de la période.

Les trois crues ayant le rapport M/V le plus élevé sont des événements d'automne (entre septembre et novembre). De plus, ces crues sont les plus courtes : les durées sont toutes inférieures à la journée. D'ailleurs, les quatre crues au rapport M/V le plus élevé font partie des cinq événements dont la durée est inférieure à 48h.

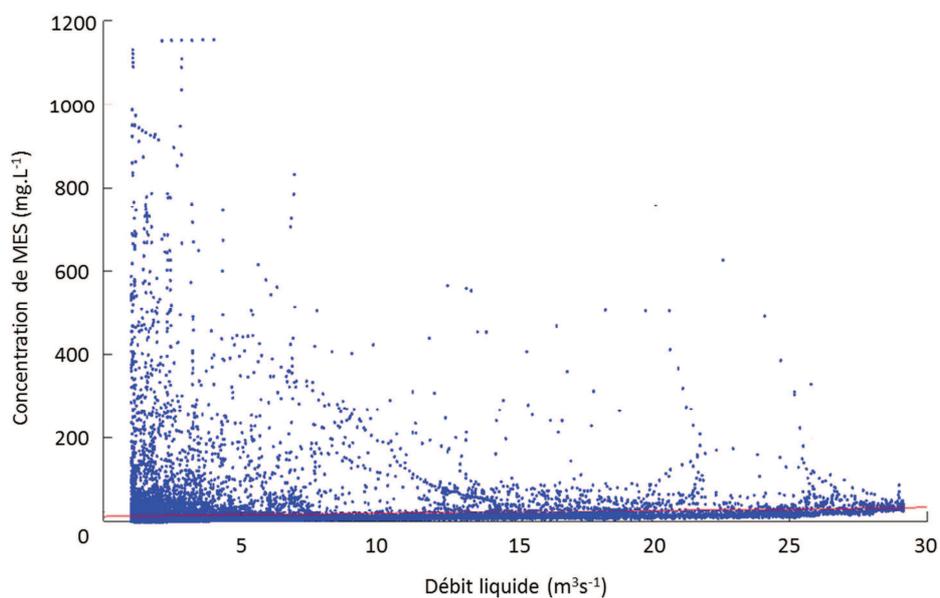


Figure III- 21: Concentration de MES ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) en fonction des débits liquides ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) du Las pour les crues les 13 crues sélectionnées.

Tableau III- 5 : Caractéristiques des 13 crues sélectionnées pour étudier les apports du Las. Les évènements présentant les rapports M/V les plus importants sont marqués en gras (5) et encadrés en rouge (3).

N° des crues	Date	Durée de l'évènement (heures)	Charge sédimentaire totale (tonnes)	Volume liquide écoulé (litres)	M/V
1	11/10/12 13:30 12/10/12 1:21	<u>11:51</u>	20,83	1,26·10 ⁸	165,57
3	26/10/12 10:30 27/10/12 10:01	<u>23:31</u>	31,34	2,48·10 ⁸	126,35
5	10/11/12 6:00 13/11/12 0:59	66:58:00	63,18	2,05·10 ⁹	30,84
6	13/12/12 15:35 15/12/12 0:59	<u>33:24:00</u>	76,79	1,92·10 ⁹	39,91
7	5/3/13 18:50 9/3/13 23:59	101:09:00	<u>86,43</u>	2,62·10 ⁹	33,02
10	18/5/13 0:00 20/5/13 23:59	<u>47:59:00</u>	70,70	2,60·10 ⁹	27,16
14	29/9/13 6:00 30/9/13 6:00	<u>24:00:00</u>	18,50	9,89·10 ⁷	187,11
19	18/12/13 12:00 22/12/13 17:00	101:00:00	71,14	2,03·10 ⁹	35,04
20	25/12/13 0:00 28/12/13 4:00	76:00:00	17,46	1,79·10 ⁹	9,74
22	15/1/14 21:00 22/1/14 21:00	168:00:00	<u>155,08</u>	8,31·10 ⁹	18,66
23	28/1/14 20:00 2/2/14 3:00	103:00:00	27,97	3,15·10 ⁹	8,87
24	3/2/14 12:00 7/2/14 12:00	104:00:00	<u>97,49</u>	3,98·10 ⁹	24,52
25	9/2/14 16:00 11/2/14 23:00	55:00:00	54,32	2,92·10 ⁹	18,61

➤ Pluviométrie

La hauteur totale de pluie sur la durée de l'évènement ne semble pas influencer l'apport particulaire. En effet, les crues 3 et 14, qui présentent d'importants rapports M/V, sont les évènements pour lesquels les hauteurs de pluie totales sont les plus faibles (Tableau III- 6). L'intensité de la pluie, qui correspond au cumul de précipitation sur une période de temps, semble cependant avoir un impact sur l'apport solide des crues. Ce paramètre a d'ailleurs déjà montré son importance face aux apports particuliers, notamment pour des bassins versants de petite superficie (Zabaleta *et al.* 2007). Les trois crues les plus chargées par rapport au volume d'eau font partie des quatre évènements pour lesquels le cumul de pluie en 6 minutes est le plus élevé. La corrélation entre l'intensité maximale aux 6 minutes et le rapport M/V est significative avec un coefficient de détermination $R^2=0,68$ (Figure III- 22). Le même constat s'applique pour l'intensité horaire : pour les crues 1, 3 et 14, plus de 14 mm de pluie sont tombés en une heure. Même si quatre des cinq évènements les plus chargés par unité de volume montrent des

antécédents pluviométriques faibles pour les 14 jours précédents la crue, aucune corrélation n'est établie entre le rapport M/V et l'antécédent pluviométrique. Les conditions antérieures ont souvent plus d'impact sur les bassins-versants de plus grande superficie (Zabaleta *et al.* 2007).

Tableau III- 6 : Relation M/V et caractéristiques pluviométriques des 13 crues sélectionnées au Las. Les événements présentant les rapports M/V les plus importants sont marqués en gras (5) et encadrés en rouge (3).

N° des crues	M/V	Hauteur de pluie totale (mm)	Intensité max en 6 min (mm/6min)	Intensité max horaire (mm/h)	Antécédent pluvio. à 14 jours (mm)
1	165,57	46,8	<u>7,4</u>	<u>22,2</u>	<u>2,6</u>
3	126,35	<u>33,2</u>	<u>3,9</u>	<u>18,6</u>	24,1
5	30,84	37,1	3,1	6,5	42,7
6	39,91	51,6	3,5	<u>16,3</u>	<u>9,2</u>
7	33,02	48,7	1,2	7,2	23
10	27,16	35,2	<u>4,5</u>	11,6	39,2
14	187,11	<u>18,1</u>	<u>6,3</u>	<u>14,7</u>	<u>5,9</u>
19	35,04	87,7	2,3	9,7	<u>1,8</u>
20	9,74	35,5	2,5	11,2	88,9
22	18,66	99,7	2,2	8,9	23,3
23	8,87	69	2,8	10,4	100,1
24	24,52	37,3	1,8	7,3	72
25	18,61	70	2,5	18,1	109,9

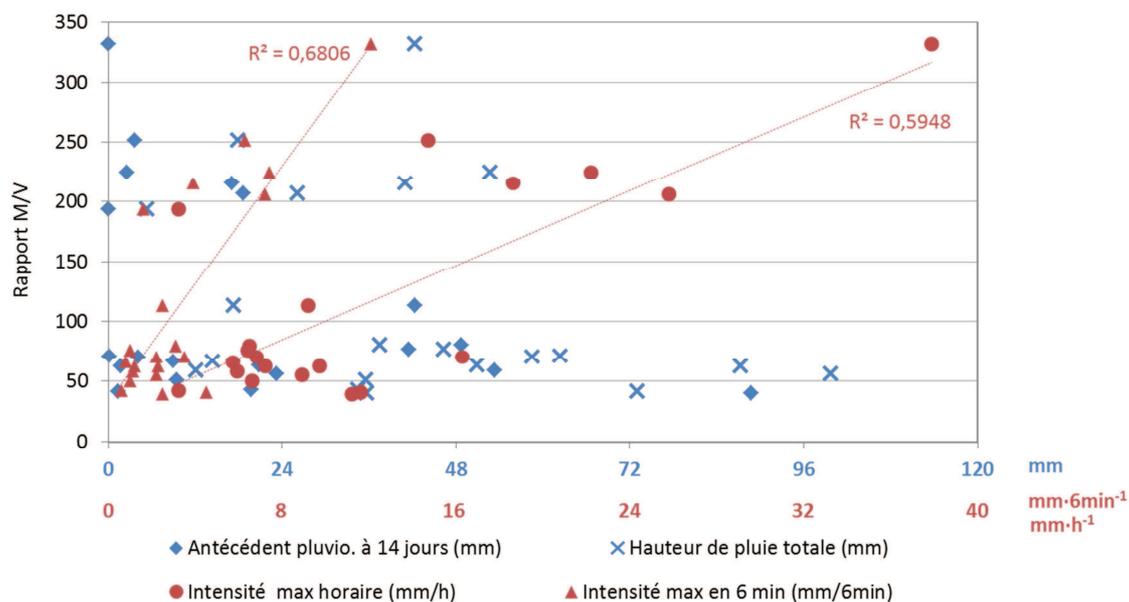


Figure III- 22: Rapport M/V en fonction de la pluviométrie : antécédent et hauteur totale en bleu (mm) et intensité en rouge ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ et $\text{mm}\cdot 6\text{min}^{-1}$)

➤ Origine de la crue

Les débits du Las sont influencés par la pluviométrie, mais aussi par les sources karstiques qui l'alimentent (*c.f.* III-3.1.2.1). Lorsque ces sources sont en crue, le débit du Las augmente, indépendamment de la pluviométrie. La conductivité électrique (enregistrée par la sonde multi-paramètre) du fleuve devient la signature de l'origine de l'eau s'écoulant dans le Las. Les 13 crues sélectionnées plus haut sont catégorisées selon leur origine. La crue est dite pluviale si l'augmentation du débit est due à la pluie. Le barrage joue un rôle tampon et l'eau de la source Dardennes est retenue en amont. La conductivité électrique enregistrée à l'aval (au point de mesure de cette étude) est alors plus faible. Si la Retenue a déjà un niveau d'eau élevé, elle ne retient plus les eaux karstiques qui s'y déversent et déborde. L'apport du Las est ainsi composé d'eau de pluie et de la résurgence karstique. L'hydrogramme montre alors un gonflement très rapide et la mesure en aval est marquée par une conductivité électrique comprise entre 440 et 470 μm (Novaes 2014). La Figure III- 23a, qui montre l'évolution de la conductivité électrique (en rouge) et du débit (en bleu) lors de la crue du 20 décembre 2013, illustre cette situation. Il arrive aussi que les gestionnaires du barrage contrôlent l'apport par l'ouverture des vannes afin d'éviter le débordement de la Retenue. L'hydrogramme montre alors une élévation du niveau moins soudaine et une décrue plus lente (Figure III- 23b).

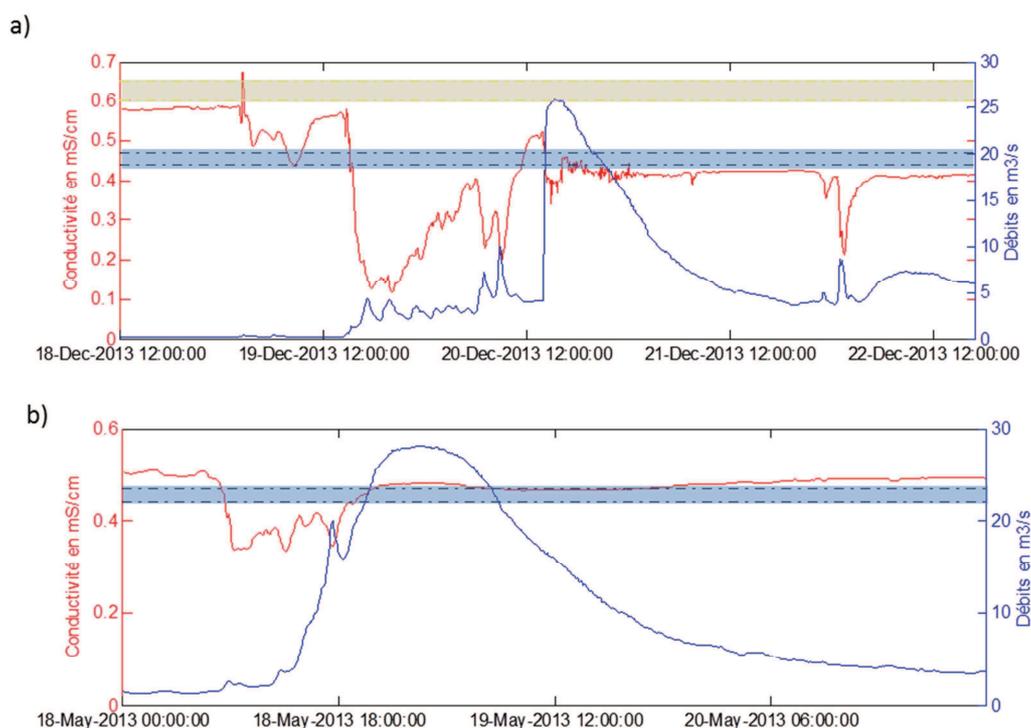


Figure III- 23: Evolution de la conductivité électrique (rouge) et du débit (bleu) pour des crues impactées par la Retenue : a) le 20 décembre 2013, marquée par un débordement de la Retenue et b) le 18 mai 2013 avec une gestion d'ouverture des vannes. La signature caractéristique de conductivité électrique moyenne du Las (gris) et de la source de Dardennes (bleu) sont marquées par les zones colorées.

Les 13 crues étudiées ont donc été classées selon leur origine. Les trois évènements présentant le rapport M/V le plus élevé sont tous d'origine exclusivement pluviale. Il semble donc que l'apport d'eau karstique, dû au contrôle du barrage ou son débordement par-dessus la Retenue, dilue les MES liées au lessivage du BV par la pluie.

Les trois crues d'origine uniquement pluviale qui présentent le rapport M/V le plus élevé montrent une corrélation entre l'apport solide et liquide. En effet, comme l'illustre la Figure III-24, la relation entre les débits et la concentration en MES est significative ($R^2=0,44$). Cependant, notons que chacune des crues montre une relation différente. D'ailleurs, la mise en place d'une relation reliant la concentration et les débits pour l'ensemble des données disponibles sur un site peut s'avérer difficile à estimer et très peu fiable. En effet, selon Horowitz (2014) ce type de relation est dépendante de plusieurs paramètres (pluviométrie, débits, disponibilité des MES du BV, etc.) et s'avère être très variable dans le temps. Elle permet d'expliquer le fonctionnement d'une crue, mais reste difficile à utiliser sur l'ensemble des crues d'un cours d'eau.

Tableau III- 7 : Origine des crues du Las sélectionnées et conductivités électrique caractéristiques. Les évènements présentant les rapports M/V les plus importants sont marqués en gras (5) et encadrés en rouge (3). La couleur indique l'origine de la crue.

N° des crues	M/V	Origine de la crue	Cond.élec. min (mS·cm ⁻¹)	Cond.élec. moy. (mS·cm ⁻¹)	Cond.élec. max (mS·cm ⁻¹)
1	165,57	Pluviale	0,073	0,1986	0,369
3	126,35	Pluviale	0,071	0,4178	0,533
5	30,84	Pluviale puis gestion du débit par le barrage	0,197	0,4325	0,515
6	39,91	Contrôle du barrage sur la durée de l'évènement	0,296	0,4238	0,592
7	33,02	Pluviale puis débordement par-dessus le barrage	0,203	0,4667	0,603
10	27,16	Pluviale puis gestion du débit par le barrage	0,333	0,4656	0,512
14	187,11	Pluviale	0,069	0,5103	0,634
19	35,04	Pluviale puis débordement par-dessus le barrage	0,116	0,4222	0,674
20	9,74	Contrôle du barrage sur la durée de l'évènement	0,288	0,3857	0,429
22	18,66	Contrôle du barrage sur la durée de	0,235	0,379	0,492
23	8,87	Contrôle du barrage sur la durée de l'évènement	0,274	0,4241	0,523
24	24,52	Pluviale puis gestion du débit par le barrage	0,283	0,4007	0,46
25	18,61	Pluviale puis gestion du débit par le barrage	0,203	0,408	0,463

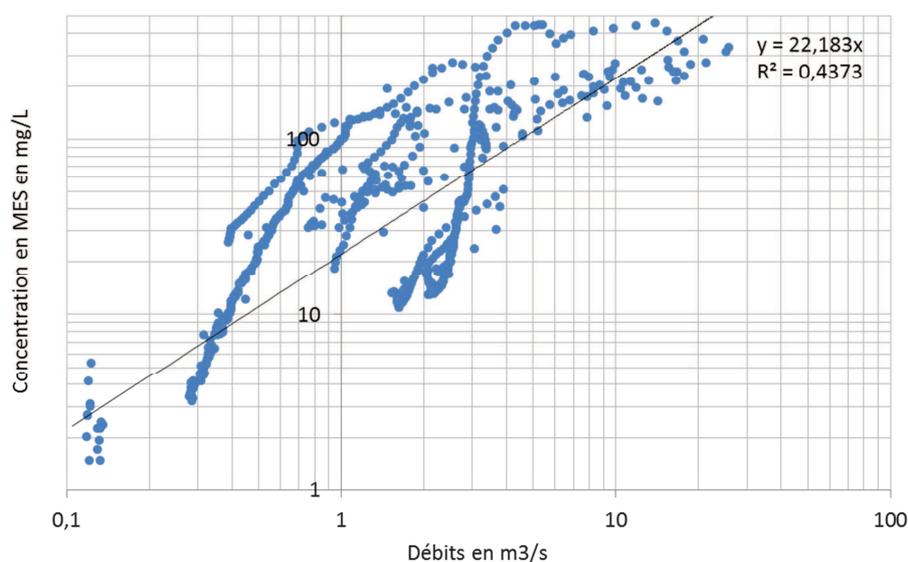


Figure III- 24: Concentration de MES (mg·L⁻¹) en fonction des débits (m³·s⁻¹) pour les trois crues ayant le rapport M/V le plus élevé.

III-3.2.3.2 L'Eygoutier

Afin d'étudier de manière plus approfondie le fonctionnement de l'Eygoutier, vingt crues majeures ont été sélectionnées. Pour chacune, nous rappelons la date, la durée, la charge sédimentaire totale et le volume correspondant dans le Tableau III- 8. Le volume total de l'ensemble de ces crues représente 52% de l'apport liquide total et la charge particulière près de 88% de l'apport solide total. Nous estimons ainsi que ces crues sont représentatives des apports solides du fleuve.

Pour les crues sélectionnées, la relation entre concentration de MES et débit est significative. En effet, le coefficient de détermination est de 0,42, comme le montre la Figure III- 25. La charge sédimentaire est donc liée au débit liquide du fleuve. Cependant, un évènement très chargé peut être bref et l'apport total de cette crue n'est alors pas conséquent. Nous proposons donc d'utiliser le rapport M/V (masse solide apportée sur le volume total écoulé) pour comparer les crues. Les 10 crues présentant le rapport M/V le plus important (en gras dans le Tableau III- 8) sont toutes automnales (comprises entre septembre et décembre). La durée des évènements, qui s'échelonne entre 10 et 120 heures, semble aussi avoir son importance. Les cinq évènements dont le rapport M/V est le plus important (encadré rouge) font partie des 7 crues dont la durée est inférieure ou égale à 36 heures (souligné). Il apparait donc que les évènements les plus courts apportent une masse totale plus importante par rapport au volume d'eau écoulé.

Tableau III- 8 : Caractéristiques des 20 crues sélectionnées pour étudier les apports de l'Eygoutier. Les événements présentant les rapports M/V les plus importants sont marqués en gras (10) et encadrés en rouge (5).

N° des crues	Date	Durée de l'évènement (heures)	Charge particulaire totale (tonnes)	Volume liquide écoulé (litres)	M/V
2	11/10/12 8:00 12/10/12 8:00	<u>24:00:00</u>	<u>271,61</u>	1,21·10 ⁹	224,90
3	21/10/12 12:00 22/10/12 12:00	<u>24:00:00</u>	83,16	4,30·10 ⁸	193,60
4	26/10/12 2:00 27/10/12 14:00	<u>36:00:00</u>	<u>336,81</u>	1,56·10 ⁹	215,27
7	10/11/12 0:00 13/11/12 0:00	72:00:00	93,90	1,16·10 ⁹	80,71
8	27/11/12 0:00 29/11/12 12:00	60:00:00	78,23	1,10·10 ⁹	71,34
9	13/12/12 0:00 16/12/12 0:00	72:00:00	97,77	1,38·10 ⁹	70,86
12	22/1/13 18:00 24/1/13 18:00	48:00:00	74,14	9,64·10 ⁸	76,87
14	5/3/13 6:00 9/3/13 18:00	108:00:00	74,84	1,19·10 ⁹	63,08
17	23/3/13 6:00 25/3/13 6:00	48:00:00	19,87	4,62·10 ⁸	42,98
18	30/3/13 0:00 30/3/13 12:00	<u>12:00:00</u>	8,97	1,53·10 ⁸	58,70
20	15/5/13 12:00 19/5/13 12:00	96:00:00	32,13	7,77·10 ⁸	41,34
23	8/9/13 0:00 9/9/13 0:00	<u>24:00:00</u>	<u>334,06</u>	1,01·10 ⁹	331,73
24	14/9/13 20:00 15/9/13 20:00	<u>24:00:00</u>	19,36	1,70·10 ⁸	113,60
25	29/9/13 8:00 29/9/13 18:00	<u>10:00:00</u>	83,30	3,31·10 ⁸	251,56
26	4/10/13 0:00 5/10/13 0:00	<u>24:00:00</u>	94,27	4,57·10 ⁸	206,38
29	18/11/13 0:00 20/11/13 0:00	48:00:00	12,94	2,53·10 ⁸	51,07
30	18/12/13 0:00 22/12/13 0:00	96:00:00	96,60	1,54·10 ⁹	62,77
31	24/12/13 23:00 26/12/13 11:00	<u>36:00:00</u>	22,50	5,58·10 ⁸	40,29
33	13/1/14 6:00 14/1/14 6:00	<u>24:00:00</u>	9,78	1,46·10 ⁸	66,98
34	16/1/14 0:00 21/1/14 0:00	120:00:00	<u>305,75</u>	5,44·10 ⁹	56,18

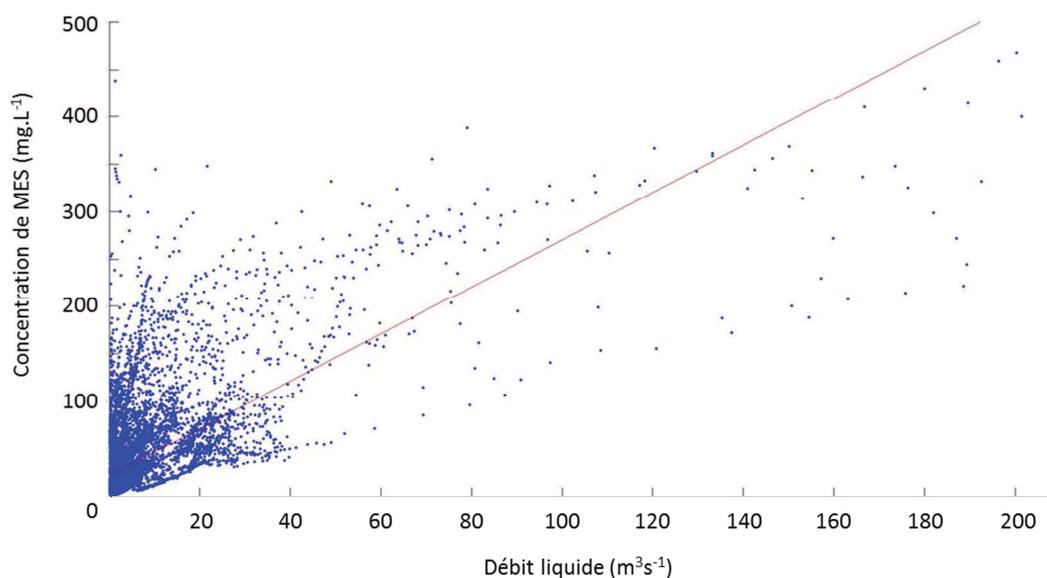


Figure III- 25: Concentrations de MES ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) en fonction du débit liquide ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) de l'Eygoutier pour les 20 crues sélectionnées.

Les cinq évènements marqués par un encadrement rouge dans le Tableau III- 8 présentent les rapports M/V les plus élevés. La corrélation entre les concentrations de MES et les débits pour ces 5 crues est significatif ($R^2=0,51$). Les débits maxima enregistrés pour ces évènements sont très importants. Ils font partie des six crues pour lesquelles les débits sont les plus élevés.

Pour les 20 évènements étudiés, la hauteur totale de pluie ne semble pas avoir d'impact sur le rapport M/V. Cependant, l'antécédent pluviométrique et l'intensité de pluie jouent un rôle sur la charge sédimentaire totale. En effet, les épisodes ayant le rapport M/V le plus élevé (encadrés rouges du Tableau III- 9) montrent un antécédent pluviométrique nul à 1 jour et inférieur à 20 mm à 14 jours. La période précédant ces crues était donc sèche. L'intensité pluviométrique est néanmoins le facteur ayant le plus d'impact sur la charge particulaire transporté par l'Eygoutier. En effet, le rapport M/V est dépendant de l'intensité de pluie, comme le montre les fortes corrélations de la Figure III- 26. Les crues qui présentent la hauteur de pluie en 6 minutes la plus importante sont celles qui apportent les plus de MES par unité de volume.

Tableau III- 9 : Relation M/V et caractéristiques pluviométriques des 20 crues sélectionnées à l'Eygoutier. Les évènements présentant les rapports M/V les plus importants sont marqués en gras (10) et encadrés en rouge (5).

N° des crues	M/V	Hauteur de pluie totale (mm)	Intensité max en 6 min (mm/6min)	Intensité max horaire (mm/h)	Antécédent pluvio. à 14 jours (mm)
2	224,90	52,7	7,4	22,2	2,6
3	193,60	5,4	1,6	3,2	0
4	215,27	41,0	3,9	18,6	17,1
7	80,71	37,5	3,1	6,5	48,8
8	71,34	62,4	2,2	6,8	0,2
9	70,86	58,5	3,5	16,3	4,2
12	76,87	46,4	1,0	6,4	41,5
14	63,08	50,9	1,2	7,2	20,8
17	42,98	34,5	0,6	3,2	19,7
18	58,70	12,1	1,1	5,9	53,4
20	41,34	73,0	4,5	11,6	1,4
23	331,73	42,3	12,1	37,9	0
24	113,60	17,3	2,5	9,2	42,3
25	251,56	17,9	6,3	14,7	3,7
26	206,38	26,2	7,2	25,8	18,7
29	51,07	35,6	1,0	6,6	9,5
30	62,77	87,3	2,3	9,7	1,8
31	40,29	35,7	2,5	11,2	88,7
33	66,98	14,5	0,8	5,7	9
34	56,18	99,7	2,2	8,9	23,3

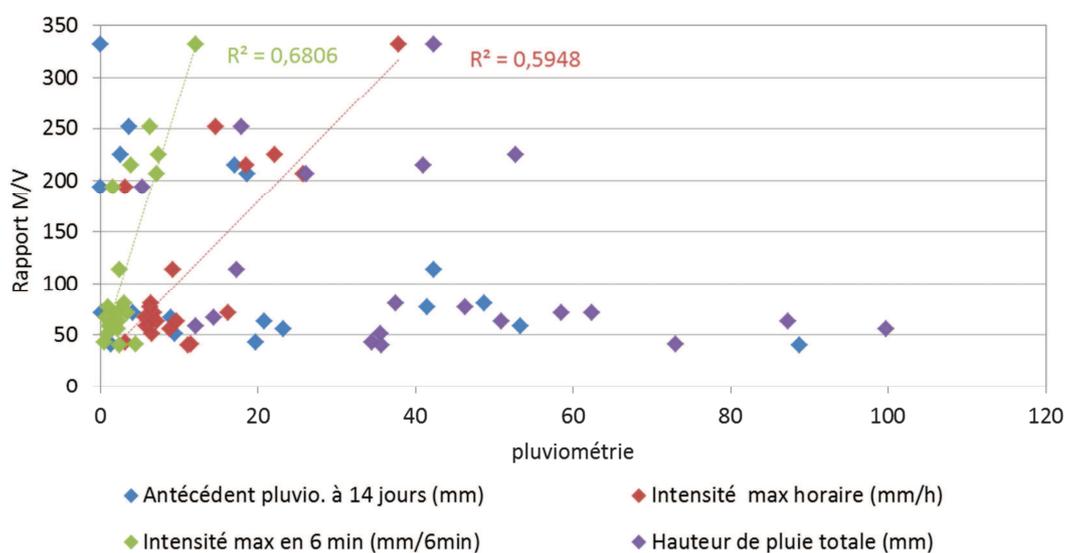


Figure III- 26: Relations entre la pluviométrie et le rapport M/V pour les 20 crues sélectionnées.

Les apports solides du Las et de l'Eygoutier sont donc liés à certains paramètres caractéristiques du site. Les concentrations en MES de l'Eygoutier semblent impactées par le débit alors que cette relation n'est pas mise en évidence au Las, à cause de la gestion du barrage. La charge particulaire est dépendante de l'intensité de la pluie pour les deux fleuves. Les épisodes brefs et intenses apportent donc une grande quantité de MES à la Rade. Dans la section suivante, nous qualifierons ces apports solides par une étude granulométrique.

III-3.3 Les apports solides : Qualification

Une étude concernant la taille des particules transitant dans les fleuves a été menée afin de qualifier ces MES. Des analyses au granulomètre laser et par tamisage humide ont été réalisées sur les échantillons des pièges à sédiments.

III-3.3.1 Qualification par granulométrie laser

La granulométrie des matières en suspension prélevées par les pièges à sédiments a été étudiée avec un granulomètre *LS13320 Beckman & Coulter*. La proportion de MES pour chaque classe de taille est représentée pour chaque échantillon du Las et de l'Eygoutier en Figure III- 27a et Figure III- 27b respectivement. Les résultats montrent une très forte proportion de vase par rapport aux sables, pour les deux fleuves. Comme le montrent les valeurs du Tableau III- 10, près de 90% des apports solides ont un diamètre moyen inférieur à 63 µm au Las. Cette proportion est légèrement plus importante à l'Eygoutier, où elle atteint 93%.

Tableau III- 10 : Proportion (%) moyenne et écart type pour chaque classe granulométrique de tous les échantillons pour chaque fleuve.

Moyenne (écart type)	0,04 à 4 µm	4 à 20 µm	20 à 63 µm	63 à 200 µm	200 à 2000 µm	Vase < 63µm	Sable > 63µm
Las	24,6 (13,6)	40,6 (6,8)	24,5 (9,9)	6,9 (5,7)	3,3 (4,7)	89,4 (9,8)	10,6 (9,8)
Eygoutier	25,1 (4,6)	48,5 (7,5)	21,0 (5,5)	4,4 (3,7)	1,0 (1,9)	93,1 (7,3)	6,9 (7,3)

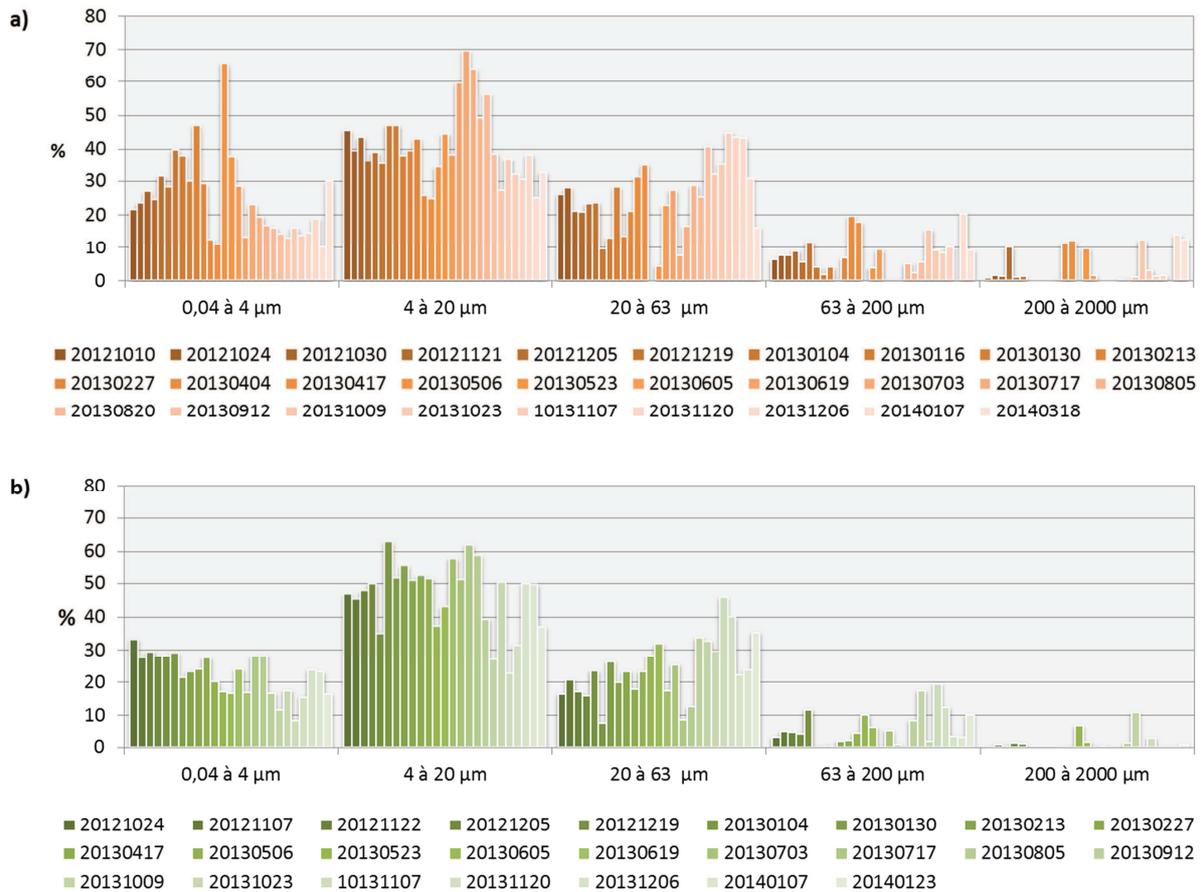


Figure III- 27: Proportion (%) de chaque classe de taille granulométrique des prélèvements des pièges (couleurs) au Las (a) et à l'Eygoutier (b).

III-3.3.2 Qualification par tamisage humide

Le tamisage humide des échantillons prélevés par les pièges permet de diviser les MES en huit classes granulométriques. Bien qu'elle demande davantage de manipulation post-tamisage (séchage et pesée) et soit moins précise, la méthode permet d'obtenir une estimation de la proportion de MES dans chaque classe. Les classes de tailles sont différentes de celles du granulomètre laser : la comparaison des proportions est donc faite à titre indicatif.

Les proportions moyennes pour chaque classe sont regroupées dans le Tableau III- 11 pour les mesures par tamisage humide, et dans le Tableau III- 12 pour les mesures au granulomètre laser. Les résultats montrent une très grande proportion particules fines ($D < 50 \mu\text{m}$), au Las comme à l'Eygoutier. Cependant, des différences significatives apparaissent sur la proportion de particules les plus grosses. La proportion de particule dont la taille est supérieure à $200 \mu\text{m}$ semble toujours plus importante pour la mesure par tamisage humide que par la granulométrie laser. Afin de comparer les résultats, les proportions de chaque échantillon sont représentées

pour les deux méthodes (en rouge pour le tamisage humide, en violet pour le granulomètre) pour 3 classes (en μm) sur la Figure III- 28 pour dix échantillons du Las et sur la Figure III- 29 pour sept échantillons de l'Eygoutier. Les échantillons *2013 LAS 0523*, *2013 LAS 0605*, *2014 LAS 0318* présentent ainsi des différences de plus de 50 points de pourcentage entre les fractions supérieures à 200 μm pour les deux méthodes. L'ensemble des valeurs obtenues pour ces échantillons sont données en Annexe D.

Tableau III- 11 : Proportion (%) de chaque classe granulométrique estimée par le tamisage humide.

Classes (μm)	Moyenne Eygoutier	Moyenne Las
<50	71%	49%
50 - 100	14%	10%
100 - 200	8%	10%
200 - 630	7%	13%
630 - 1600	1%	10%
1600 - 2000	0%	1%
2000 - 4000	0%	7%
> 4000	0%	0%
<50	71%	49%
50 -200	22%	20%
<200	92%	70%
200 - 2000	8%	23%

Tableau III- 12 : Proportion (%) de chaque classe granulométrique estimée par le granulomètre laser.

Classes (μm)	Moyenne Eygoutier	Moyenne Las
0,04 à 4	19%	30%
4 à 20	45%	37%
20 à 63	28%	19%
63 à 200	7%	8%
200 à 2000	2%	5%
<63	91%	87%
63 -200	7%	8%
<200	98%	95%
200 - 2000	2%	5%

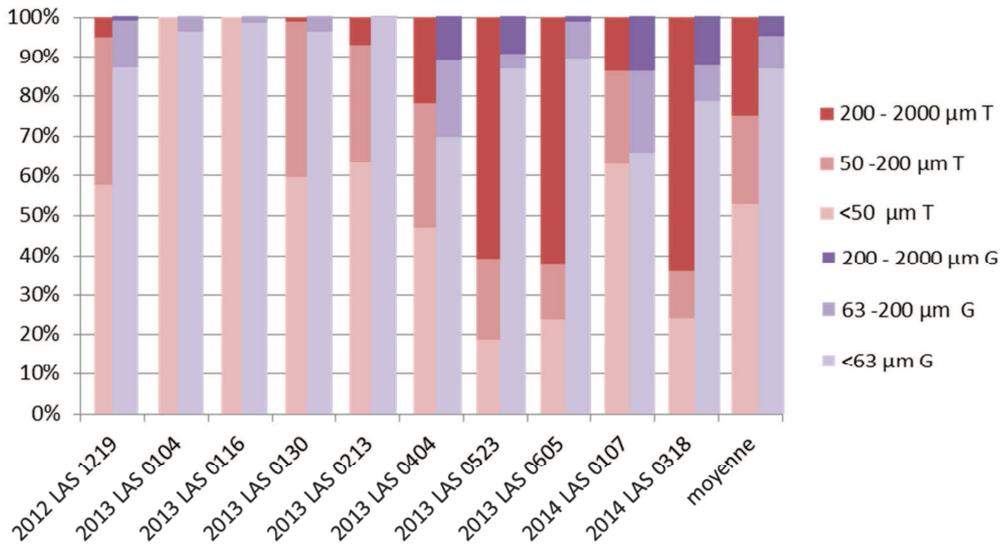


Figure III- 28: Proportion de MES pour trois classes granulométriques (μm) mesurés par le granulomètre laser (violet) et le tamisage humide (rouge) pour dix échantillons du Las.

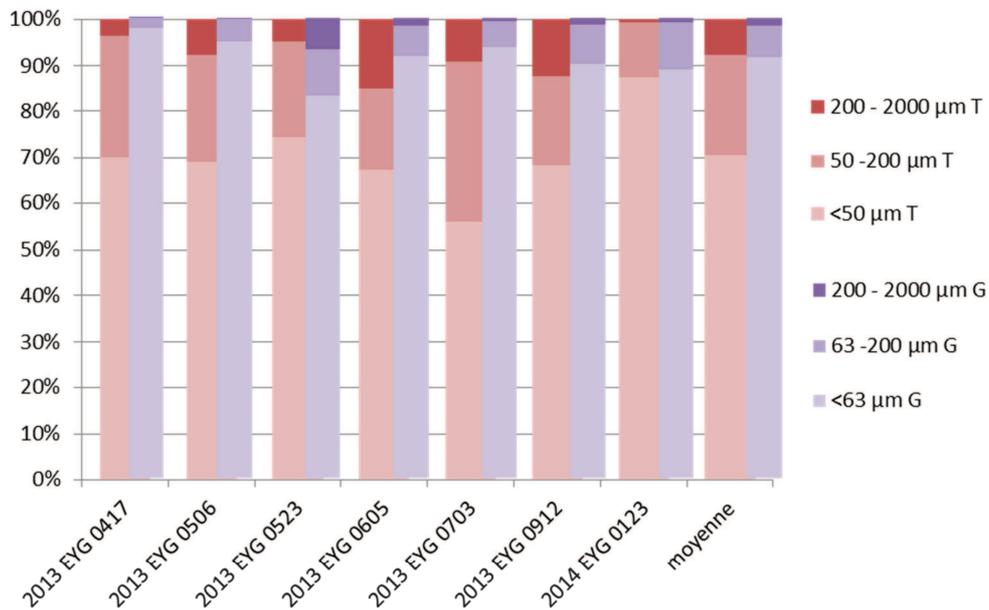


Figure III- 29: Proportion de MES pour trois classes granulométriques (μm) mesurés par le granulomètre laser (violet) et le tamisage humide (rouge) pour sept échantillons de l'Eygoutier.

III-3.3.3 Vérification de la représentativité de l'échantillon

Il apparaît intéressant de vérifier la représentativité des échantillons de MES prélevés par les pièges à sédiments. Selon le principe sur lequel est basé le fonctionnement du piège, la masse totale prélevée devrait être proportionnelle à l'apport solide total du fleuve sur la période. En effet, si le flux entrant dans le piège est représentatif du flux qui s'écoule dans le fleuve, la quantité d'eau qui pénètre dans le piège est proportionnelle au volume total écoulé sur la période. De plus, avec l'hypothèse que la concentration de MES est uniforme sur toute la section du cours d'eau, la charge particulaire qui entre dans le piège est également représentative du flux solide du fleuve. Ainsi, la masse prélevée dans le piège est proportionnelle à la masse totale ayant transité dans le fleuve sur la période de déploiement du piège.

Nous traçons sur la Figure III- 30 la masse prélevée dans le piège à sédiments en fonction de la masse totale ayant transité dans le cours d'eau pour chaque déploiement. La relation obtenue pour le Las (en orange sur la Figure III- 30) montre un coefficient de détermination R^2 significatif de 0,802. Cette relation porte à croire que le piège échantillonne correctement les MES du Las. Cependant, aucune relation ne peut être établie pour l'Eygoutier (en vert sur la Figure III- 30). Cette absence de relation peut s'expliquer par l'obstruction régulière de l'entrée du piège par de très nombreux déchets, comme l'illustrent les photos de la Figure III- 31 a, b, c. Cependant, il nous est impossible de conclure si la qualification des MES prélevée est représentative. Phillips *et al.* (2000) ont montré que le dispositif prélevait efficacement les MES de tailles comprises entre 0,1 et 100 μm , en comparant la granulométrie d'échantillons du piège et de prélèvements ponctuels. Une étude granulométrique complémentaire pourrait permettre de vérifier la représentativité de la taille des particules piégées, en utilisant par exemple un granulomètre *in situ*.

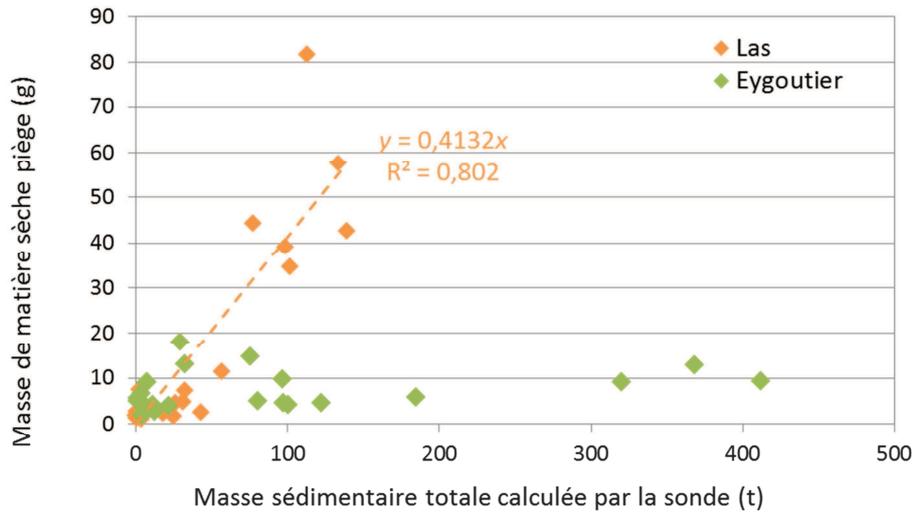


Figure III- 30: Masse prélevée dans les pièges (g) en fonction de l'apport total calculé par la sonde (tonnes) au Las (orange) et de l'Eygoutier (vert).



Figure III- 31 a), b) et c) : Cage d'instrumentation de l'Eygoutier encombrée de déchets.

III-3.3.4 Paramètres d'impact

Certains échantillons prélevés dans les pièges à sédiments présentent une plus grande proportion de sables. Puisque la représentativité des échantillons de l'Eygoutier ne semble pas remplie, nous nous concentrons sur les sédiments du Las.

Afin d'expliquer les variations de proportions des classes granulométriques des MES transitant dans les fleuves, certains auteurs suggèrent l'influence des paramètres de crue. Par exemple, Antonelli *et al.* (2008) ont montré une augmentation de la fraction sableuse de 2% avant la crue à 22% au pic de crue dans le Rhône. La fraction d'argile resterait quant à elle constante à environ 13% au détriment des silts dont la proportion chute de 85% à 60%. La crue aurait donc un impact sur la proportion de sables qui composent la MES dans le fleuve. Cependant, bien que nous ayons montré à la section III-3.3.4 que l'apport solide dépendait de l'intensité de pluie, la granulométrie des MES n'en semble pas impactée. La Figure III- 32 montre les relations peu significatives obtenues entre la proportion de sable et la pluviométrie totale en mm (Figure III- 32a), ainsi qu'entre la proportion de sable et l'intensité maximale horaire ou maximale aux 6 minutes (Figure III- 32b) sur les périodes de déploiement du piège.

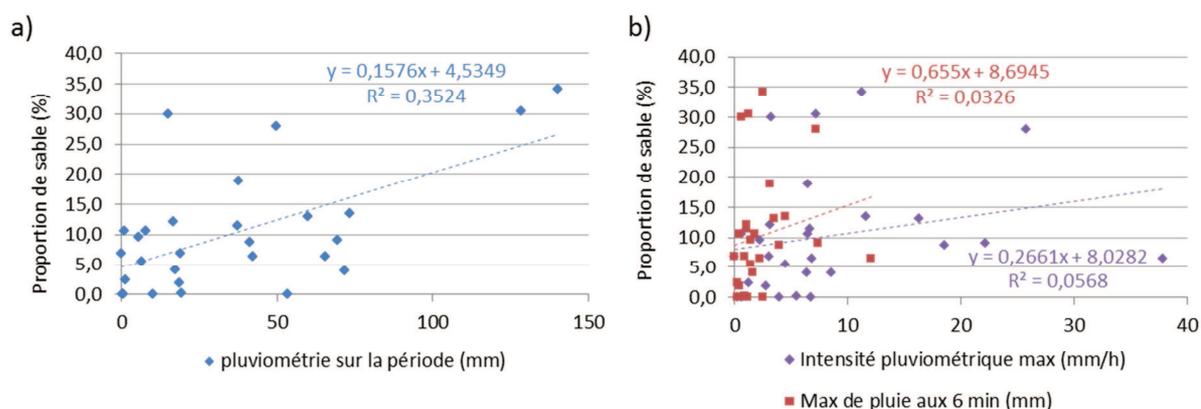


Figure III- 32: Proportion de sable : a) en fonction de la pluviométrie totale (mm) sur la période de déploiement (bleu); et b) en fonction de l'intensité horaire maximale (violet) et de l'intensité aux 6 minutes maximale (rouge).

En revanche, nous avons montré au paragraphe III-3.2.3 que la charge particulaire du Las était liée à l'origine de la crue. Les échantillons des pièges sont donc caractérisés par les crues auxquelles ils correspondent. Les prélèvements du piège qui contiennent les proportions de sable (D compris entre 63 et 2000 μm) les plus importantes sont ceux dont les crues ont été impactées par le barrage, comme le montre la Figure III- 33. Le Tableau III- 13 regroupe les caractéristiques de ces échantillons. Il semble donc que la gestion d'ouverture du barrage ou le débordement de la Retenue engendre une proportion de particules grossières plus importante.

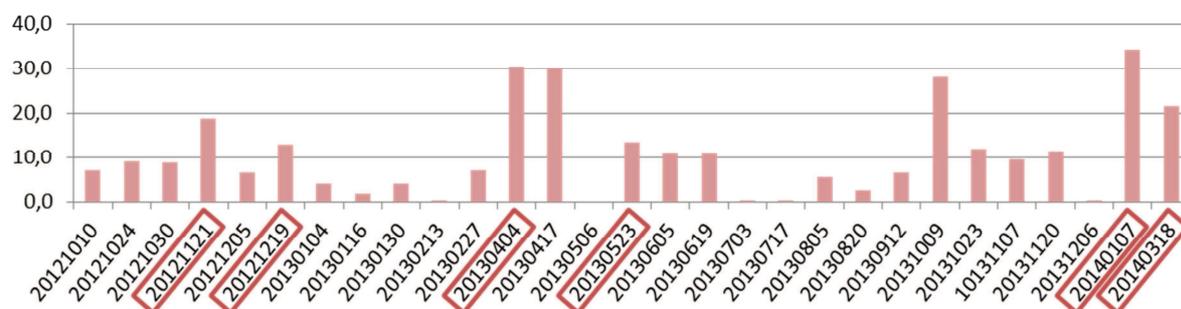


Figure III- 33 : Proportion (%) de sable (63 à 2000 µm) prélevée pour chaque échantillon du piège du Las. Les encadrés rouges marquent les périodes pendant lesquelles les crues ont été impactées par le barrage de Dardennes.

Tableau III- 13 : Caractéristiques des échantillons du piège du Las présentant les proportions de sable les plus importantes et les crues impactées par le barrage de Dardennes associées.

Nom de l'échantillon du piège	Période d'échantillonnage du piège	Crues impactées par le barrage	Proportion de sable (%)
20121121	30 oct. 2012 au 21 nov. 2012	#5 : 10 au 13 nov. 2012	18,9
20121219	05 déc. 2012 au 19 déc. 2012	#6 : 13 au 15 déc. 2012	13,1
20130404	27 fév. 2012 au 04 avr. 2012	#7 : 5 au 9 mar. 2013	30,5
20130523	06 mai au 23 mai 2013	#10 : 18 au 20 mai 2013	13,5
20140107	06 déc. 2013 au 07 jan. 2014	#20 : 25 au 28 déc. 2013	34,2
20140318	07 jan. au 18 mar. 2014	#22 : 15 au 22 jan. 2014 #23 : 28 jan. au 02 fév. 2014 #24 : 03 au 07 fév. 2014 #25 : 09 au 11 fév. 2014	21,6

III-3.4 Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, nous nous sommes concentrés sur les apports liquides et solides du Las et de l'Eygoutier. Une attention particulière a été portée à la quantification et à la qualification des apports, ainsi qu'à leurs paramètres d'impact. Une description des apports des fleuves se jetant dans la Rade de Toulon est en effet essentielle à la mise en place d'un modèle hydro-sédimentaire.

Cette analyse montre une grande variabilité des débits liquides et solides entre étiage et crue pour les deux fleuves. Le Las apporte à la Petite Rade environ 54,5 millions de mètres cubes par an, dont 85% pendant les crues. Ce volume annuel correspond à près de 60 % du volume total de la Petite Rade (environ 92 millions de mètres cubes). La moyenne annuelle du volume d'eau de l'Eygoutier déversé à la Grande Rade est de 29 millions de mètres cubes, dont près des trois-quarts en 25% du temps. Rapportés à la superficie de leur bassin versant géographique, les apports liquides du Las représentent plus du double de ceux de l'Eygoutier. Rappelons toutefois l'existence d'un second canal de l'Eygoutier, situé au Pas de la Clue au Pradet, qui permet au fleuve d'être dévié pour éviter l'inondation du centre-ville toulonnais. Aucune donnée ne nous permet de quantifier le volume d'eau écoulé dans ce deuxième exutoire. L'intensité de pluie influence les débits des deux fleuves, et le Las est aussi impacté par les débordements du barrage de Dardennes.

Les apports solides des cours d'eau ont également été étudiés d'un point de vue quantitatif et qualitatif. La charge solide totale du Las est estimée à 1040 tonnes·an⁻¹ en moyenne. Près de 85% de ces apports solides surviennent en 30% du temps. La charge particulière estimée représente par rapport à la surface de la Petite Rade un apport de 110 g·m⁻²·an⁻¹. L'Eygoutier rejette 1835 tonnes de MES par an dans la Grande Rade, dont 93% en 25% du temps. Nicolau *et al.* (2012) avaient estimé l'apport solide du sous-bassin versant aval (25km²) de l'Eygoutier à 465 tonnes pour l'année 2004, dont 98% en crue. Cette charge solide correspond au quart de celle estimée par notre étude. D'après les relevés pluviométriques de la station météorologique de La Mitre, l'année 2004 aurait été moins pluvieuse que 2013 (503 mm en 2004 contre 652 mm en 2013, avec une moyenne annuelle de précipitation de 613 mm). Il apparait cependant que la pluviométrie d'un évènement impacte moins la charge sédimentaire apportée que l'intensité de cette pluie. Les pluies intenses lors de la période sèche engendreraient un apport solide encore plus important que les pluies « moyennes » d'une durée plus longue mais moins intenses (Zabaleta *et al.* 2007).

Toutes les incertitudes dues à la variation des débits, à la taille des particules, aux relations de conversion turbidité/concentration peuvent mener à une sous-estimation de l'apport de MES. Tout particulièrement dans le cas de régime d'alternance étiage/crue propre aux oueds côtiers méditerranéens et à la forte variation des débits et des concentrations des MES qui mènent à

d'importantes variations de flux solide. L'hétérogénéité de la disponibilité sédimentaire est aussi déterminante. Nous avons estimé la turbidité homogène sur toute la section des fleuves, mais il est possible qu'il existe un gradient de concentration entre surface et fond, et entre centre et bords. Il serait donc intéressant de compléter cette étude par une analyse de la variabilité de la charge particulaire sur la colonne d'eau.

L'étude granulométrique montre qu'une grande proportion des apports solides est composée de vase : environ 90% des MES prélevées par les pièges des deux fleuves ont une taille inférieure à 63 μm . Cette proportion est proche de celle rencontrée pour le Rhône, où les particules fines composent 98% (80% de limons et 18% d'argile) de l'apport solide selon Ferré *et al.* (2008). Cependant, notre étude met également en exergue la difficulté de représenter de façon fiable la granulométrie des MES présentes dans les cours d'eau. En effet, l'échantillonnage et la méthode de mesure montrent des lacunes. Premièrement, l'efficacité de prélèvement des pièges à sédiments peut être discutée. S'il a pu être montré que la masse prélevée était représentative de la masse totale écoulée au Las, cette relation de proportionnalité n'a pas pu être mise en évidence pour l'Eygoutier. De plus, aucune mesure ne nous permet de vérifier la représentativité de la granulométrie des MES piégées par rapport à celles présentes dans les fleuves. Il serait donc intéressant d'évaluer la capacité des pièges à échantillonner les cours d'eau de façon fiable et représentative. Deuxièmement, il apparaît des écarts importants entre les proportions de classes de taille selon la méthode utilisée. Malgré la grande imprécision des valeurs obtenues par tamisage humide, ces résultats montrent une grande variabilité. Ces conclusions mériteraient d'être réévaluées avec davantage de mesures. L'utilisation d'un granulomètre *in situ* permettrait aussi une analyse de la taille des particules, avec pour avantage une diminution du nombre de manipulations et de traitement d'échantillon, donc moins de risque d'impacter la granulométrie des particules. De plus, les nombreuses étapes que subissent les échantillons, depuis le prélèvement jusqu'au pipetage, augmentent le risque d'erreur. L'utilisation d'un tel appareil impliquerait toutefois une maintenance plus importante afin d'éviter qu'il ne soit dégradé et que les mesures soient biaisées par l'accumulation de déchets. L'utilisation de piège à sédiments de fond pourrait également permettre l'étude du transport par charriage. Vericat & Batalla (2010) ont d'ailleurs montré que ce type de transport près du fond pouvait être important lors de crues majeures.

Les deux cours d'eau étudiés apparaissent comme les principales sources de matières en suspension dans la Rade de Toulon. Cependant, notre estimation des apports du Las ne semble pas totalement expliquer les taux de sédimentation calculé par Tessier *et al.* (2011) sur l'ensemble de la Baie, estimé à $2,1 \pm 0,5 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$. En effet, en utilisant la surface de la Petite Rade

S_{PR} estimée à l'aide de mailles du modèle et une densité de vase au fond ρ_{sed} de $400 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, nous estimons le taux T avec :

$$T = \frac{A_{tot}}{\rho_{sed} \cdot S_{PR}}$$

Notre approximation grossière du taux T est de $0,4 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$, soit un ordre de grandeur inférieur à celui calculé à partir de carottes sédimentaires. Ces auteurs ont estimé un taux similaire sur l'ensemble de la Baie ; il est toutefois probable qu'il soit plus élevé à proximité des exutoires et en fond de Petite Rade, là où les courants sont plus faibles et moins propices à la remise en suspension.

Bien que les flux continentaux représentent une grande proportion des apports sédimentaires, d'autres sources sont susceptibles d'impacter la Rade de Toulon *via* l'interface air/mer. Le dépôt atmosphérique annuel de poussières sahariennes atteint $0,2 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ dans les Alpes françaises, $1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ dans le centre de la France et environ $12 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ en Corse (Goudie & Middleton 2001). Ces poussières sahariennes ont une taille médiane entre 8 et $11 \mu\text{m}$ dans le sud de la France (Coudé-Gaussen 1991). Bien que négligeable de manière générale, certains épisodes sahariens comme celui de février 2002 peuvent cependant engendrer un important dépôt pouvant atteindre $13 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ à la Seyne-sur-Mer (Masson *et al.* 2010) composé principalement de limons (55,7% compris entre 2 et $20 \mu\text{m}$; 99,6% inférieures à $50 \mu\text{m}$). En estimant cette valeur homogène sur la surface de la Baie de notre domaine numérique, cet épisode représenterait un dépôt total de 1600 tonnes sur cinq jours. Cet épisode aurait donc engendré un apport solide exceptionnel du même ordre de grandeur que l'apport annuel de MES de l'Eygoutier. Bien que très importante, cette valeur semble probable. Selon Martin *et al.* (1989), l'apport de poussières sahariennes serait du même ordre de grandeur que le flux solide annuel des fleuves de Méditerranée Occidentale. De nombreuses études ont ainsi montré l'impact des apports atmosphériques sur le flux total de contaminants (radionucléides, métaux, etc), qui s'apparentent aux apports fluviaux en Méditerranée Nord-Occidentale.

Ce troisième chapitre a permis de décrire les apports des deux fleuves qui se jettent dans la Rade de Toulon. Très peu de données étaient disponibles avant notre étude et les résultats obtenus nous permettent désormais de mieux décrire les matières en suspension acheminées à la Rade par ces cours d'eau. Essentielles pour la simulation réaliste de la dynamique sédimentaire en mer, ces données sont utilisées d'une part comme forçage d'entrée dans le modèle hydro-sédimentaire mais également afin de décrire la dynamique de ces MES en mer. En effet, quel sera le devenir de ces particules dans le milieu marin ? Auront-elles tendance à se déposer, ou encore seront-elles transportées par les courants ? Les données enregistrées à proximité des exutoires

sont analysées au chapitre suivant afin de mieux comprendre et modéliser le devenir des apports du Las et de l'Eygoutier et leur impact sur la dynamique sédimentaire de la Rade.

Chapitre III-4 Mise en place du modèle hydro-sédimentaire

Les modèles hydro-sédimentaires se différencient par la configuration du domaine représenté et les principaux processus propres à chaque site. Les caractéristiques et les choix de paramétrisation en font les principales différences. Tel que précisé dans la description de la configuration de la Rade de Toulon de la section III-2.1.2, quatre classes de sédiments sont représentées dans le modèle mis en place pour notre étude. Les forçages utilisés prennent en compte les tensions au fond induites par les vagues et le courant, calculés par les modèles WW3 et MARS3D respectivement. Cependant, le couplage du module sédimentaire n'a pas d'impact sur les paramètres hydrodynamiques : la morphodynamique n'est pas simulée et la bathymétrie n'est pas réactualisée suite aux évolutions du lit sédimentaire. Les faibles variations de niveau du fond comparées à la hauteur de la colonne d'eau justifient cette simplification.

Dans ce quatrième chapitre, le modèle hydro-sédimentaire de la Rade de Toulon est mis en place. La paramétrisation est détaillée et des simulations réalistes sont décrites. Une description de la dynamique sédimentaire est ensuite proposée. Finalement, une dernière section propose un exemple d'application pour la modélisation de la dispersion des radionucléides.

III-4.1 Paramétrisation

La paramétrisation des modèles de dynamique sédimentaire se fait régulièrement par mesures ou encore en s'appuyant sur des valeurs types données par la littérature. Qu'elles soient réalisées *in situ* ou en laboratoire, les mesures permettent d'obtenir avec précision ces paramètres dépendants du site de l'étude et du type de sédiments. Cependant, ces manipulations peuvent être onéreuses et/ou chronophages. Dans le cadre de cette étude, il a été choisi de paramétrer les différentes variables du modèle en s'appuyant sur des valeurs trouvées dans la littérature. Les mesures *in situ* permettent de caler le modèle de la Rade de Toulon en fixant les paramètres qui impactent la dynamique sédimentaire. Cette section propose ainsi de discuter des valeurs choisies.

III-4.1.1 Paramètres érosifs

Les paramètres érosifs (E_0 , τ_{ce}) des modèles sédimentaires sont habituellement fixés suite à des tests d'érosion en laboratoire ou via des mesure *in situ*. Pour notre étude, aucune calibration laboratoire n'a été menée. Les mesures *in situ* ne nous ont pas permis de décrire avec précision les processus de remobilisation dans la Rade de Toulon. Ainsi, les mesures de turbidité au fond, les courants et les mesures altimétriques ne sont pas suffisantes pour déterminer les paramètres d'érosion du modèle. Nous utiliserons donc les valeurs citées par d'autres études pour paramétrer la tension critique d'érosion τ_{ce} et les coefficients de flux érosif E_0 de notre modèle.

III-4.1.1.1 Tension critique d'érosion

Les valeurs de tension critique d'érosion τ_{ce} utilisées en modélisation varient beaucoup dans la littérature. Pour les sédiments cohésifs, les valeurs s'étendent de 0,0379 N·m⁻² pour les argiles (Bever & MacWilliams 2013) à 0,4 N·m⁻² pour des vases californiennes selon Erikson *et al.* (2013). Pour les sables d'un diamètre médian de 250 μm , Bever & MacWilliams (2013) utilisent une tension critique d'érosion de 0,19 N·m⁻². La valeur de 0,16 N·m⁻² est utilisée par Lumborg (2005) pour les sédiments mixtes du détroit Øresund. Le Tableau III- 14 regroupe quelques valeurs de ces paramètres et les caractéristiques des sédiments associés recensées dans la littérature.

A défaut d'avoir plus d'information sur la tension critique d'érosion dans la Rade, nous nous appuyons sur ces valeurs trouvées dans la littérature pour déterminer ce paramètre dans le modèle hydro-sédimentaire.

La tension critique d'érosion des sables est calculée *via* l'équation (Eq.III. 7). Afin d'avoir une idée des valeurs obtenues par cette équation par rapport à celles trouvées dans la littérature, nous traçons les valeurs calculées (en noir) dans le graphique de la Figure III- 34. Les valeurs trouvées de la littérature (0,1 à 0,7 N·m⁻²) sont marquées par la zone bleutée. Notons que ces valeurs correspondent parfois à des mélanges sablo-vaseux ou aux sédiments cohésifs et non-cohésifs. Les valeurs de tension critique d'érosion calculées sont du même ordre de grandeur pour des particules dont la taille est comprise entre 40 μm et 1 mm.

Pour les vases, nous proposons de fixer τ_{ceV} à 0,1 N·m⁻². Dans la paramétrisation du modèle, nous donnons donc $eroa2=0,1$ et $eroa3=0$ dans l'équation (Eq.III. 10) de la section III-2.1.1.1b).

Tableau III- 14 : Quelques valeurs de tensions critique d'érosion pour la modélisation sédimentaire recensées dans la littérature.

τ_{Ce} (N·m ⁻²)	Caractéristiques ou Taille (μm)	Zone géographique	Référence
0,017	Cohésif	Nouvelle-Calédonie	Douillet <i>et al.</i> (2001)
0,1 à 1,5	Mélange sable/vase	Estuaire Tamar (Royaume-Uni)	Tattersall <i>et al.</i> (2003)
0,2 à 0,7	Mélange sable/vase	Rømø Dyb (Danemark)	Lumborg & Windelin (2003)
0,3	Vase		
0,16	Mélange sable/vase	Détroit Øresund	Lumborg (2005)
0,5	Sable		
0,2	Sable	Lagon Ria de Aveiro (Portugal)	Lopes <i>et al.</i> (2006)
0,1	Vase		
0,2	Cohésif	GOL	Ferré <i>et al.</i> (2008)
0,2	Cohésif et non-cohésif	Toulon	Duffa <i>et al.</i> (2011)
0,0379	11 μm		
0,15	200 μm	Baie San Pablo, San Francisco (Etats-Unis)	Bever & MacWilliams (2013)
0,19	250 μm		
0,02	7,8		
0,03	15	Baie de la Pauvreté (Nouvelle-Zélande)	Bever & Harris (2013)
0,06	31		
0,14	125		
0,2	Cohésif (Frmud > 60%)		
0,3	Non-cohésif (Frmud < 60%)	Rade de Marseille	Verney <i>et al.</i> (2013)
0,135			
0,5	Cohésif	Californie (Etats-Unis)	Erikson <i>et al.</i> (2013)
0,35	Cohésif	GOL	Dufois <i>et al.</i> (2014)
0,35	Cohésif	GOL	Dufois (2008)

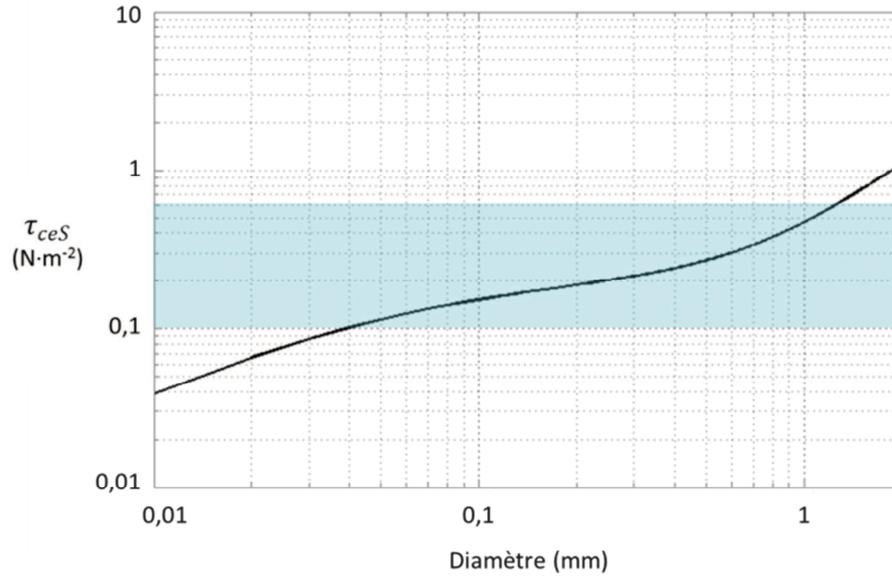


Figure III- 34 : Tensions citriques d'érosion des sables calculées (noir). La zone bleue correspond aux bornes 0,1 et 0,7 N·m⁻² recensées dans la littérature.

III-4.1.1.2 Flux érosifs E_0

Les flux érosifs sont différents selon le type de sédiment. Le coefficient du flux d'érosion des sables E_S est défini par l'équation (Eq.III. 6). Il dépend donc de la taille des grains de sable, *via* le paramètre E_{0S} . Dans la littérature, nS est souvent proche à 1,5 (Le Hir *et al.* 2011).

Pour les vases, E_{0V} est paramétrable dans le fichier utilisateur. Nous fixons ce coefficient à 10^{-4} kg·m⁻²·s⁻¹, en relation avec les valeurs trouvées dans la littérature et nous choisissons $nV = 1$.

En somme, les équations des flux d'érosion pour les sables et les vases s'écrivent :

$$E_S = \min(0,27, 1000D - 0,01) \cdot \left(\frac{\tau_f}{\tau_{ceS}} - 1 \right)^{1,5} \quad (Eq.III. 30)$$

$$E_V = 10^{-4} \cdot \left(\frac{\tau_f}{0,1} - 1 \right)^1 \quad (Eq.III. 31)$$

La modélisation du flux érosif dépend parfois de la fraction de vase (Ferré *et al.* 2008 ; Verney *et al.* 2013 ; Dufois *et al.* 2014) et les valeurs s'étendent généralement entre $0,5 \cdot 10^{-5}$ et $5 \cdot 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

III-4.1.1.3 Érosion des sédiments mixtes

Dans le modèle, l'érosion des mélanges de sédiments est simulée par l'interpolation des paramètres érosifs des vases et des sables entre deux seuils critiques. Ces seuils se définissent par la fraction de vase du mélange, tel que décrit dans la section III-2.1.1.1c).

Le premier seuil à déterminer constitue la fraction de vase du mélange en deçà duquel le sédiment adopte le comportement du sable. Selon Panagiotopoulos *et al.* (1997) le seuil d'érosion d'un mélange de sédiment augmente au-delà de 30% de vase. D'autres auteurs rapportent qu'une proportion de vase comprise entre 5% et 10% suffit à rendre un mélange cohésif (van Ledden *et al.* 2004 ; Lopes *et al.* 2006). Pour Mitchener & Torfs (1996), la tension critique d'érosion dépend de la taille du sable lorsque ces particules composent entre 70 et 100% le mélange (donc une fraction de vase entre 0 et 30%). Pour la modélisation du Golfe du Lion, Dufois (2008) a utilisé un seuil de 30% pour séparer le régime cohésif.

Pour le modèle, le seuil dépend de la taille des particules et d'un coefficient *eroa1* paramétrable. Afin de définir ce paramètre, nous représentons sur la Figure III- 35 les valeurs de *eroa1* calculées en fonction d'une gamme de diamètre de sable et pour différentes fractions de vase. Ainsi, pour obtenir un seuil *mudfr1* compris entre 10% et 30% de vase pour des diamètres compris entre 0,1 et 0,3 mm, nous fixons *eroa1* à 1500 dans l'équation (Eq.III. 12).

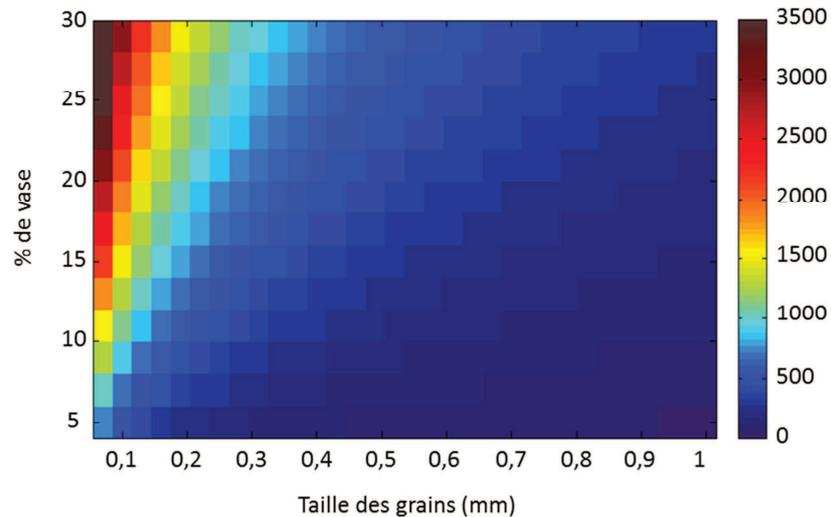


Figure III- 35 : Coefficient *eroa1* en fonction de la taille des grains de sable et de la fraction de vase du mélange sédiments.

Au-delà du second seuil *mudfr2*, le comportement du mélange adopte celui des sédiments cohésifs. Mitchener & Torfs (1996) et Dufois *et al.* (2014) proposent qu'un mélange de sédiments devienne cohésif lorsque sa proportion de vase excède 50%, alors que Verney *et al.* (2013) fixent ce seuil à 60%. Nous fixons *mudfr2* à 0,6.

III-4.1.2 Paramètres de dépôt

Les paramètres érosifs du modèle sont donc fixés selon des valeurs trouvées dans la littérature. Les paramètres relatifs au dépôt sont estimés selon les mesures disponibles et la granulométrie de la zone d'étude.

III-4.1.2.1 Vitesses de chutes

a) Les sédiments non-cohésifs

La vitesse de chute des sables est calculée selon Soulsby (1997) (*c.f.* section III-2.1.1.1b). Ainsi, pour les classes de tailles de particules choisies, les vitesses de chutes sont d'environ $1 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les grains de $150 \mu\text{m}$ de diamètre et $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour $D = 400 \mu\text{m}$.

b) Les sédiments cohésifs

Le facteur correctif de van Leussen qui prend en compte les processus de floculation a donc tendance à faire diminuer la vitesse de chute au-delà d'un certain cisaillement G . La Figure III- 36 représente l'évolution du facteur correctif de van Leussen en fonction de différentes valeurs de ce taux de cisaillement, pour des ordres de grandeur de l'océan ouvert (inférieur à 1 s^{-1}), des chenaux tidaux (10 s^{-1}) et pour un épisode de tempête (10 à 100 s^{-1}).

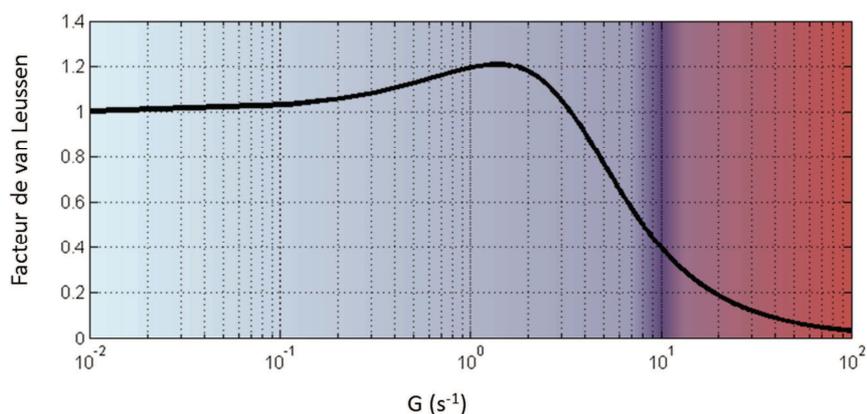


Figure III- 36 : Evolution du facteur correctif de van Leussen (trait noir) en fonction de différentes valeurs de taux de cisaillement G , pour des ordres de grandeur de l'océan ouvert (bleu clair), des chenaux tidaux (indigo) et pour un épisode de tempête (rouge).

Au vu des taux de cisaillement, le facteur correctif semble pouvoir être négligé pour notre configuration. Nous proposons donc d'utiliser l'équation de van Leussen (Eq.III. 16) avec a et b nuls, ce qui correspond à l'équation (Eq.III. 17), déjà largement utilisée (Lumborg & Windelin 2003 ; Tattersall *et al.* 2003). Nous bornons cependant les vitesses de chute avec des vitesses de chute minimales et maximales (Eq.III. 32).

$$W_{si} = \min[\max(k_1 \cdot C^n, W_{sMIN}), W_{sMAX}] \quad (\text{Eq.III. 32})$$

La vitesse de chute est alors conditionnée par les paramètres k_1 , n , W_{sMIN} et W_{sMAX} . Nous définissons $k_1 = 1,5$ et $n = 1$, en accord avec les valeurs proposées par Dufois (2008) et Duffa *et al.* (2011). Pour ces valeurs, la vitesse de chute est comprise 0 et $0,3 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour des concentrations de 0 à $200 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, comme l'illustre la Figure III- 37. Ces vitesses de chute correspondent à celles proposées par la littérature, recensées dans le Tableau III- 15. Les vitesses de chute minimale et maximale seront déterminées *via* différentes paramétrisations

tests présentées en section III-4.2.2.2. Nous choisissons dans un premier temps $W_{sMIN} = 10^{-4} \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ et $W_{sMAX} = 10^{-1} \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les particules très fines, et $W_{sMIN} = 10^{-2} \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ et $W_{sMAX} = 2 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les particules fines.

Le graphique de la Figure III- 38 illustre les vitesses de chute ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en fonction de la taille des sédiments (cohésifs ou non) pour quelques études (points couleurs) et celle-ci (point noir). L'impact de la concentration est aussi représenté pour un sédiment cohésif (W_s ne dépend alors pas de la taille) pour des vitesses de chute calculée avec l'équation (Eq.III. 32). Pour des concentrations comprises entre 0 et 150 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, W_s varie entre la vitesse minimale imposée de et $0,225 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ (symboles noirs sur la Figure III- 38).

Tableau III- 15 : Exemples de vitesses de chutes de sédiments cohésifs recensées dans la littérature.

Caractéristique ou taille (μm) des MES	W_s ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$)	Zone d'étude	Référence
-	$3\cdot 10^{-2}$ à 5	Danemark	Lumborg & Windelin (2003)
-	0,19	Danemark	Lumborg (2005)
30	0,8	GOL	Ferré <i>et al.</i> (2005)
3	$7,8\cdot 10^{-3}$	GOL	Periáñez <i>et al.</i> (2005)
7	$4,2\cdot 10^{-2}$		
20	$3,5\cdot 10^{-1}$		
40	1,4		
2,4	$4,4\cdot 10^{-3}$	GOL	Ulses <i>et al.</i> (2008)
8,4	$5,4\cdot 10^{-2}$		
31,6	$7,6\cdot 10^{-1}$		
2,43	$4,6\cdot 10^{-3}$	GOL	Ferré <i>et al.</i> (2008)
8,39	$5,5\cdot 10^{-2}$		
31,6	$7,7\cdot 10^{-1}$		
20	0,5	Test laboratoire	Le Hir <i>et al.</i> (2011)
-	0,09 à 1,01	Californie	Erikson <i>et al.</i> (2013)
11	0,0774	Baie de San Francisco	Bever & MacWilliams (2013)
7,8	0,038	Baie de la Pauvreté (Nouvelle-Zélande)	Bever & Harris (2013)
15	0,15		
31	0,62		
125	10		
Très légères	$1\cdot 10^{-4}$	Baie de Marseille	Verney <i>et al.</i> (2013)
Légères	$1\cdot 10^{-2}$		
lourdes	$2\cdot 10^{-1}$		
10	$8\cdot 10^{-2}$	Mer d'Irlande	Aldridge <i>et al.</i> (2003)
50	2		
100	7		
-	$W_{sMIN} : 10^{-2}$	GOL	Dufois <i>et al.</i> (2014)

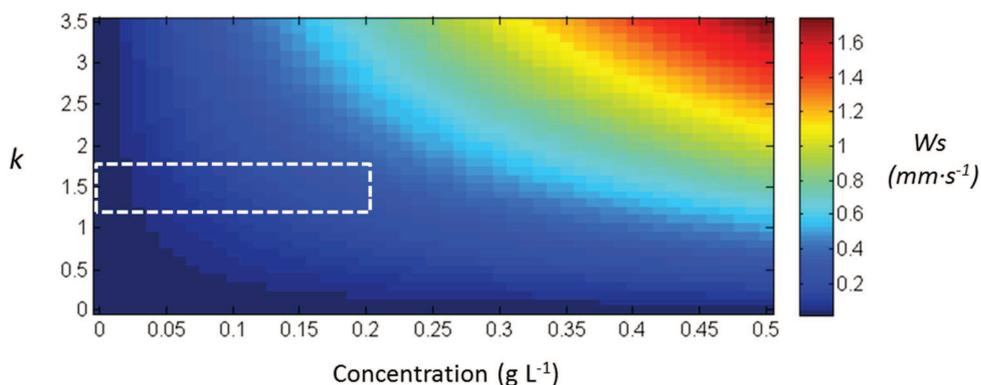


Figure III- 37: Evolution de la vitesse de chute des particules cohésives pour différentes valeurs de k et de concentrations, avec $n=1$. La boîte pointillée blanche montre les valeurs de vitesse de chute pour notre gamme de concentrations pour $k=1,5$.

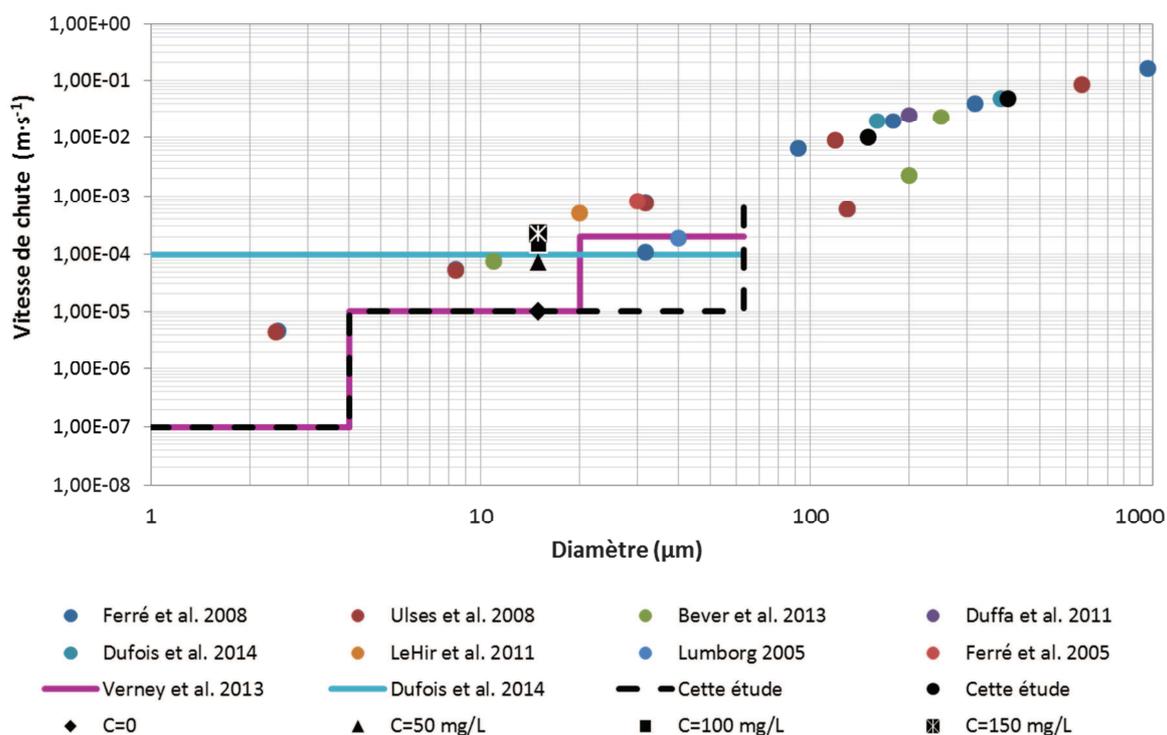


Figure III- 38: Vitesses de chute ($m \cdot s^{-1}$) en fonction de la taille des sédiments. Les couleurs représentent quelques vitesses de chute W_s (cercles) et vitesses de chute minimales W_{sMIN} (traits) recencées dans la littérature et les symboles noirs correspondent à quelques vitesses de chute calculées pour cette étude.

III-4.1.2.2 Tensions critiques de dépôt

Il est considéré que les sables en suspension se déposent peu importe les conditions du milieu ; leur tendance de dépôt est donc égale à la vitesse de chute ($Tde_s = W_{ss}$).

Pour les vases, la tension critique de dépôt τ_{cdv} peut être fixée afin d'éviter le dépôt lorsque la turbulence est assez forte pour générer une remise en suspension. Ainsi, Douillet *et al.* (2001) posent $\tau_{cdv} = 0,017 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ pour le Lagon de Nouvelle Calédonie. Dans le Lagon de Venise, on retrouve des valeurs de $0,13 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ (Cappucci *et al.* 2004) et $0,25 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ (Coraci *et al.* 2007). Pour des modèles sédimentaires mis en place au Danemark, Lumborg & Windelin (2003) utilisent des valeurs comprises entre $0,02$ à 1 N/m^2 . Cependant, d'autres études fixent les tensions critiques de dépôt à des valeurs très élevées pour que le dépôt ait toujours lieu. Erikson *et al.* (2013) imposent donc $\tau_{cdv} = 1000 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ et Dufois *et al.* (2014) choisissent une valeur infinie. Les mesures in situ ne nous permettent pas de déterminer des périodes de dépôt et l'évolution du fond. A défaut, nous choisissons donc d'imposer une tension critique de dépôt très élevée (infinie) pour que le dépôt de vase ait toujours lieu. La tendance de dépôt des vases De_V dépend alors de la vitesse de chute W_{sv} et de la concentration C_V :

$$De_V = W_{sv} \cdot C_V \quad (\text{Eq.III. 33})$$

III-4.2 Modélisation réaliste des apports des fleuves

Afin d'affiner la paramétrisation et de calibrer le modèle hydro-sédimentaire sur notre zone d'étude, nous utilisons les mesures réalisées en mer. Nous proposons dans cette section de comparer les résultats modélisés aux valeurs enregistrées dans la Petite Rade, à l'exutoire du Las. Les mesures utilisées pour cette calibration sont celles enregistrées entre janvier et mars 2014.

III-4.2.1 Forçages

Nous décrivons dans cette section les forçages utilisés pour nos simulations réalistes. Nous détaillons les forçages des fleuves, composés des flux solides et liquides du Las sur les périodes étudiées, et les forçages atmosphériques utilisés. Les apports de poussières sahariennes, bien qu'importantes épisodiquement, ne sont pas considérés.

III-4.2.1.1 Forçage des fleuves

L'instrumentation du Las a permis de décrire le fonctionnement du Las, d'un point de vue des apports liquides et solides. Les débits d'étiage faibles sont ponctués d'évènements caractérisés de crues éclairs, pendant lesquels le niveau d'eau et le débit liquide augmentent très rapidement. Les caractéristiques particulières des flux liquides du Las ont été présentés plus haut (*c.f.* section III-3.1). Pour la période étudiée dans cette section (janvier-mars 2014), les flux liquides sont caractérisés par la présence de plusieurs crues. La Figure III- 39a montre l'évolution temporelle des débits liquides du Las entre janvier et mars 2014. Ces données servent de forçage fluvial pour notre modèle hydro-sédimentaire.

Les données de température enregistrées par la sonde multi-paramètres sont également renseignées. Le modèle hydro-sédimentaire utilise donc comme forçage d'entrée les valeurs mesurées *in situ*. La Figure III- 39b illustre les variations de température enregistrées par la sonde YSI#2 du Las.

Afin de représenter la dynamique sédimentaire, nous utilisons également les flux solides mesurés en entrée de notre configuration. Les concentrations calculées *via* la relation de conversion de la turbidité mesurée par la sonde forcent donc le modèle hydro-sédimentaire. Il calcule ainsi le flux solide (en $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$), par le produit du débit (en $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) et des concentrations ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Le flux solide de la période est représenté dans la Figure III- 39c. Nous avons montré dans la section III-3.3 que les apports du Las étaient principalement composés de vase. Près de 90% de la MES qui transite dans le fleuve a un diamètre médian de taille inférieure à $63\ \mu\text{m}$. Nous ferons l'hypothèse pour nos simulations réalistes que les apports du Las sont uniquement composés de vases. D'une part, les radionucléides sont plus à même d'être associés aux particules fines, le devenir des sédiments cohésifs semble donc avoir plus d'intérêt pour notre étude. D'autre part, les sables ont une vitesse de chute plus importante et se déposent donc vraisemblablement à proximité de l'exutoire en mer. L'étude de la dynamique à proximité de l'embouchure du Las a d'ailleurs montré des courants faibles, peu propices au transport du sable. Les données d'entrée utilisées pour nos simulations réalistes sont ainsi composées à 25% de MES très fines ($0,04 > D > 4\ \mu\text{m}$) et à 75% de particules fines ($4 > D > 63\ \mu\text{m}$). Ces proportions respectent les moyennes obtenues lors des analyses granulométriques (*c.f.* III-3.3.1) pour les classes choisies pour notre configuration (*c.f.* III-2.1.2).

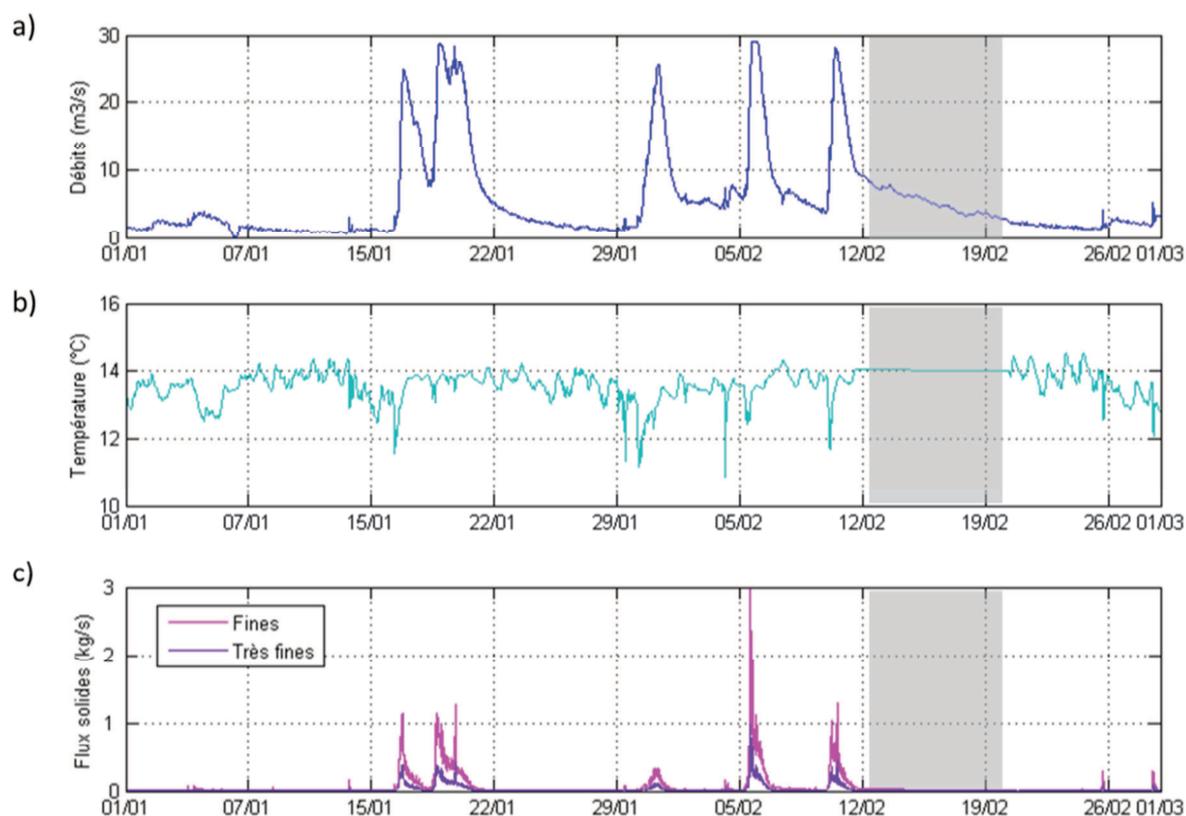


Figure III- 39 : Evolution temporelle : a) des débits ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), b) de la température ($^{\circ}\text{C}$) et c) du flux solide ($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$) du Las utilisés en forçage entre le 1^{er} janvier et le 1^{er} mars 2014. Les zones grises correspondent à un dysfonctionnement de la sonde ; les valeurs ont été interpolées pour cette période.

III-4.2.1.2 Forçage atmosphérique

Le forçage atmosphérique des simulations réalistes de l'hiver 2014 est différent de celui utilisé jusqu'à présent pour cette étude. En effet, le modèle MM5 présenté en section II-1.1.2.2 n'est plus disponible à partir de septembre 2013. Le modèle atmosphérique ARPEGE de MétéoFrance a donc été utilisé pour forcer la surface libre. Ce modèle opérationnel est co-développé par Météo-France et le Centre Européen de prévisions météorologiques à moyenne échelle (ECMWF, European Centre for Medium-range Weather Forecast). Il a été détaillé par Courtier et al. (1991), Déqué *et al.* (1994) et Déqué & Piedelievre (1995). Depuis octobre 2014, ARPEGE est utilisé comme forçage atmosphérique pour MENOR, le modèle de plus grande emprise qui fournit les conditions limites océaniques de notre configuration. Une continuité des forçages atmosphériques est ainsi assurée.

Cependant, ARPEGE a une résolution de 15 km, plus faible que MM5 (3km), qui manquait déjà de précision sur notre zone. Nous avons présenté dans la Partie II l'impact du vent sur la circulation dans le Rade. L'utilisation d'un forçage atmosphérique de plus faible résolution nous apparaît comme une possible source d'erreur importante pour nos simulations. Ainsi, afin que le modèle

hydro-sédimentaire soit forcé de façon réaliste, nous utilisons les vitesses de vent enregistrées à la station MétéoFrance La Mitre à l'instar de ceux d'ARGPEGE. Les forçages météorologiques utilisés pour nos simulations réalistes contiennent donc des données modélisées par ARPEGE (radiation solaire, flux de chaleur, pression atmosphérique, pluie) et des données réelles enregistrées (composantes de la vitesse du vent à 10 m). Le vent est alors homogène sur l'emprise de notre domaine numérique. Il est néanmoins important de mentionner qu'un modèle de prévisions météorologiques précis devra être utilisé dans le cas de l'utilisation du modèle hydro-sédimentaire comme outil de gestion post-accidentelle.

III-4.2.1.3 Forçage des vagues

Le forçage des vagues est issu du modèle WAVEWATCH III (WW3), détaillé dans Tolman (2008) et Ardhuin *et al.* (2010). Ce modèle aux mailles non-structurées atteint une résolution d'environ 100 m à la côte. WW3 a déjà été utilisé en Méditerranée (Ulsès 2005 ; Ardhuin *et al.* 2007 ; Dufois 2008) et pour des applications opérationnelles (Projet Previmer, <http://www.previmer.org/>), bien qu'il semble sous-estimer la hauteur des vagues.

La Figure III- 40 montre l'évolution temporelle des intensités ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et directions de vent mesurées à la station La Mitre de MétéoFrance ainsi que l'évolution de la hauteur de vagues (m) simulée par WW3 (bleu) et enregistrée par l'ADCP (rouge) près de l'Eygoutier en octobre 2013.

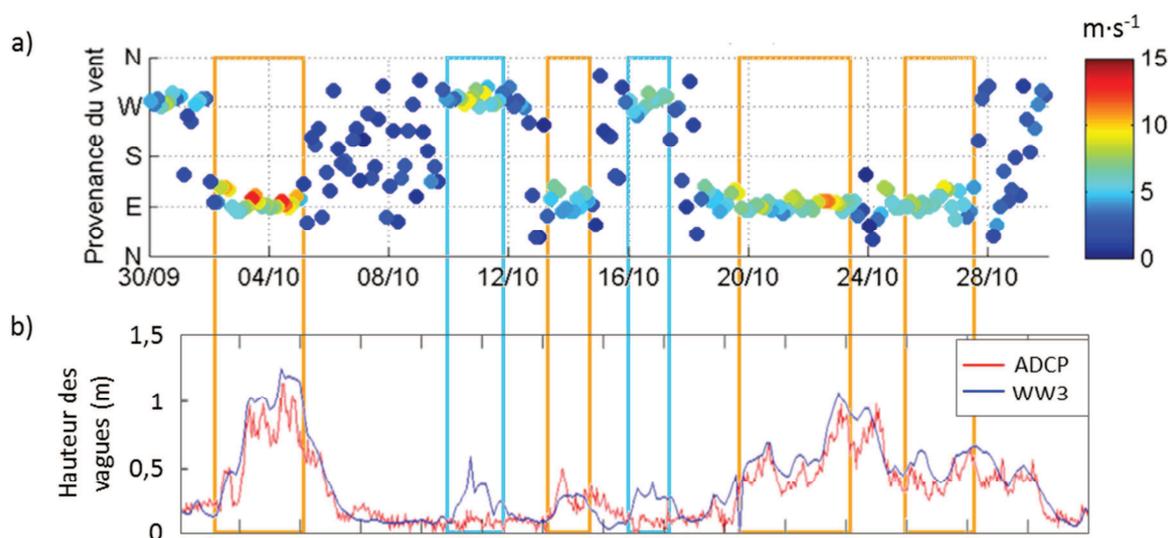


Figure III- 40 : Evolution temporelle a) de l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et direction du vent enregistrés à la station La Mitre et b) de la hauteur des vagues (m) simulée par WW3 (bleu) et enregistrée par l'ADCP-Eygoutier (rouge) en octobre 2013.

III-4.2.2 Calibration par les mesures en mer

Les mesures en mer réalisées sur la période janvier-mars 2014 nous permettront de calibrer le modèle hydro-sédimentaire de la Rade de Toulon. Nous présentons ici les valeurs de concentration de matière en suspension mesurées par les sondes de turbidité et estimées par rétrodiffusion de l'ADCP ainsi que les comparaisons avec les résultats modélisés.

III-4.2.2.1 Charge particulaire

a) Relations entre turbidité et concentration

Les mesures continues nous permettent d'étudier l'évolution temporelle de la turbidité en un point. De la même manière que pour les données enregistrées dans les fleuves, ces données doivent ensuite être converties en concentrations à l'aide d'une relation de calibration propre à chaque sonde et à chaque site.

➤ YSI#1

La sonde YSI#1 (préalablement mouillée dans l'Eygoutier entre septembre 2012 et janvier 2014) a été mouillée à l'exutoire du Las entre janvier et mars 2014. Nous avons montré que les calibrations *in situ* étaient plus fiables que celles élaborées en laboratoire (*cf.* section III-3.2.1). Cependant, trop peu de données sont disponibles pour établir une relation fiable entre turbidité en NTU mesurée par la sonde YSI#1 et concentration de MES prélevées en mer. Nous choisissons donc d'utiliser une relation de calibration définie précédemment. Puisque les coefficients établis pour les deux sondes YSI des fleuves sont du même ordre de grandeur (0,928 pour YSI#1 à l'Eygoutier et 0,966 pour YSI#2 au Las), nous pouvons penser que ces sondes du même fabricant auraient des relations quasi identiques pour un même site. De plus, il est rapporté que les relations turbidité/concentration fluctuent avec la taille des MES (Regüés & Nadal-Romero 2013). Nous optons pour un respect de la relation due au MES transitant sur un même bassin versant et estimons que la relation déterminée au Las (pour la sonde YSI#2) pourra s'appliquer à la sonde YSI#1 mouillée à son exutoire. Ainsi, l'équation (Eq.III. 34) détermine la relation turbidité/concentration de la sonde YSI#1 mouillée en mer à l'embouchure du Las.

$$C_{MES\ Las} = 0.966 \cdot Turbidité_{YSI\#1} \quad (Eq.III. 34)$$

Nous proposons d'estimer l'erreur engendrée par cette hypothèse avec les quelques mesures *in situ* disponibles. Le Tableau III- 16 regroupe les valeurs de turbidité enregistrées, les concentrations mesurées et les concentrations calculées par cette relation. L'écart quadratique

moyen (RMSE, *Root Mean Square Error*) qui représente la racine carrée de la moyenne des écarts au carrée (Eq.III. 35) est de 3,0 mg·L⁻¹ pour ces concentrations mesurées. La RMSE normalisée (NRMSE, *Normalized Root mean square error*), qui représente le quotient entre la RMSE et la différence entre les valeurs maximale et minimale observées (Eq.III. 36), est de 16,9%. Nous estimons donc pour cette conversion une erreur de 17%.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs\ i} - X_{cal\ i})^2}{n}} \quad (Eq.III. 35)$$

$$NRMSE = \frac{RMSE}{(X_{obs\ MAX} - X_{obs\ MIN})} \quad (Eq.III. 36)$$

Tableau III- 16 : Turbidités, concentrations (mesurées et calculées) et erreurs quadratiques des mesures à l'exutoire du Las.

Turbidité (NTU)	Concentrations mesurées (mg·L ⁻¹)	Concentrations calculées (mg·L ⁻¹)	Erreur ²
13,6	18,6	13,1	30,0
8,4	7,6	8,1	0,2
1,6	4,0	1,5	6,2
3	1,1	2,9	3,4
1,5	3,5	1,4	4,2
		RMSE	3,0
		NRMSE	16,9%

➤ *WETLab*

Très peu de données sont disponibles pour la calibration des sondes de turbidité *WETLab*. Nous utiliserons donc les mesures terrains et celles en laboratoire pour établir notre relation de conversion. La Figure III- 41 montre les relations obtenues. Certaines valeurs de la calibration en laboratoire (grises sur la Figure III- 41) ont été rejetées pour établir la relation. Elles présentaient en effet des valeurs de concentrations plus élevées que celles réellement mesurées en mer (aucun prélèvement même en période de crue ne présentait de concentration supérieure à 200 mg·L⁻¹). Les relations retenues présentent tout de même un coefficient de détermination R² significatif (0,654 et 0,774). Elles sont exprimées par les équations (Eq.III. 37) et (Eq.III. 38).

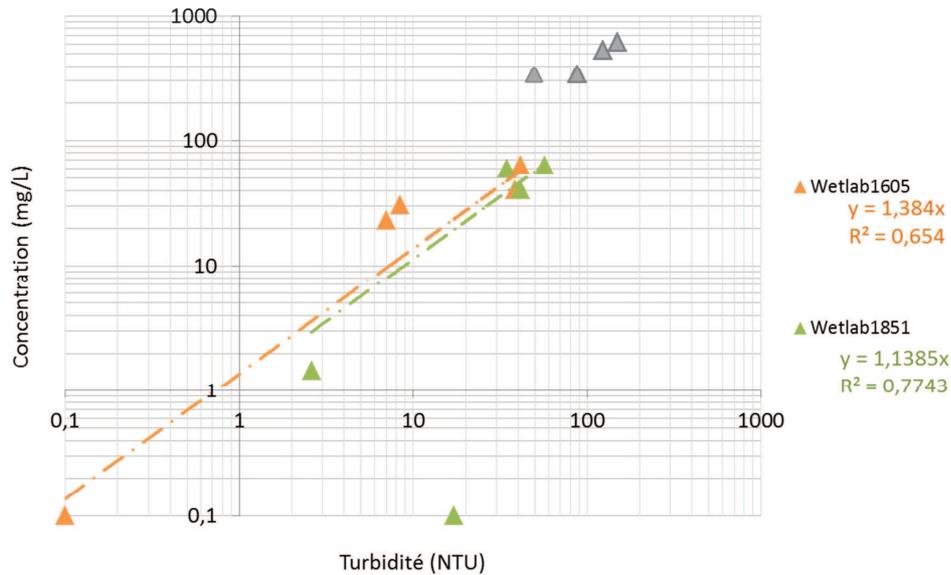


Figure III- 41: Calibrations pour les sondes *WETLab#1605* (orange) et *WETLab#1851* (vert) avec prélèvements en mer et échantillons de laboratoire. Les points grisés ont été rejetés de la calibration.

$$C_{MES\ 1605} = 1,384 \cdot Turbidité_{1605} \quad (Eq.III. 37)$$

$$C_{MES\ 1851} = 1,139 \cdot Turbidité_{1851} \quad (Eq.III. 38)$$

Tout comme pour la relation établie pour la sonde YSI-OMS-V2, nous estimons la NRMSE. L'erreur quadratique moyenne normalisée est de 17% pour la sonde *WETLab#1605* et de 21% pour la sonde *WETLab#1851*.

Malgré l'incertitude quant aux relations de conversion turbidité/concentration établies notamment due aux calibrations en laboratoire, nous utiliserons les coefficients trouvés. Nous pourrons de ce fait exprimer les mesures de turbidité en concentrations et permettre une comparaison entre les différentes mesures de la Rade ainsi qu'avec les simulations du modèle hydro-sédimentaire.

b) Charge particulaire mesurée

Les variations de concentrations en matière en suspension sont donc calculées avec les relations établies ci-dessus.

➤ Embouchure

La sonde *YSI#1* était mouillée à l'exutoire du Las, en surface, entre le 28 janvier et le 14 mars 2014. Les concentrations mesurées à l'embouchure sont comprises entre 0,1 et 180 mg·L⁻¹, ± 17%. Les pics de concentrations sont corrélés aux apports du Las, comme le montre la Figure III- 42. Le panache de turbidité engendré par les apports solides du Las sera dispersé dans la Petite Rade, en fonction des courants. Les données enregistrées par le turbidimètre mouillé en surface au point ADCP-LAS montre que la dispersion du panache atteint le point de mesure.

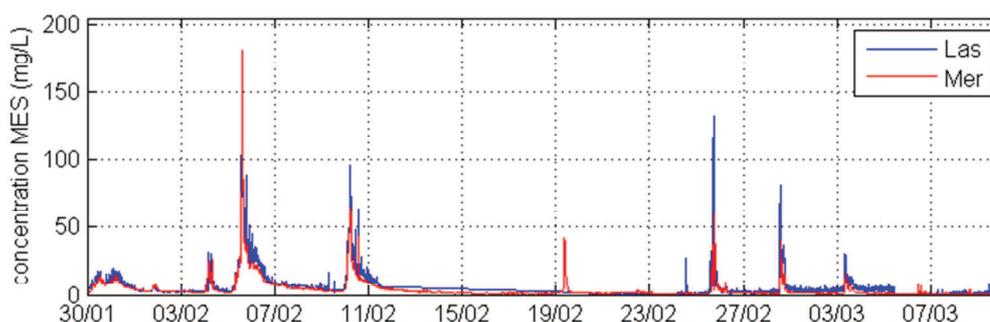


Figure III- 42 : Evolution temporelle de la concentration (mg·L⁻¹) de MES mesurée dans le Las (bleu) et à son exutoire en mer (rouge).

➤ ADCP-LAS en surface

La sonde *WETLab#1851* était mouillée en surface au point ADCP-LAS. Les données de turbidité en surface sont disponibles entre le 28 janvier et le 23 février 2014. Les concentrations calculées avec l'équation (Eq.III. 38) sont comprises entre 2 et 4 mg·L⁻¹ pour la majorité des données (avec une erreur estimée à 21%). La charge particulaire excède les 10 mg·L⁻¹ à deux reprises, lors des épisodes turbides des 5 et 10 février 2014 (Figure III- 43). Ces deux épisodes correspondent à des apports du Las en crue.

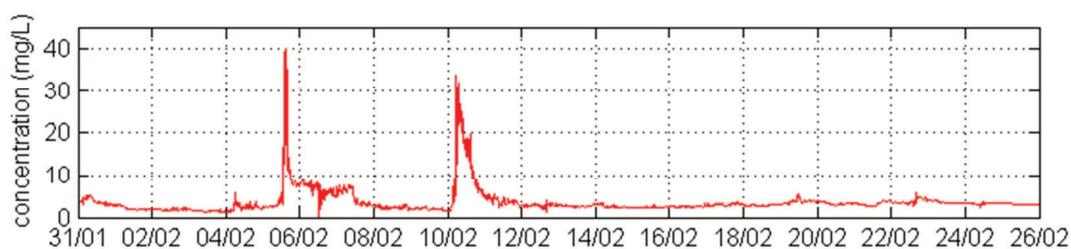


Figure III- 43 : Evolution temporelle de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) de MES mesurée en mer en surface au point ADCP-LAS.

➤ ADCP-LAS au fond

La sonde *WETLab#1605* était fixée à la cage ADCP-LAS. Les mesures de turbidité enregistrées au fond montrent des variations quotidiennes, comme l'illustre la Figure III- 44. Ces variations ont une fréquence de répétition de 23,83 h et les concentrations associées varient entre 1 et 30 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, $\pm 17\%$. Cependant, les pics de concentration ne sont pas corrélés à la marée. Les turbidités les plus élevées sont enregistrées vers 14h UTC et les plus faibles vers 04h UTC sur l'ensemble de la chronique. Ces variations laissent à penser à une sensibilité du capteur à la luminosité.

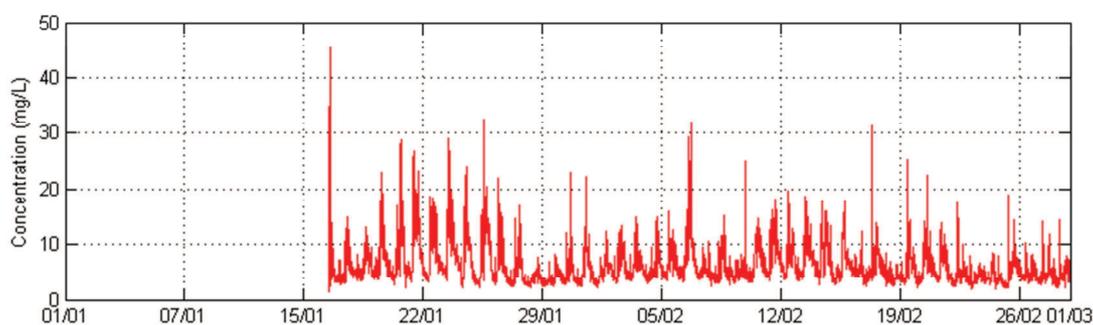


Figure III- 44 : Evolution temporelle des concentrations de MES ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) au fond au point ADCP-LAS.

c) Estimation de la vitesse de chute

Les valeurs de turbidité enregistrées au fond par la sonde *WETLab#1605* du fond montrent quelques pics plus importants, qui semblent liés à l'apport solides du Las. Nous proposons d'estimer la vitesse de chute des particules en utilisant le temps de décalage entre les augmentations enregistrées en surface et au fond au point ADCP-LAS. Le graphique de la Figure III- 45a montre l'évolution temporelle de la turbidité enregistrée en surface (bleu) et au fond (rouge) au point de mesure ADCP-LAS. L'évènement du 5 février est mis en évidence pour les deux sondes (encadré noir sur la Figure III- 45b). L'augmentation de concentration ($34 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)

enregistrée au fond survient environ 25 heures après le pic en surface ($40 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$). Dans l'hypothèse que ce pic corresponde à l'augmentation de la charge particulaire due à la chute des MES mesurées en surface, la vitesse de chute peut être estimée à environ $0,09 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$, la distance séparant les deux sondes étant d'environ 8 m. Cette estimation très simplifiée nous donne un ordre de grandeur, qui s'approche de la vitesse de chute calculée par l'équation (Eq.III. 32) du modèle (*c.f.* section III-4.1.2.1b), estimée à $0,06 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour une concentration de $40 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$.

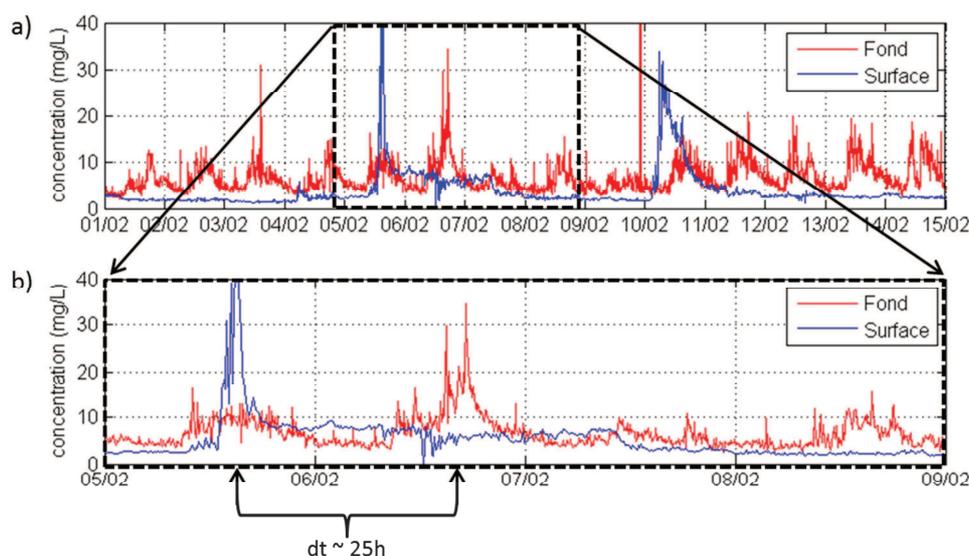


Figure III- 45: a) Evolution temporelle des concentrations mesurées en surface (bleu) et au fond (rouge) au point de mesure ADCP-LAS. b) Mise en évidence du décalage d'environ 25h entre les pics enregistrés en surface et au fond.

III-4.2.2.1 Concentration estimée par rétrodiffusion de l'ADCP

L'utilisation du signal rétrodiffusé du profileur de courant permet d'estimer la charge particulaire en suspension dans la colonne d'eau. Une calibration a pu être établie au Las pour notre période d'intérêt. La Figure III- 46a montre l'évolution temporelle de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) entre le 2 et le 16 février 2014 enregistrée par les sondes de turbidité à l'exutoire (cyan) et au point ADCP-LAS en surface (bleu) et au fond (rouge). La charge particulaire de la colonne d'eau au-dessus de l'ADCP fait apparaître deux pics plus importants les 5 et 10 février. En utilisant la rétrodiffusion du signal du profileur de courant, ces deux augmentations peuvent également être mises en évidence (Figure III- 46b). L'ensemble de la colonne d'eau a été impactée par ces événements et les concentrations estimées varient entre 10 et $80 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ en surface et entre 2 et $6 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ au fond.

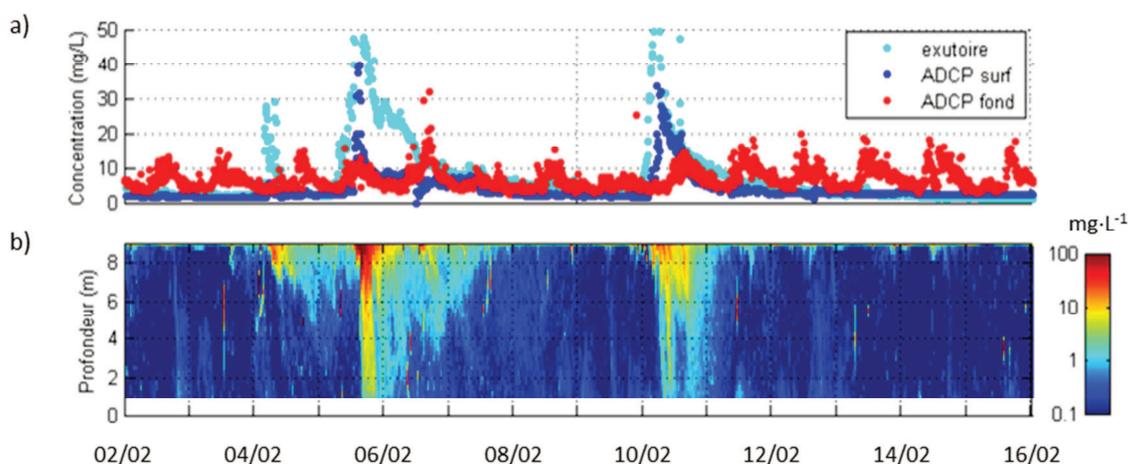


Figure III- 46 : Concentrations en MES ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) a) mesurées avec les sondes de turbidité de l'exutoire (cyan) et à la position ADCP-LAS au fond (rouge) et en surface (bleu), et b) estimées avec la rétrodiffusion de l'ADCP (en échelle logarithmique).

III-4.2.2.2 Ajustement de la vitesse de chute

Les mesures en mer permettent de vérifier les valeurs de vitesses de chute choisies lors de la mise en place du modèle (section III-4.1.2.1). Plusieurs simulations ont donc été réalisées avec les mêmes forçages (fleuves, atmosphériques, vagues) et paramètres à l'exception de la vitesse de chute minimale des deux classes de vases représentées. Pour les différentes simulations (appelées R_i où i est le numéro de la simulation), les vitesses de chute minimales varient. Le Tableau III- 17 regroupe les valeurs W_{SMIN} pour les deux types de sédiments cohésifs rejetés par le Las. Seulement certaines simulations sont présentées ici, les valeurs de toutes les simulations se trouvent en Annexe F. Ces vitesses de chute minimales sont aussi représentées dans le graphe de la Figure III- 47 pour les particules fines (bleu) et très fines (rouge).

Tableau III- 17 : Vitesses de chutes minimales ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) pour quelques simulations.

R_i	R5	R6	R11	R13	R14	R15
W_{smin} fines	0,01	0,1	0,5	0,3	0,2	0,15
W_{smin} très fines	0,0001	0,0001	0,0005	0,005	0,005	0,005

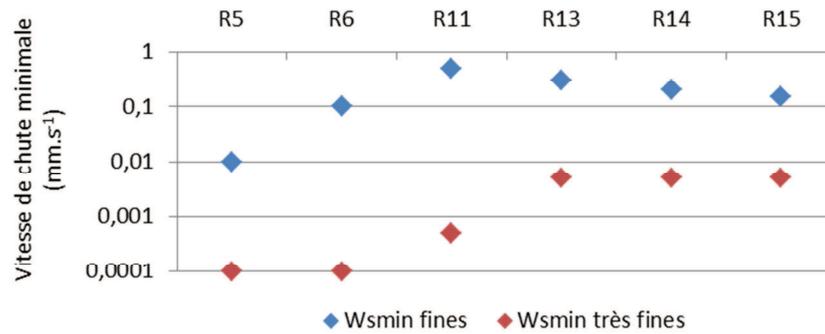


Figure III- 47 : Vitesses de chute minimales ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) pour les particules fines (bleu) et très fines (rouge) pour quelques simulations.

Afin de choisir la paramétrisation la plus juste, nous comparons les concentrations mesurées à celles simulées par le modèle pour la maille correspondante au lieu d'enregistrement. La charge particulaire modélisée pour chaque niveau sigma est sommée proportionnellement à son épaisseur sur cinquante centimètres sous la surface. Au fond, il en est de même pour les cinquante premiers centimètres de la colonne d'eau. La concentration obtenue correspond ainsi aux particules fines et très fines.

La Figure III- 48 montre l'évolution temporelle de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) au point ADCP-LAS en surface pour les mesures de la sonde *WETLab#1851* (rouge) et les concentrations simulées pour quelques paramétrisations. La crue du 4 février est assez bien représentée pour l'ensemble des simulations, bien que la concentration simulée diminue trop rapidement pour certaines paramétrisations (R11, R13).

L'évolution des concentrations mesurées ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) au fond par la sonde *WETLab#1605* et simulées à la maille correspondants pour les différentes valeurs de vitesses de chute minimales sont représentées en Figure III- 49. Toutes les simulations montrent des concentrations inférieures à celles mesurées, mais comme mentionné plus haut, les valeurs de turbidité enregistrées semblent altérées. Nous nous attacherons donc à représenter l'augmentation de concentration au bon moment. Par exemple, la simulation R13 (marron) montre un pic plus de douze heures avant le pic enregistré. La simulation R5 (bleu), qui montre une bonne représentation de la concentration en surface, ne présente en revanche aucune variation de concentration au fond.

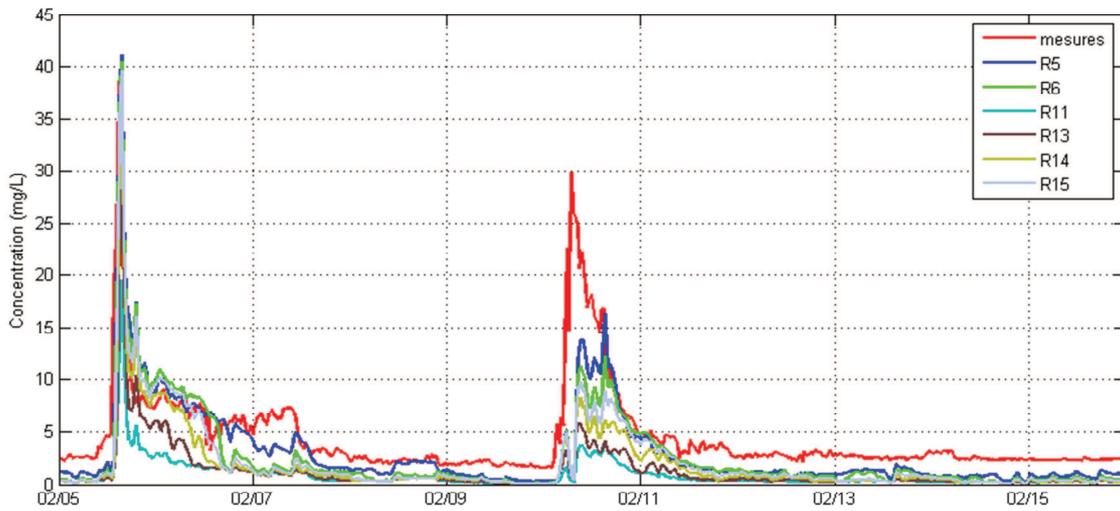


Figure III- 48 : Evolution temporelle de la charge particulaire ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) en surface au point ADCP-LAS mesurée (rouge) et simulée pour différentes vitesses de chutes minimales.

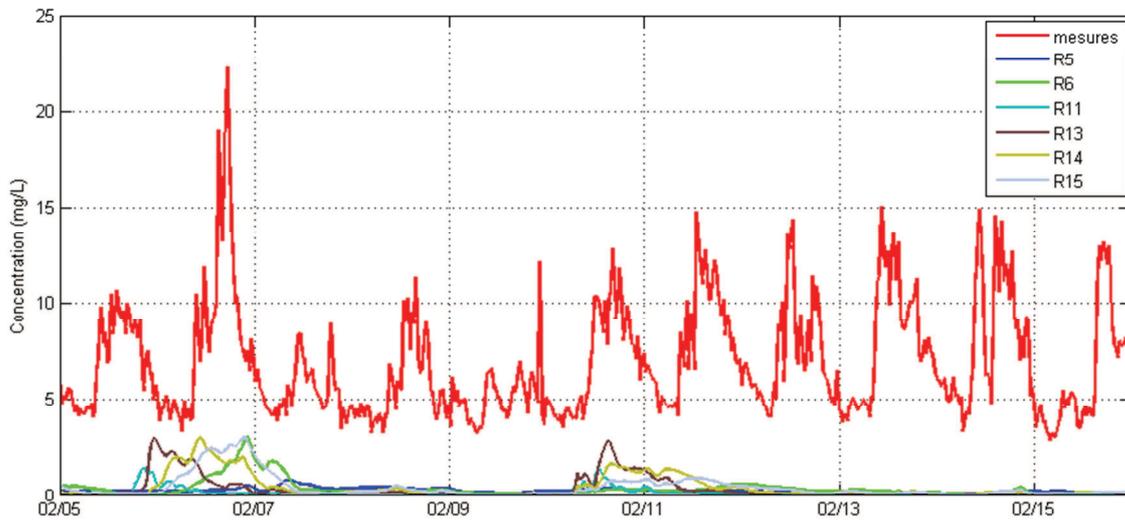


Figure III- 49 : Evolution temporelle de la charge particulaire ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) au fond au point ADCP-LAS mesurée (rouge) et simulée pour différentes vitesses de chutes minimales.

Pour chacune des simulations, l'erreur quadratique moyenne est calculée pour estimer l'écart entre les mesures et les résultats du modèle dans la maille où était mouillée la sonde de turbidité. Ces RMSE sont calculées sur la période d'intérêt (entre le 5 et le 16 février) et prennent donc en compte les périodes sans apports conséquents du Las et les deux crues. Au point ADCP-LAS en surface, l'écart le plus faible entre mesures et simulation est obtenu pour la simulation R5, il est maximum pour la simulation R11. Ces deux simulations sont celles pour lesquelles les vitesses de chute minimales des particules fines sont respectivement la plus faible ($0,01 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$) et la plus élevée ($0,5 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$). Au fond, les différences sont moins marquées entre les simulations. Cependant, la faible augmentation de concentration ne survient pas au même moment pour les différentes valeurs de vitesse de chute minimale. La simulation R15 (lilas) montre un pic de concentration le plus près de celui enregistré. Il est toutefois primordial de tenir compte de la concentration sur l'ensemble de la colonne d'eau afin de choisir la paramétrisation la plus juste. Ainsi, nous représentons l'évolution temporelle de la charge particulaire sur toute la profondeur de la colonne d'eau pour les différentes simulations, afin de les comparer avec l'estimation obtenue par la rétrodiffusion du signal du profileur de courant. La Figure III- 51 montre les résultats obtenus pour les différentes simulations et les concentrations calculées *via* le signal ADCP. Les simulations R5 et R6 montrent bien une augmentation de la concentration en surface, mais ne représentent pas l'impact sur la colonne d'eau pour les deux épisodes de crues (5 et 10 février 2014). La paramétrisation R11, pour laquelle la vitesse minimale de chute des particules fines est la plus élevée, met en évidence l'augmentation de la charge particulaire de la colonne d'eau lors des deux événements mais ne représente pas bien les concentrations, sous-estimées en surface comme au fond. Les simulations R13 et R15 montrent davantage de ressemblances avec l'estimation par l'ADCP. La charge particulaire atteint des concentrations du même ordre de grandeur que celles mesurées en surface comme au fond et l'augmentation est modélisée au bon moment.

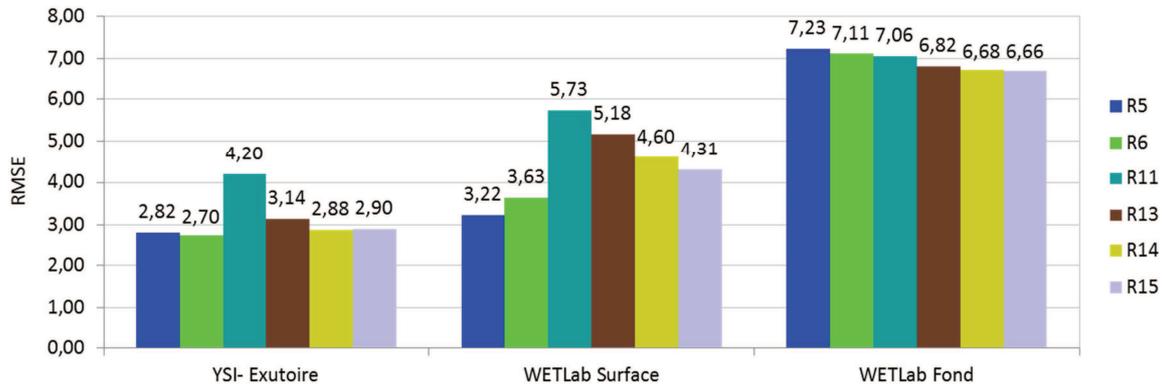


Figure III- 50 : RMSE entre les mesures et les résultats du modèle pour les différentes simulations, aux trois points de mesures près de l'embouchure du Las.

Au vu des comparaisons aux différents points de mesure et aux concentrations simulées sur la colonne d'eau, les vitesses de chute minimales de la simulation R15 seront retenues pour notre modèle hydro-sédimentaire. Ainsi, $W_{sMIN_f} = 0,15 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les particules fines et $W_{sMIN_tf} = 0,005 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les particules très fines.

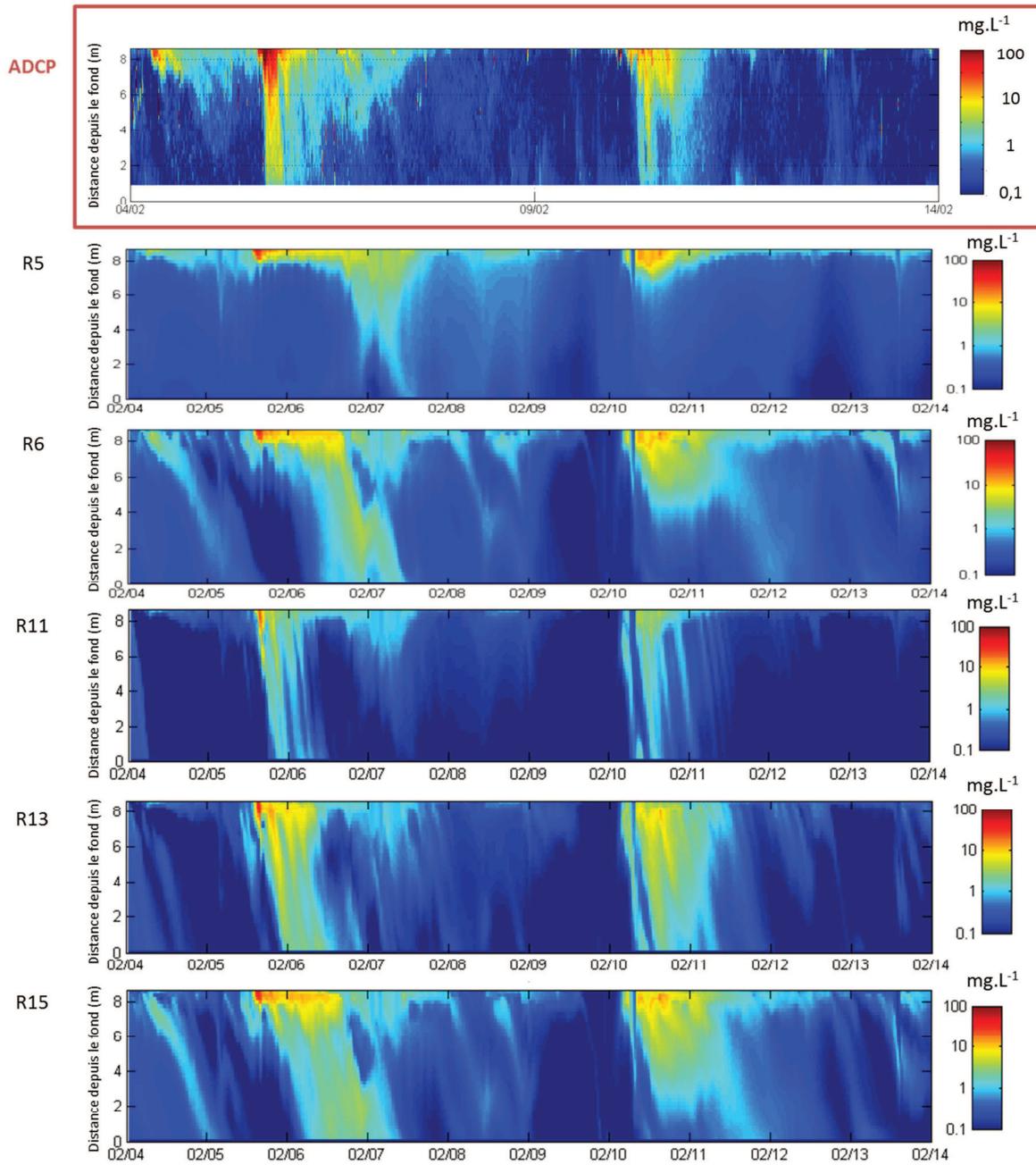


Figure III- 51 : Evolution de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) estimée par rétrodiffusion de l'ADCP et simulée pour différentes vitesses de chute minimales.

III-4.3 Description de la dynamique hydro-sédimentaire

La section précédente a permis de calibrer le modèle sédimentaire avec des mesures *in situ* afin de représenter le devenir des apports des fleuves Las et Eygoutier. Dans cette section, nous proposons une description de la dynamique hydro-sédimentaire à l'aide des résultats modélisés et des mesures de courant, de charge particulaire et d'évolution du fond.

III-4.3.1 La Petite Rade

La Petite Rade a la particularité d'être semi-fermée par le Cap Cépet de la presqu'île de St-Mandrier et la digue de la pointe de La Mitre. Les courants y sont donc faibles et les vagues beaucoup moins hautes que dans la Grande Rade.

III-4.3.1.1 Hydrodynamique près de l'exutoire du Las

L'ADCP du Las était mouillé à 9 m de profondeur entre septembre 2013 et mars 2014. Les courants enregistrés présentent la même particularité que ceux mesurés à l'échelle de la Rade : ils sont bidirectionnels. Les courants de surface sont souvent dirigés vers le Nord et le Nord/Nord-Ouest (50% du temps), surtout lorsqu'ils sont les plus forts (jusqu'à $70 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$). Au fond, les courants se dirigent vers le Sud/Sud-Est 45% du temps, à des vitesses excédant rarement $30 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$. Lorsqu'ils atteignent 60 à $80 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ (moins de 5% du temps), ces courants se dirigent vers le Nord, le Nord-Est ou le Nord-Ouest. La Figure III- 52 montre les roses de courants en surface (0,50 m sous la surface) et au fond (1 m au-dessus du fond) pour la période étudiée.

Les courants enregistrés à proximité de l'exutoire du Las sont liés aux conditions éoliennes, comme l'a montré l'étude de l'hydrodynamique de la Rade de la seconde partie de ce manuscrit. La Figure III- 53 montre les intensités et directions de vent et de courant pour le mois de septembre 2013. Les épisodes de forts vents (indiqués par les boîtes orange et bleues) engendrent des vitesses plus rapides, en surface comme au fond (Figure III- 53b). La direction des courants (Figure III- 53c) s'inverse en fonction du type de vent, qui entraîne la couche de surface. L'impact du vent est également visible près du fond, où les courants peuvent atteindre $70 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ quand la vitesse du vent excède $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Lors des mois d'hiver (décembre à février), des courants de surface excédant $50 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ sont plus fréquemment rencontrés, notamment lors des renverses de vent. Il apparait donc que la vitesse des courants ne soit pas uniquement liée à l'intensité du vent, mais aussi à son antécédent. La succession de plusieurs évènements ventés de directions différentes (alternance Vent d'Est et Mistral) engendre les courants de surface les plus rapides.

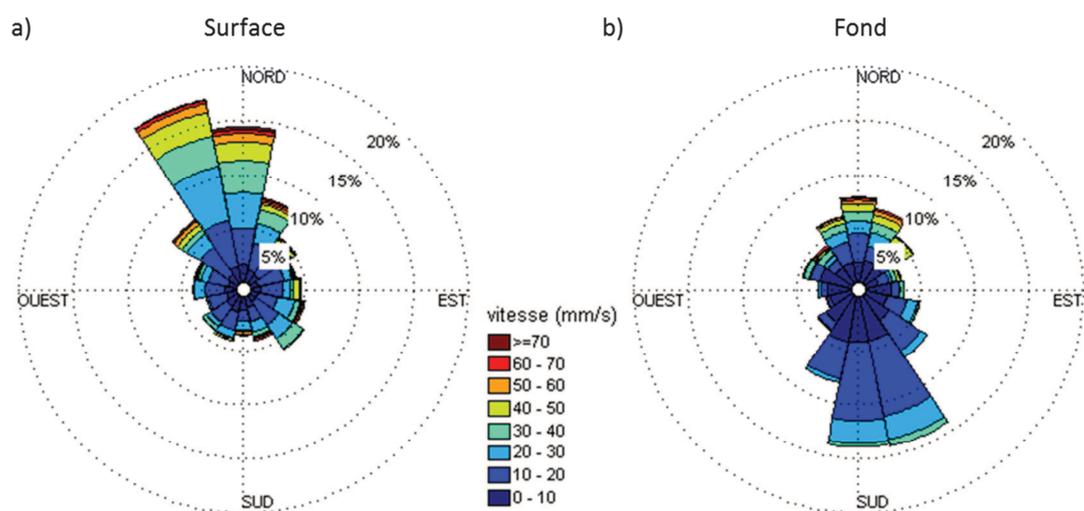


Figure III- 52: Roses des courants : a) de surface et b) de fond, au Las entre septembre 2013 et mars 2014.

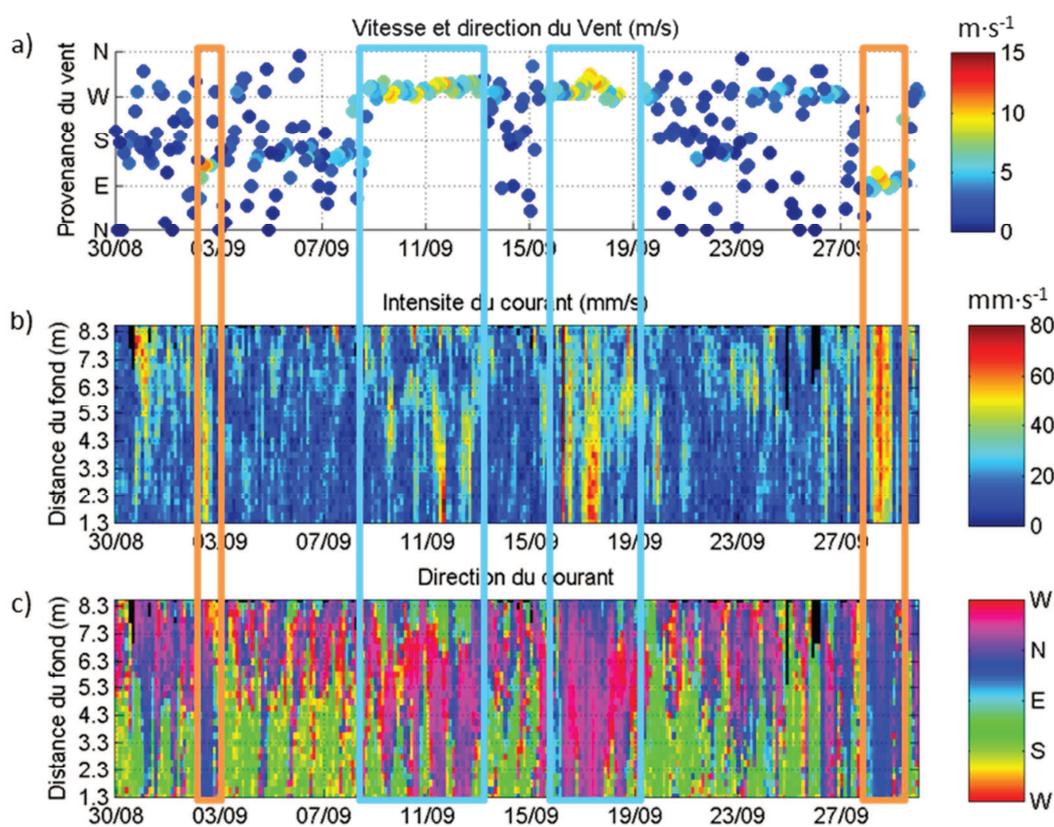


Figure III- 53: Evolution temporelle : a) des intensités ($m \cdot s^{-1}$) et directions du vent ; b) de l'intensité du courant ($mm \cdot s^{-1}$) et c) de la direction du courant, enregistrés par l'ADCP du Las en septembre 2013. Les épisodes de vent fort ($>5m \cdot s^{-1}$) sont mis en évidence par des boîtes (bleues pour le Mistral, orangées pour le Vent d'Est).

L'impact du vent sur la circulation est également marqué par des phénomènes d'*upwelling*. De septembre à début novembre, alors que la température de l'eau au fond est supérieure à 19°C, la colonne d'eau est stratifiée et une inversion de direction de courants est visible. La couche de surface s'écoule principalement vers le Nord/Nord-Est et les courants de fond se dirigent vers le Sud-Est par temps calme. Lors d'épisodes de fort Mistral, les directions s'inversent : les courants de surface se dirigent vers le Sud-Est alors que les courants de fond se dirigent vers le Nord-Ouest. Ce type de vent engendre une remontée des eaux de fond qui provoque une chute des températures parfois rapide. Par exemple, les quatre jours consécutifs de Mistral du 9 au 12 septembre 2013 ont provoqué une diminution des températures près du fond d'environ 10°C. Le capteur de température du courantomètre a en effet enregistré des valeurs chutant de 24°C à 14°C lors des 48 premières heures de Mistral. Notons aussi une variabilité nocturne-diurne des directions de courants, due à la baisse de l'intensité du vent la nuit (Figure III- 53). Pour cet épisode de Mistral, la chute des températures enregistrées au Las est décalée par rapport à celle de l'Eygoutier. La Figure III- 54 montre l'évolution temporelle des températures enregistrées par l'ADCP du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert). Le décalage moyen entre les augmentations ou diminutions de température au Las et à l'Eygoutier est de 18 h en moyenne. Les écarts entre les températures maximales et minimales sont également plus importante à l'Eygoutier qu'au Las.

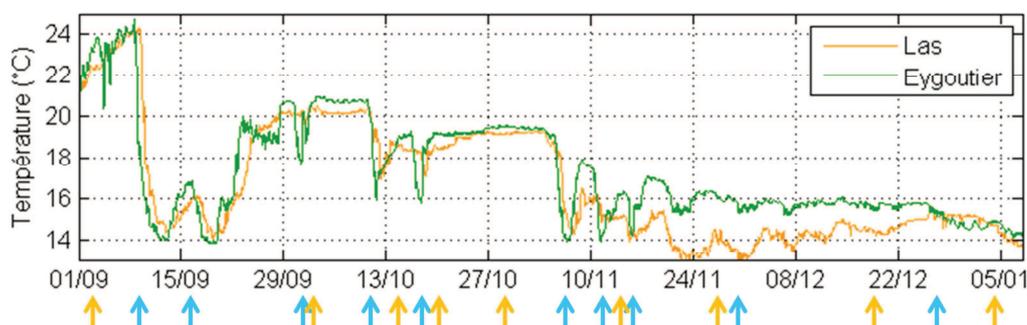


Figure III- 54: Températures enregistrées par l'ADCP du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert). Les flèches marquent les épisodes de Mistral (bleu) et Vent d'Est (orange).

III-4.3.1.2 L'apport solide du Las et la dispersion du panache

Comme démontré au Chapitre III-3, le Las apporte en moyenne 1040 tonnes·an⁻¹ de MES dans la Petite Rade. L'alternance de périodes d'étiage et de crues a aussi été mise en évidence, ces dernières engendrant une forte augmentation de la charge particulaire du fleuve. Le panache turbide créé par l'apport de MES est perçu par le profileur de courant et les sondes de turbidité.

La Figure III- 55 représente l'évolution temporelle des concentrations de MES enregistrées dans le Las (bleu) et en mer, à son exutoire (rouge) ainsi qu'au point ADCP-LAS en surface (vert) et au fond (gris). Le pic de turbidité enregistré par la sonde de surface au point ADCP-LAS montre que le panache de particules en suspension a été transporté vers le Sud. La charge particulaire est moins importante qu'à l'exutoire, le panache s'est donc dispersé.

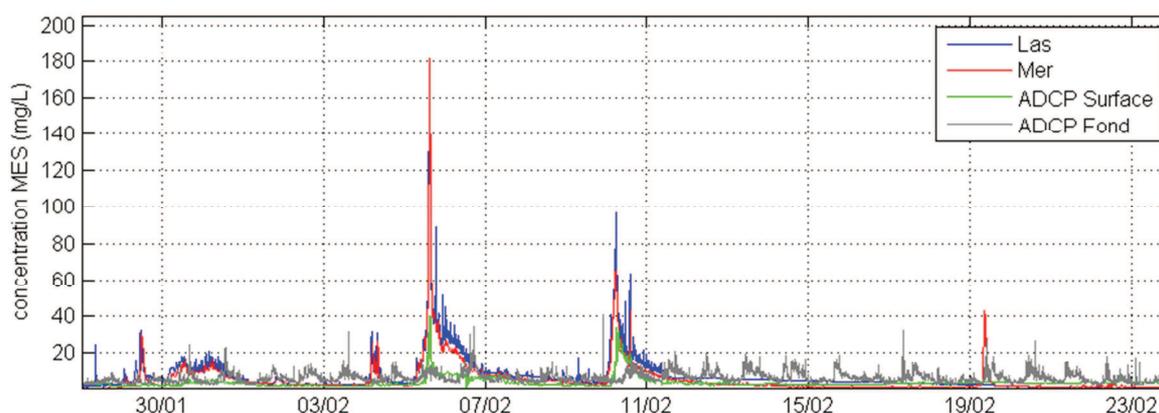


Figure III- 55 : Evolution temporelle des concentrations ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) mesurées dans le Las (bleu) et en mer à l'exutoire (rouge), au point ADCP-LAS en surface (vert) et au fond (gris), entre le 28 janvier et le 24 février 2014.

La dispersion du panache de MES apportées par le Las ne semble pas uniquement dépendant de des conditions hydrodynamiques établies. En effet, malgré le Vent d'Est fort, le panache de turbidité peut atteindre le point ADCP-LAS alors que les courants de surface sont dirigés vers le Nord-Ouest. La Figure III- 56 montre l'évolution temporelle des conditions de vents et des concentrations estimées *via* le signal ADCP à proximité de l'exutoire du Las. Le flux solide ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$) du fleuve représenté en Figure III- 56c montre que lors des crues plus importantes (*i.e.* 17, 19, 30 janvier et 5 et 10 février 2014), l'ADCP perçoit des variations de concentration sur toute la colonne d'eau (Figure III- 56b). Il semble donc que le panache turbide soit dispersé vers le Sud malgré le courant de surface dirigé en sens inverse. Une très fine lame d'eau, non visible par les cellules de l'ADCP, s'écoule donc en surface. L'estimation de la concentration par l'ADCP montre également une augmentation de la charge particulaire sur toute la colonne d'eau. Bien que la concentration ne soit pas très élevée (inférieure à $10 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$), cette augmentation illustre la chute de la matière en suspension lors des crues les plus importantes.

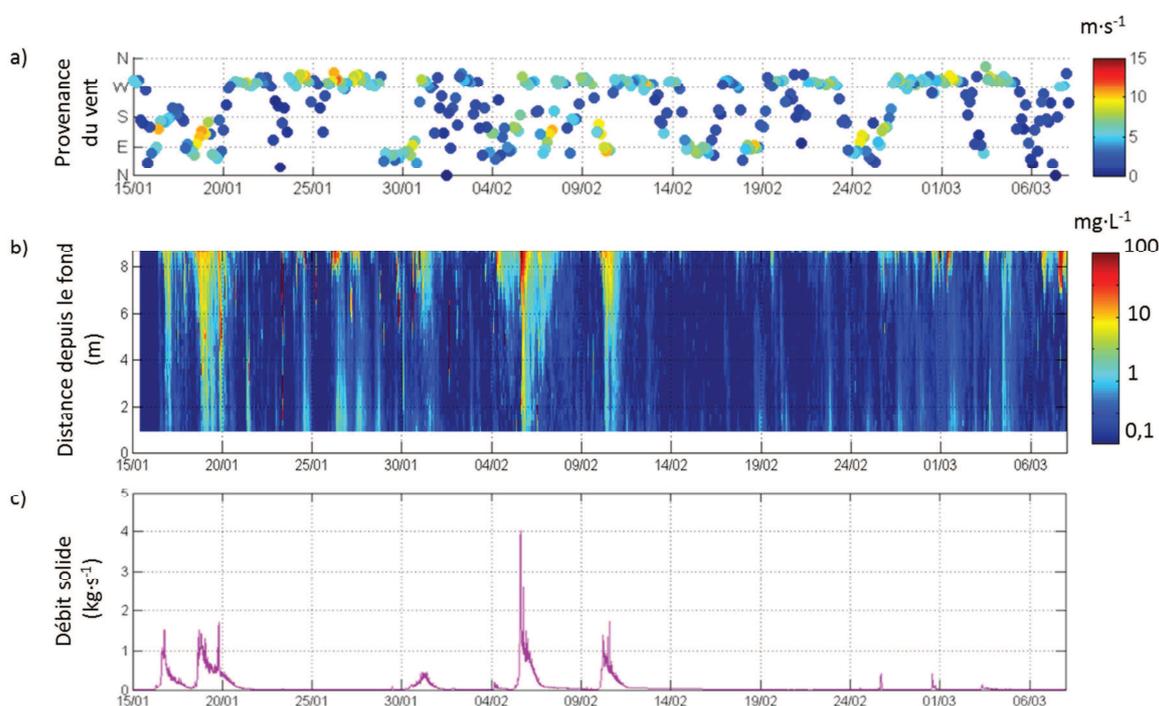


Figure III- 56: Evolution temporelle : a) de l'intensité ($m \cdot s^{-1}$) et de la direction du vent ; b) de la concentration ($mg \cdot L^{-1}$) de MES estimée par l'ADCP selon la profondeur (en échelle logarithmique) ; c) du flux solide ($kg \cdot s^{-1}$) des apports du Las.

Lorsqu'elles commencent à chuter, les particules du panache adoptent le comportement de la masse d'eau. Ainsi, elles sont transportées par les courants, eux-mêmes entraînés par les conditions de vent. La variation des concentrations de MES à l'échelle événementielle montre l'impact du vent sur la charge particulaire. A titre d'exemple, le Mistral du 5 février entraîne rapidement la MES vers l'ADCP-LAS. Après un pic d'apport, la concentration enregistrée en surface (en vert sur la Figure III- 57c) est constante sur la durée du coup de vent, alors qu'elle diminue à l'exutoire (en rouge sur la Figure III- 57c). L'arrêt du coup de vent diminue l'apport de MES qui atteint l'ADCP-LAS en surface (marqué par la flèche noire de la Figure III- 57). La renverse et l'arrivée du Vent d'Est maintiennent la concentration au-dessus des $5mg \cdot L^{-1}$ jusqu'au retour du Mistral le 7 février. La concentration en surface au point ADCP-LAS est alors de $2 mg \cdot L^{-1}$. De la même façon, le coup de Mistral du 10 février entraîne une diminution de la concentration en surface à ADCP-LAS plus rapide qu'à l'exutoire. Le vent et le courant de surface dispersent le panache du fleuve. Lors des renverses, la concentration estimée par l'ADCP montre également une diminution sur toute la colonne d'eau.

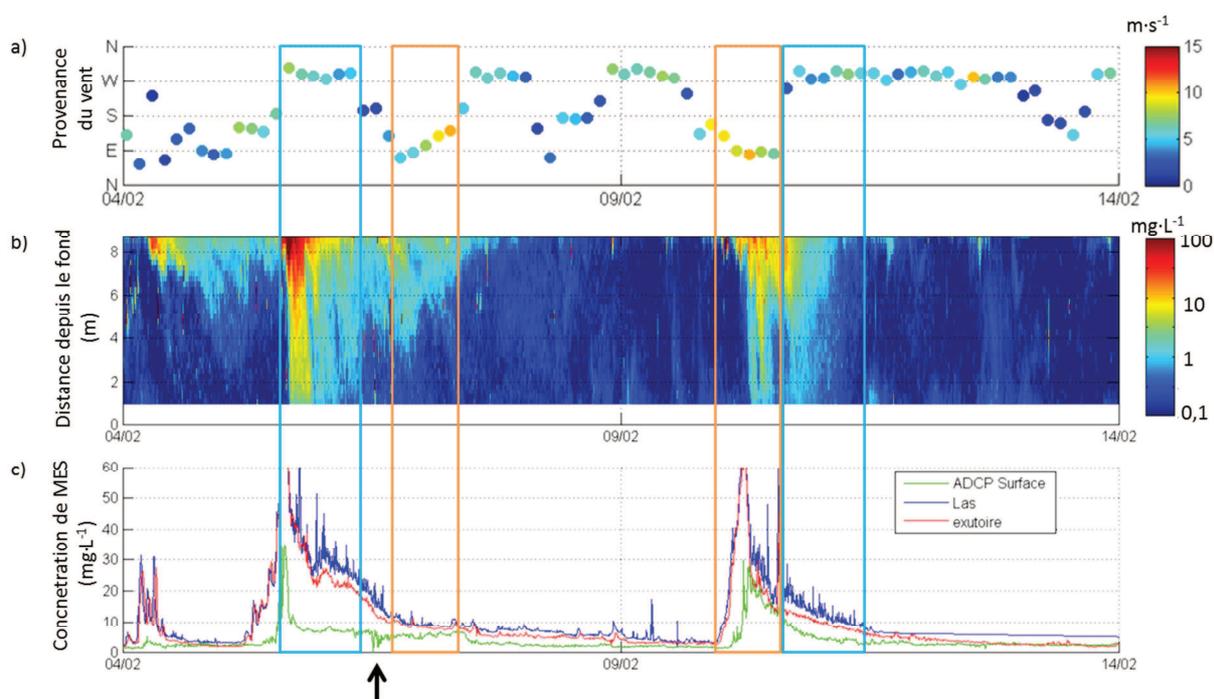


Figure III- 57: Impact du vent sur la dispersion du panache turbide du Las: Evolution temporelle : a) de l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et de la direction du vent ; b) de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) de MES estimée par l'ADCP selon la profondeur (en échelle logarithmique) ; c) de la concentration de MES ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) mesurée dans le Las (bleu), à l'exutoire (rouge) et en surface par la *WETLab* au point ADCP-LAS (vert). La flèche noire marque la diminution de la concentration par temps calme.

La modélisation hydro-sédimentaire permet d'étudier le devenir du panache en mer. Ainsi, à proximité de l'exutoire du Las, la dynamique sédimentaire en mer est directement impactée par les apports solides du fleuve. En période d'étiage, l'apport solide est faible tout comme la concentration de matière en suspension en mer. Les prélèvements d'eau ont été filtrés puis pesés pour déterminer la concentration de MES, selon la méthodologie décrite au paragraphe III-2.2.2.4. Une vingtaine de prélèvements d'eau de surface ont été réalisés par temps calme en plusieurs points de la Rade. La filtration de ces échantillons permet d'estimer la concentration en MES, qui est comprise entre 0,4 et 4,5 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ avec une moyenne de 2 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ et un écart type de 1,5 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. En revanche, les concentrations de MES des échantillons prélevés en périodes de crues montrent davantage de fluctuation. Pour des prélèvements situés à proximité des embouchures, ces concentrations s'échelonnent entre 1,0 et 152 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ en surface. Au fond, les échantillons contiennent entre 2 et 31 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, à l'exception de ceux prélevés au plus près de l'exutoire du Las, où la concentration atteint 130 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ à 3 m de profondeur. A titre d'exemple, les cartes de la Figure III- 58 montrent les concentrations en MES mesurées en différents points à l'embouchure du Las, en surface et au fond, lors de la crue du 20 janvier 2014. Les concentrations maximales de surface se trouvent au plus près de l'exutoire, et les concentrations

diminuent en s'en éloignant. Au fond, les concentrations les plus élevées sont prélevées au Sud du panache.

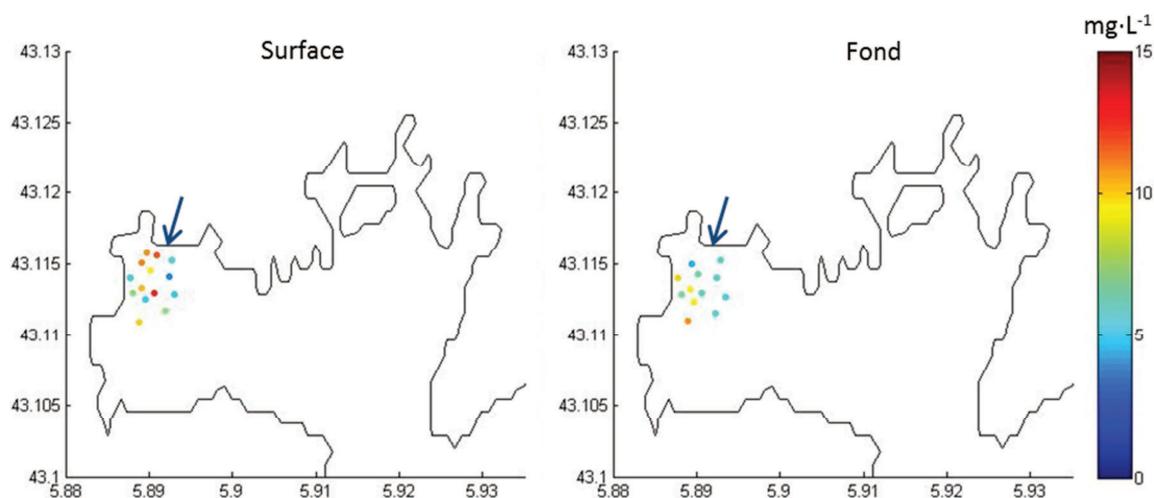


Figure III- 58: Concentrations de MES ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) mesurées en surface (gauche) et au fond (droite) entre 10h et 11h le 20 janvier 2014. L'exutoire du Las est représenté par une flèche.

La modélisation hydro-sédimentaire permet une représentation de l'évolution spatiale du panache du Las. Par exemple, la crue des 19 et 20 janvier est caractérisée par une renverse de Mistral après l'épisode de Vent d'Est. Les simulations du modèle montrent l'évolution du panache, tel qu'illustré dans la Figure III- 59.

La concentration de MES en surface dans la Petite Rade dépend donc des apports fluviaux. La charge particulaire est dispersée sur une fine couche de surface, puis est transportée par les courants de la colonne d'eau. Les coups de vent, qui impactent l'hydrodynamique, influencent aussi la dispersion des particules présentes dans la masse d'eau. Cependant, au fond, aucun événement ne permet d'étudier les processus de remobilisation. En effet, les enregistrements altimétriques présentent peu de variation du fond. Les mesures de l'automne 2013 ont été altérées par la présence de *biofouling* sur le capteur et les données de l'hiver 2014 montrent des variations d'un demi-centimètre par rapport au niveau initial (Figure III- 60). Outre l'augmentation de la concentration près du fond lors des crues du Las, la turbidité enregistrée ne met pas en évidence de période de remobilisation.

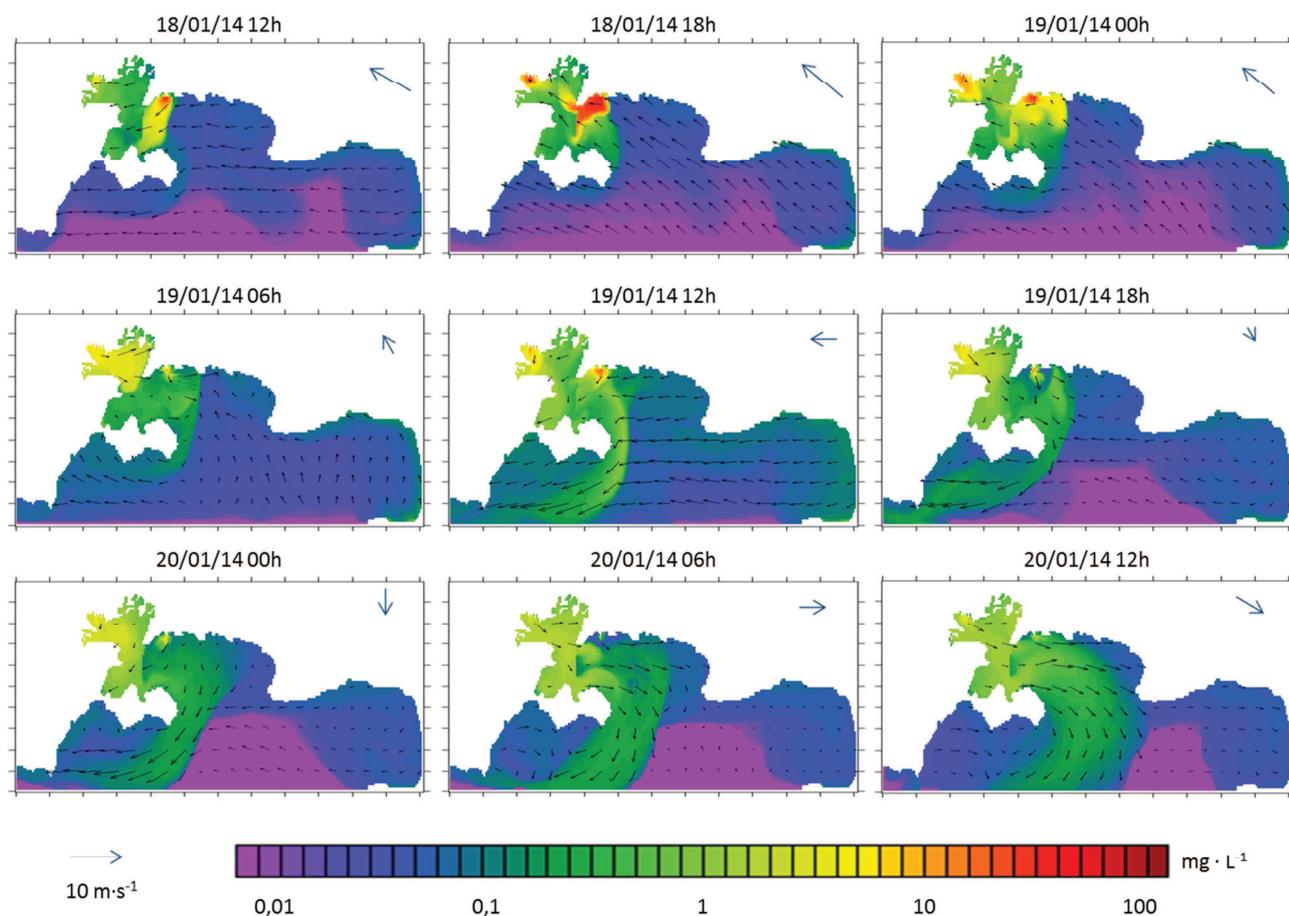


Figure III- 59 : Evolution de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) simulée des particules en suspension (fines et très fines) en surface lors de la crue des 19 et 20 janvier 2014. Les flèches indiquent l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et la provenance du vent.

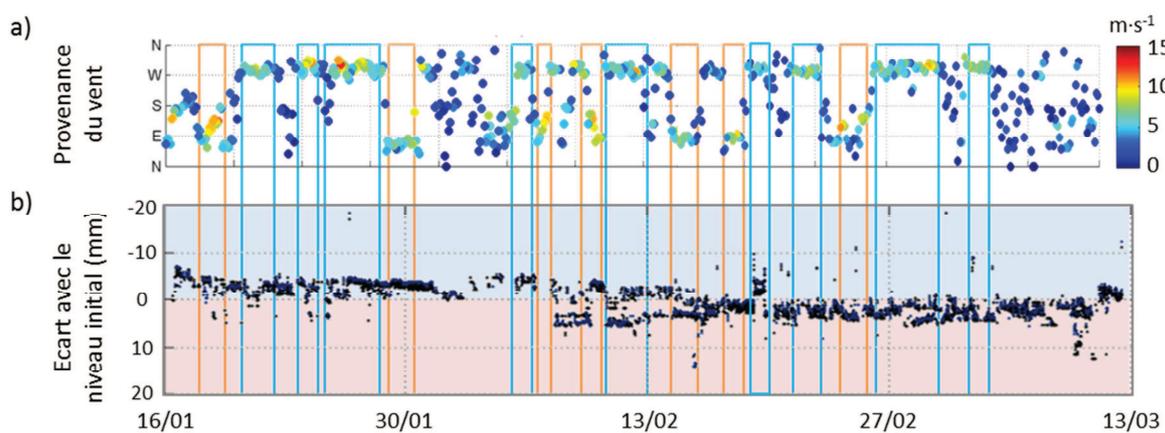


Figure III- 60 : Evolution temporelle : a) de l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et de la provenance du vent ; et b) de l'écart (mm) entre le capteur de l'ALTUS et le fond, entre le 16 janvier et le 13 mars 2014 au point ADCP-LAS. Les écarts négatifs (rouge) correspondent à une remobilisation et ceux positifs (bleu) à du dépôt. Les boîtes orange et bleues indiquent les coups de vent fort ($>5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

III-4.3.1.3 Bilans sédimentaires

L'évolution des apports peut également être étudiée par l'utilisation de bilans sédimentaires. Ils permettent de représenter l'évolution de charge particulaire de la colonne d'eau et du flux à l'interface eau-sédiment pour une zone donnée.

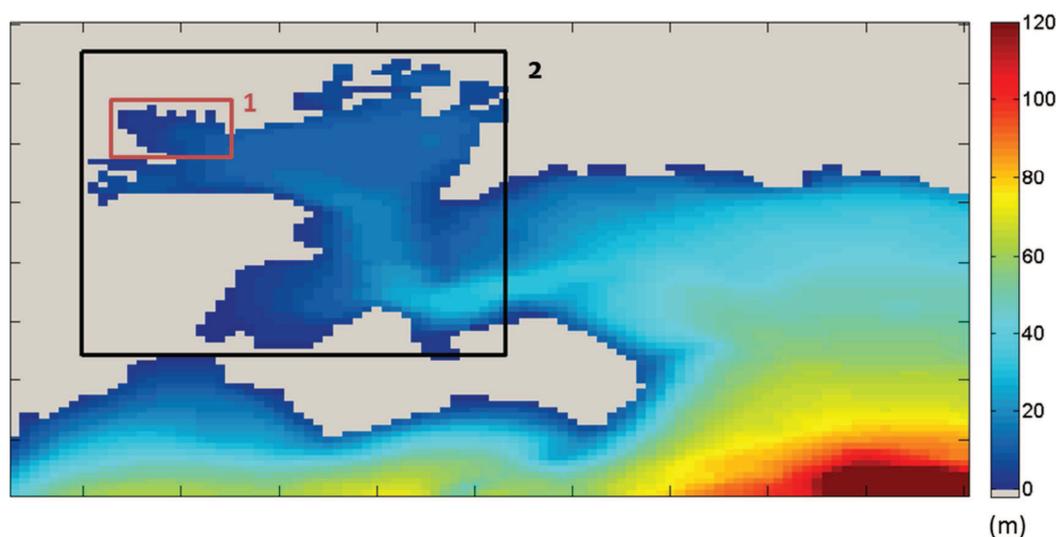


Figure III- 61 : Position des zones de bilan de la darse de l'embouchure du Las (rouge) et de la Petite Rade (noir) sur la carte bathymétrique du domaine numérique (m).

Pour l'exemple des crues de février 2014, nous proposons de dresser un bilan sédimentaire au niveau de la darse de l'embouchure (zone 1 en rouge sur la Figure III- 61), par rapport au temps initial de la simulation. Les Figure III- 62a et Figure III- 62b représentent les bilans sédimentaires cumulés pour les particules fines (4-63 μm) et très fines (0-4 μm) respectivement. Les apports cumulés du Las (cyan) montrent une augmentation (flux positifs) dans la zone de la darse lors des crues des 5 et 10 février 2014. L'augmentation de la charge particulaire en suspension dans la colonne d'eau est légèrement marquée (bleu) pour les deux types de particules. Les particules très fines (Figure III- 62b) se déposent peu au fond comme le montre le flux MES-sédiment (rose) et leur petite augmentation dans le sédiment (vert). Le flux négatif aux limites (marron) indique que les particules sortent de la zone. Il est du même ordre de grandeur que le flux entrant du Las (cyan), démontrant que la majorité des particules de taille 0-4 μm apportées sortent de la darse de l'embouchure. Contrairement aux MES très fines, les particules fines (4-63 μm) se déposent davantage à proximité de l'embouchure (Figure III- 62a). Le flux eau-sédiment négatif (magenta) indique le dépôt des MES, aussi visible par l'augmentation du bilan de masse de particules légères dans le sédiment (vert). Le flux sortant en limite de la zone

(marron) est du même ordre de grandeur que le flux de dépôt eau-sédiments (magenta), montrant qu'environ la moitié des particules fines sont exportées de la darse.

A l'échelle de la Petite Rade, les bilans sédimentaires de l'hiver 2014 montrent des caractéristiques similaires (Figure III- 63). La charge particulaire en suspension (trait bleu) augmente en période de crues lorsque les apports sont positifs (cyan). Les particules très fines (Figure III- 63b) se déposent peu dans la Petite Rade (trait vert) et le flux négatif aux limites de la zone de bilan montre un export de ces MES hors du bassin. Cependant, le bilan trimestriel cumulé des particules fines révèle un apport par les limites de la zone, comme l'illustre le trait marron du flux positif de la Figure III- 63a. Le flux de dépôt de ces MES (magenta) et l'augmentation de masse dans le sédiment (vert) témoignent du dépôt des particules fines dans la Petite Rade. L'importante crue des 18 et 19 janvier et le fort Vent d'Est qui l'accompagnait ont entraîné les sédiments apportés par l'Eygoutier dans la Petite Rade par la Petite Passe au Nord de la digue. Cette augmentation de la concentration de MES en surface est d'ailleurs visible sur les résultats simulés dans la Figure III- 59 du 18/01/14 à 18h. Bien que la taille de la Petite Passe soit surestimée par le maillage du modèle, le panache turbide de l'Eygoutier contribue au bilan sédimentaire de la Petite Rade.

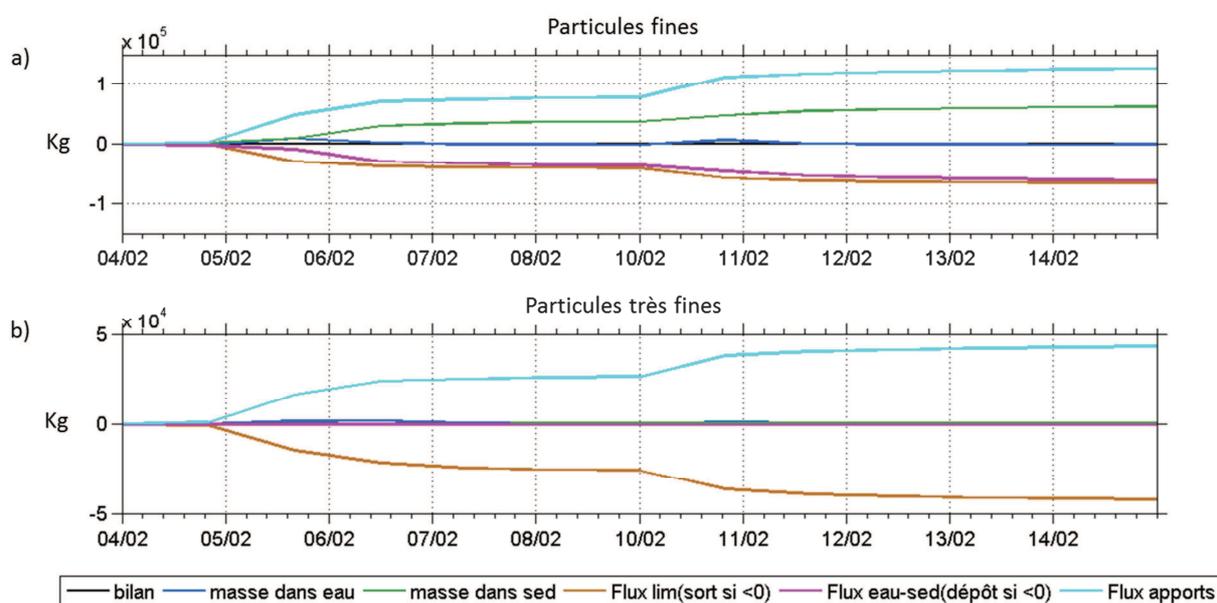


Figure III- 62 : Bilans sédimentaires cumulés pour la darse de l'embouchure du Las (zone 1 en rouge sur la Figure III- 61) pour les particules fines (a) et très fines (b) pour les crues des 5 et 10 février 2014. Les bilans sont montrés pour l'apport du Las (cyan), la masse en suspension dans la colonne d'eau (bleu), la masse dans le sédiment (vert), le flux sortant de la darse (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta) et bilan (noir).

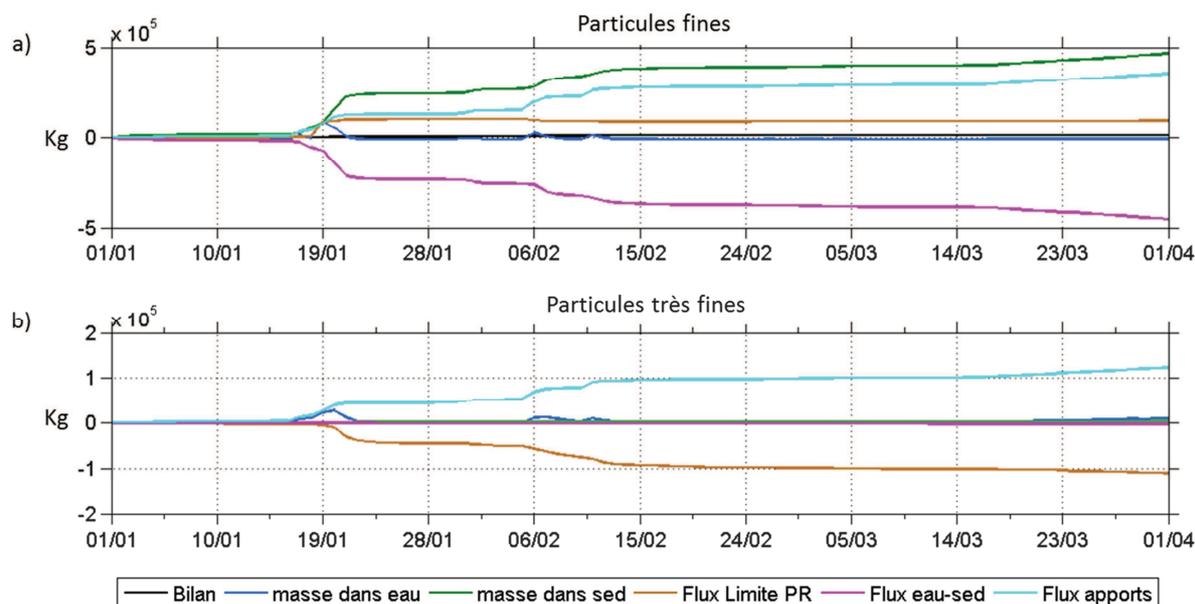


Figure III- 63: Bilans sédimentaires cumulés pour la Petite Rade (zone 2 en noir sur la Figure III- 61) pour les particules fines (a) et très fines (b) pour l'hiver 2014. Les bilans sont montrés pour l'apport entrant (cyan), la masse en suspension dans la colonne d'eau (bleu), la masse dans le sédiment (vert), le flux sortant de la Petite Rade (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta) et bilan (noir).

III-4.3.2 La Grande Rade

III-4.3.2.1 Hydrodynamique près de l'exutoire de l'Eygoutier

Un ADCP RDI 600 Hz muni d'un module de vagues était mouillé à proximité de l'exutoire de l'Eygoutier entre le 30 août 2013 et le 8 janvier 2014 à environ 20 m de profondeur. Les courants enregistrés dans la Grande Rade ont des intensités plus importantes que dans la Petite Rade. Ils atteignent $150 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ en surface et jusqu'à $100 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ au fond. Les roses de courant de la Figure III- 64 montrent les deux directions préférentielles du courant. Près de 40% du temps, le courant de surface se dirige vers l'Ouest, avec des directions comprises entre Ouest et le Nord-Ouest (Figure III- 64a). Ces courants s'orientent vers l'Est (entre le Nord-Est et le Sud-Est) un peu plus de 30% du temps. Au fond, les directions sont le plus souvent dirigées entre le Nord-Ouest et le Sud-Ouest (Figure III- 64b). Les intensités sont plus faibles, dépassant rarement $90 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$. Les directions et intensités de courants enregistrés près de l'exutoire de l'Eygoutier sont elles aussi liées au vent. La Figure III- 65 met en relation les vitesses de vent et de courant. Les courants les plus intenses sont enregistrés lorsque l'intensité du vent dépasse les $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et

lors des renverses de vent. Après un fort coup de vent, les courants peuvent dépasser les $100 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ sur l'ensemble de la colonne d'eau et se diriger dans la direction opposée. Par exemple, les courants enregistrés par temps calme les 13 et 14 septembre atteignent $110 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ alors que la vitesse du vent est inférieure à $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Les renverses de courant enregistrées après les coups de vent traduisent d'un retour de la masse d'eau après l'arrêt du forçage éolien. Les données de température au fond montrent d'ailleurs un réchauffement de 3°C lors de la renverse de la mi-septembre 2013, signature d'un retour d'eau plus chaude.

Une inversion de direction entre les courants de surface et de fond est marquée jusqu'à la mi-novembre. Par Mistral et par temps calme, les sept premiers mètres de la colonne d'eau se dirigent vers l'Est, alors que les courants de fond sont dirigés vers l'Ouest/Nord-Ouest. Les mois d'hiver, cette inversion n'est plus présente et l'ensemble de la colonne d'eau se dirige dans une même direction. Cette analyse s'apparente à celle menée dans le chenal de navigation, où les courants s'inversent entre surface et fond l'été, mais où la colonne d'eau se dirige dans une même direction les mois d'hiver. La présence d'une thermocline semble donc avoir un impact sur la circulation dans la Rade.

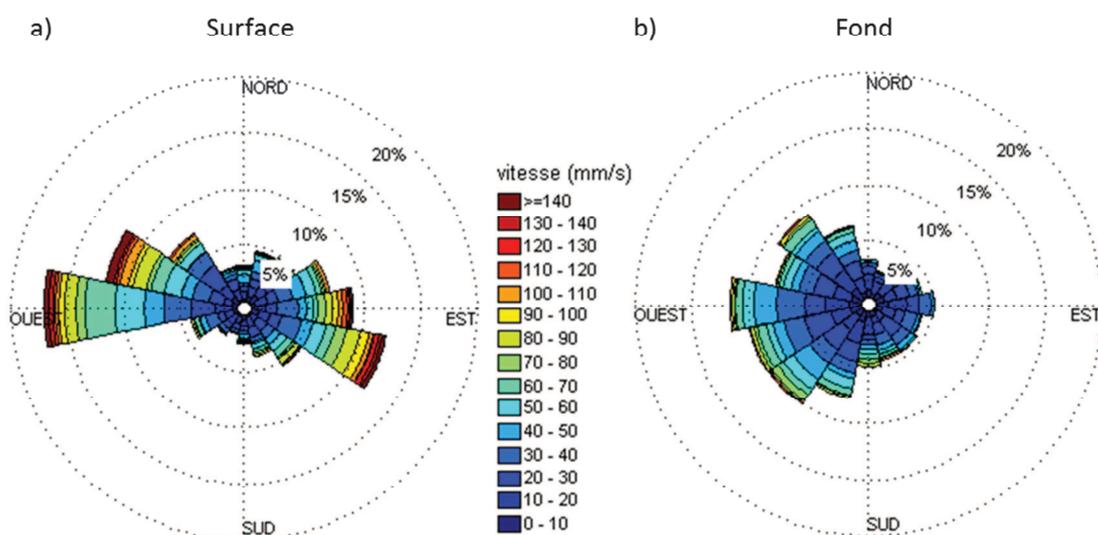


Figure III- 64 : Roses des courants : a) de surface et b) de fond, au point ADCP-EYG entre le 30 août 2013 et le 8 janvier 2014.

L'évolution temporelle de la hauteur significative des vagues, présentée sur la Figure III- 66, montre également l'importance des coups de vent sur l'hydrodynamique. Le plus souvent d'une hauteur inférieure à 0,30 m, les vagues enregistrées sur la période montrent quelques épisodes pour lesquels la hauteur significative dépasse 0,5 m. Les vagues sont plus élevées lors des épisodes de Vent d'Est à Sud-Est, où elles atteignent 1,5 m.

Les enregistrements des ADCP permettent de décrire l'hydrodynamique de notre période d'étude. En surface, les courants peuvent disperser les apports solides des fleuves. Au fond, les courants et les vagues peuvent avoir un impact sur la dynamique sédimentaire. La prochaine section s'intéresse donc aux concentrations de matière en suspension mesurées dans la Grande Rade.

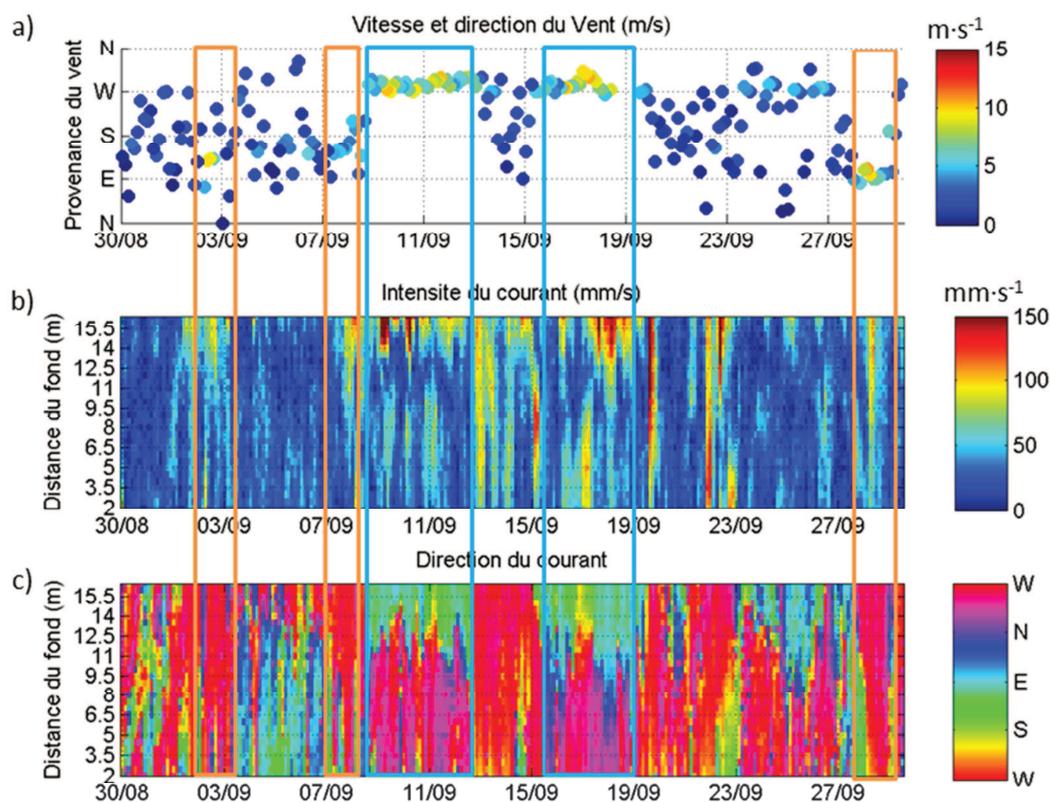


Figure III- 65 : Evolution temporelle des : a) intensités ($m \cdot s^{-1}$) et directions de vent, b) intensités ($mm \cdot s^{-1}$) de courants et c) directions de courants au point ADCP-EYG en septembre 2013.

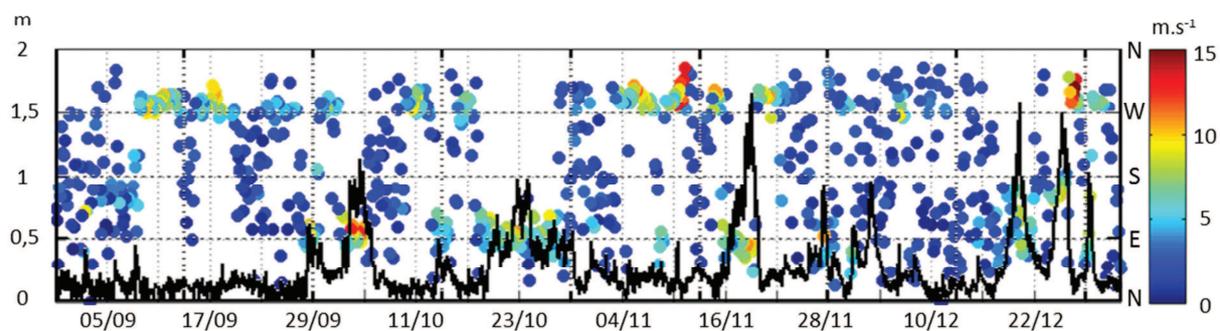


Figure III- 66 : Evolution temporelle de l'intensité et de la direction du vent (couleurs) et hauteur significative des vagues (noir) au point ADCP-EYG entre le 30 août 2013 et le 8 janvier 2014.

III-4.3.2.2 Les apports solides de l'Eygoutier et la dispersion du panache

Le devenir des apports du fleuve Eygoutier est difficile à étudier, au vu de la petite quantité de données disponibles. Les prélèvements d'eau donnent une indication de la charge particulaire à certains moments, mais l'évolution spatiale ou temporelle du panache n'a pas pu être quantifiée.

Dans la Grande Rade, la concentration moyenne en surface en période d'étiage est de $1,7 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, avec un écart type de $1,1 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, soit du même ordre de grandeur que dans la Petite Rade. En période de crues, les concentrations en MES augmentent à proximité de l'exutoire du fleuve. Le panache en mer se disperse et la charge particulaire décroît avec la distance de l'embouchure. Des concentrations comprises entre 10 et $40 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ont été mesurées dans le panache. Les apports fluviaux sont liés à la pluviométrie, elle-même corrélée aux conditions de vent. Les événements pluvieux surviennent plus souvent par Vent d'Est, les apports de MES de l'Eygoutier sont donc dispersés vers l'Ouest pendant les crues. Les mesures de courant montrent des directions Ouest en surface comme au fond par Vent d'Est. Les quelques prélèvements de surface réalisés en périodes de crue dans la Grande Rade montrent d'ailleurs des concentrations plus élevées à l'Ouest de l'exutoire (Figure III- 67).

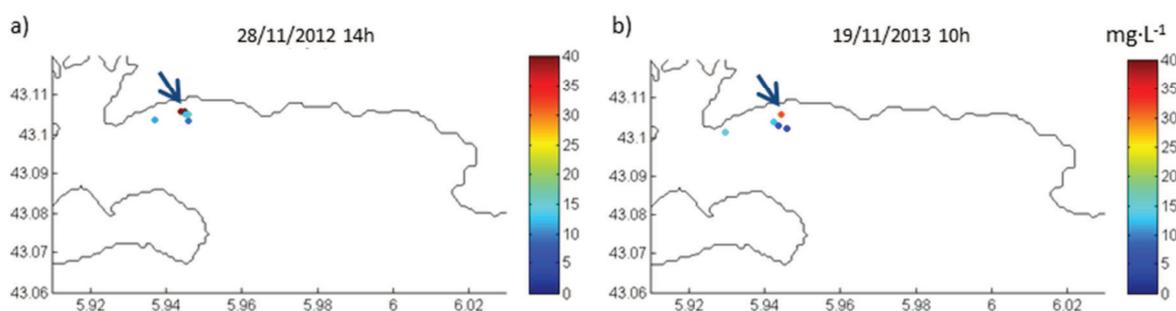


Figure III- 67 : Concentrations ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) mesurées dans les prélèvements de surface à proximité de l'exutoire de l'Eygoutier (localisé par une flèche) a) le 28 novembre 2012 vers 14h et b) le 19 novembre 2013 vers 10h.

Au fond, les valeurs de concentration enregistrées par la sonde *WETLab#1851* fixée à la cage ADCP sont comprises 2 et $40 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, $\pm 20\%$. Cependant, la mise en relation avec les flux solides de l'Eygoutier (Figure III- 68) ne montre aucune corrélation entre les apports fluviaux et l'augmentation de la charge particulaire. De plus, les données enregistrées par la sonde *WETLab#1851* montrent un dysfonctionnement du capteur optique. En effet, la concentration augmente lors de l'épisode de crue du 18 et 19 novembre, mais ne diminue pas avant 11 jours. Compte tenu des valeurs enregistrées pour les deux mois précédents cet épisode ($2 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ en

moyenne), il est peu probable que ces valeurs soient réalistes. Elles pourraient s'expliquer par une dégradation ou un encrassement du capteur suite à cet évènement. Ces données rejetées sont montrées en gris sur la Figure III- 68. Très peu de valeurs de turbidité sont disponibles et par conséquent ne permettent pas la calibration nécessaire à l'utilisation du signal rétrodiffusé de l'ADCP. Néanmoins, cet évènement turbide durant lequel l'apport solide du fleuve était faible, pourrait témoigner d'une remobilisation du sédiment. Lors de cet évènement, les courants enregistrés au fond sont faibles mais les vagues ont une hauteur de plus d'un mètre et demi.

Les enregistrements altimétriques ne mettent cependant pas en évidence de périodes de remobilisation ou de dépôt qui permettrait de confirmer cette hypothèse. La Figure III- 69 synthétise les données éoliennes (a), les enregistrements du courantomètre (b, c, e), les mesures altimétriques (d) et la charge particulaire au fond (f). Les boîtes bleues et orange montrent les principaux épisodes de Mistral et Vent d'Est forts ($>5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Si les forts coups de Vent d'Est engendrent des vagues dans la Grande Rade, il est néanmoins difficile d'étudier leur impact avec les mesures *in situ* disponibles. Pour la durée du déploiement, aucun évènement n'apparaît de façon très marquée. En effet, des variations de 5 à 10 mm sont visibles, mais aucune érosion ou dépôt conséquent n'est observé. Rappelons que la précision de la mesure est de 2 mm.

Si les mesures en mer ne suffisent pas analyser avec précision la dynamique sédimentaire dans la Grande Rade, la modélisation hydro-sédimentaire permet de décrire certains processus. Par Vent d'Est, le modèle montre un courant de surface entrant dans la Grande Rade, dirigé vers le Nord/Nord-Ouest, qui s'intensifie près de la côte, comme illustré dans la Figure II- 11 de l'étude hydrodynamique de la Rade. Quand le vent d'Est diminue, une veine plus intense subsiste au Nord de la Grande Rade. En période de crue, le panache de l'Eygoutier serait donc plaqué sur la pointe de La Mitre puis contre la digue. Dans la sous-section suivante, nous proposons de compléter cette étude en dressant le bilan sédimentaire des deux bassins de la Rade de Toulon.

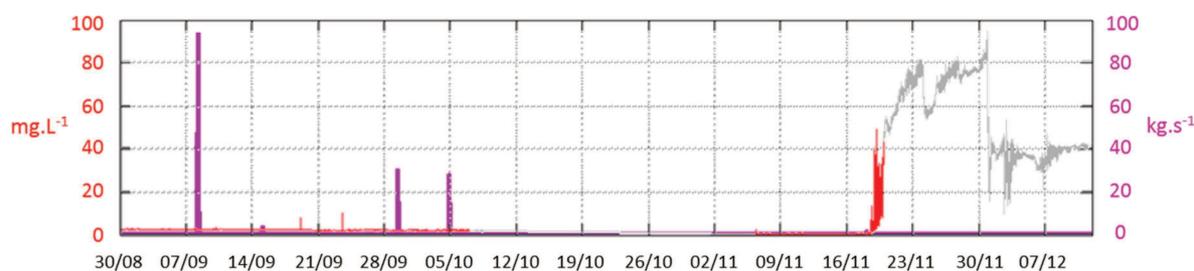


Figure III- 68 : Evolution temporelle de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) enregistrée au fond au point ADCP-EYG (rouge) et du flux solide ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$) de l'Eygoutier (violet). Les valeurs grisées sont considérées comme aberrantes.

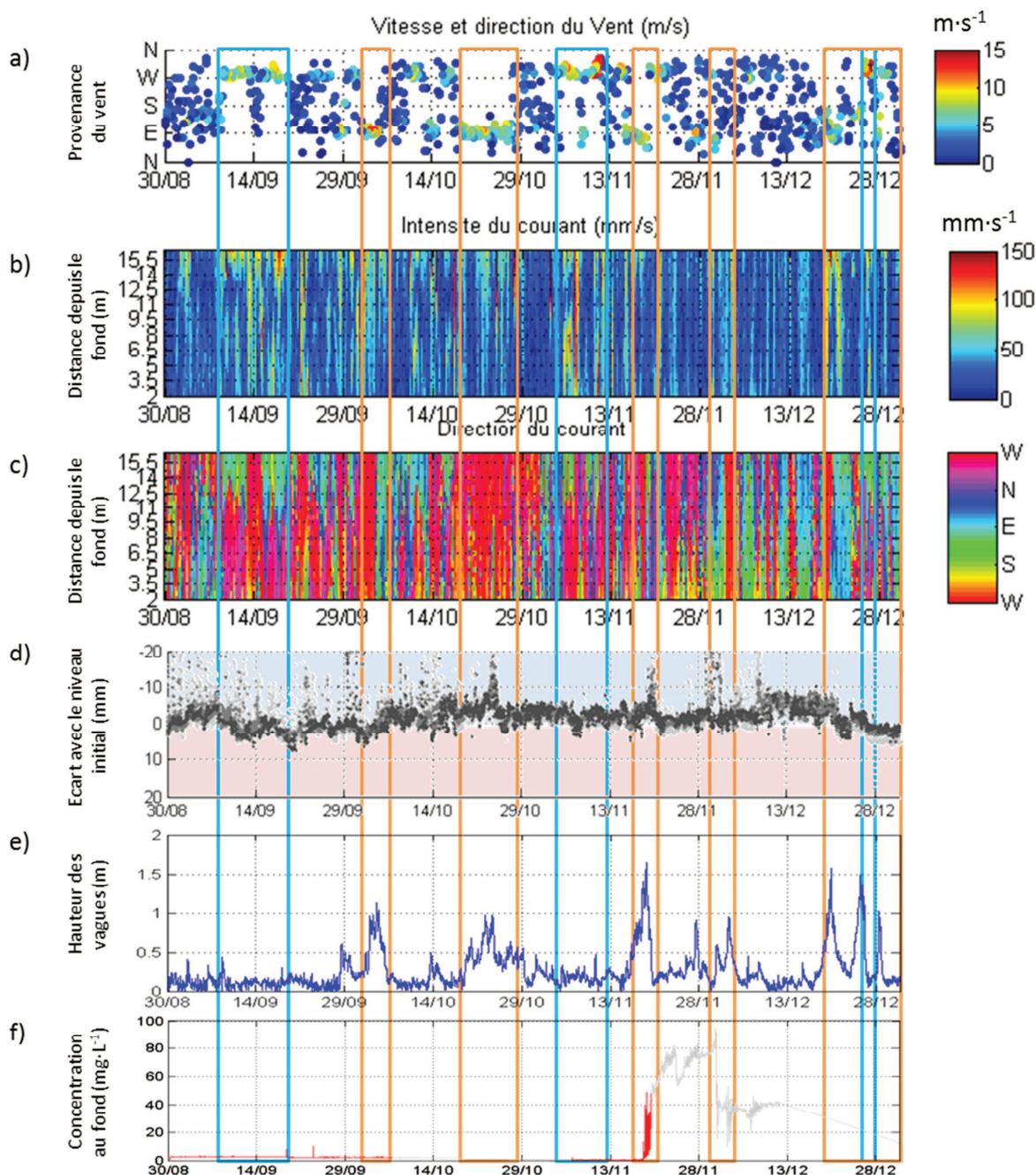


Figure III- 69 : Evolution temporelle de : a) l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et direction du vent ; b) intensité ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) du courant ; c) direction du courant ; d) évolution altimétrique du fond qui représente les écarts (mm) entre le transducteur de l'*ALTUS* et le fond (les écarts négatifs (zone bleue) montrent du dépôt et les écarts positifs (zone rouge) de la remobilisation) ; e) hauteur des vagues (m) mesurées par l'ADCP ; f) la charge particulaire au fond ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$). Les épisodes de vents forts sont marqués par les boîtes bleues (Mistral) et orange (Vent d'est).

III-4.3.2.3 Bilans sédimentaires

Afin de compléter notre étude sur le devenir des apports particulaires en mer, nous proposons d'établir un bilan sédimentaire de la Rade de Toulon. Nous définissons une zone qui englobe la Petite Rade et la Grande Rade, tel qu'illustré à la Figure III- 70.

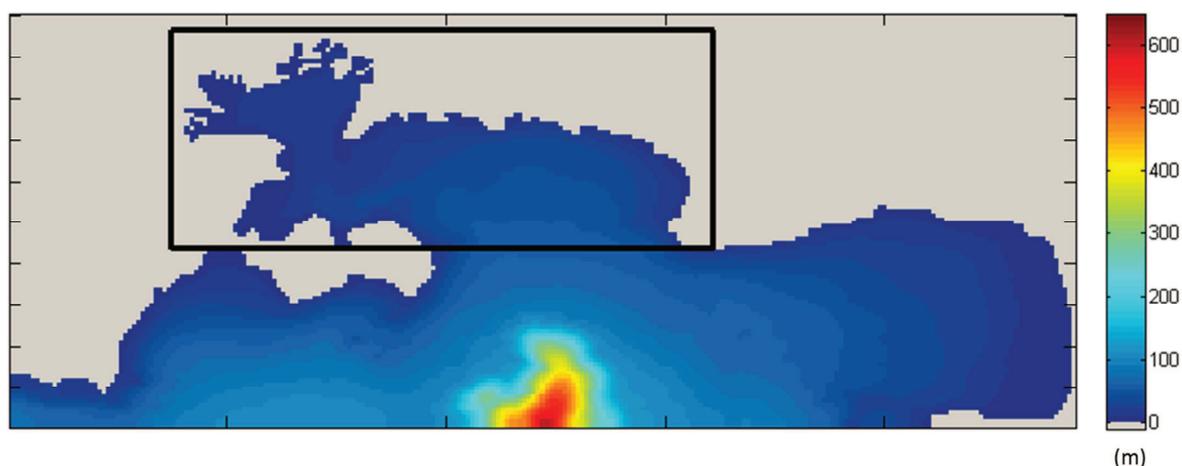


Figure III- 70 : Position de la zone de bilan de la Rade de Toulon, comprenant la Petite Rade et la Grande Rade sur la carte bathymétrique du domaine numérique (m).

La Figure III- 71a et b montre les bilans pour les particules fines et très fines pour l'hiver 2014, par rapport au temps initial de la simulation (1^{er} janvier 2014). Les apports cumulés du Las et de l'Eygoutier engendrent une augmentation du flux des fleuves (cyan) et de la masse en suspension (bleu). Les deux types de particules présentent un flux négatif aux limites de la zone (marron) par rapport au temps initial de la simulation, plus importants pour les MES très fines, montrant qu'elles sortent de la Rade. Il apparaît également un flux des particules en suspension dans l'eau vers le sédiment (magenta) et une augmentation de leur masse dans le sédiment (vert), pour les sédiments de tailles comprises entre 4 et 63 μm (fines) (Figure III- 71a). Au 1^{er} avril 2014, le bilan pour les deux types de particules est positif, indiquant une augmentation de la masse sédimentaire dans la Rade pour les trois mois d'hiver. Cette tendance, présente pour toutes les simulations et plus importante les mois d'hiver au vu des apports des fleuves, confirme les données historiques d'envasement du port.

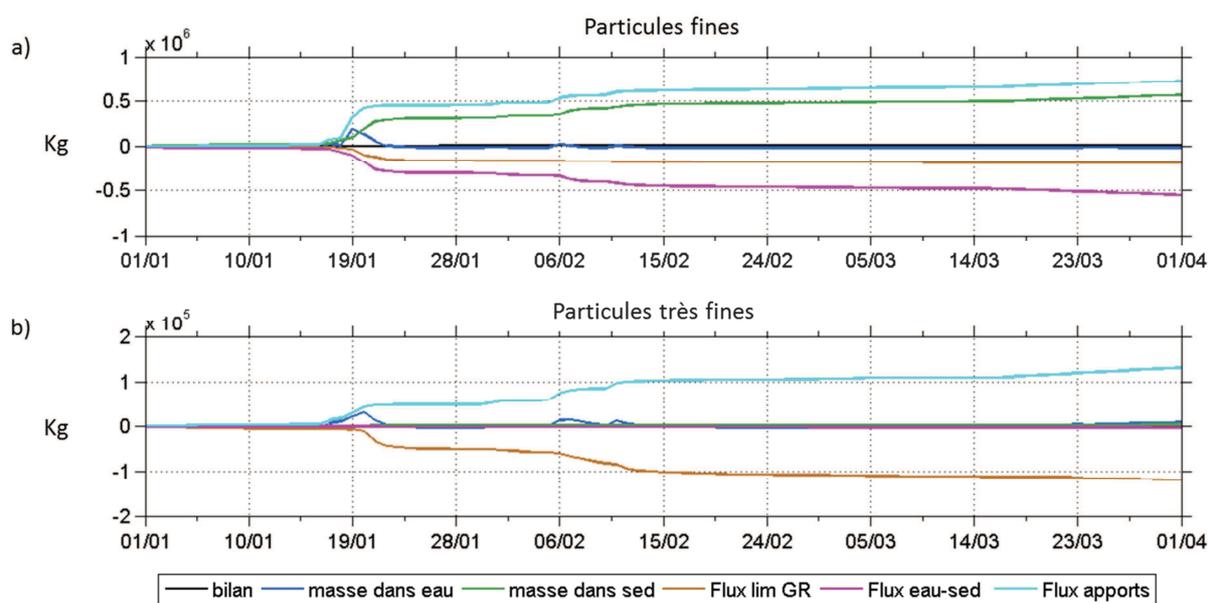


Figure III- 71 : Bilans sédimentaires cumulés pour la Rade de Toulon (encadré noir sur la Figure III- 70) pour les particules fines (a) et très fines (b) pour l'hiver 2014. Les bilans sont montrés pour l'apport entrant (cyan), la masse en suspension dans la colonne d'eau (bleu), la masse dans le sédiment (vert), le flux sortant de la darse (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta) et bilan (noir).

III-4.4 Application à la modélisation de la dispersion des radionucléides

Afin d'illustrer l'utilisation du modèle hydro-sédimentaire appliqué à la dispersion de radionucléides, nous réalisons une simulation de contamination au césium 137. Bien que le césium ait davantage d'affinité pour la phase particulaire en eau douce, il peut également se trouver dans les sédiments marins, surtout en cas de large contamination. Au vu de sa longue période de demi-vie (30 ans) et des quantités rejetées en cas d'accident, ce radionucléide est souvent représenté en modélisation de dispersion (Aldridge *et al.* 2003 ; Perriñez 2008 ; Estournel *et al.* 2012 ; Otosaka & Kobayashi 2012 ; Tsumune *et al.* 2012 ; Kofuji & Inoue 2013 ; Kawamura *et al.* 2014). Le coefficient de partage entre les phases dissoute et particulaire peut varier selon les conditions environnementales, comme le souligne Perriñez (2008). Pour notre étude, il est choisi d'utiliser les K_d recommandés par l'IAEA (*International Atomic Energy Agency*) en zone côtière. En effet, les embouchures des fleuves étudiés ne présentent pas les caractéristiques d'un estuaire de manière permanente : hors crue, aucun panache de salinité ou de turbidité n'est observé. Pour le césium, la valeur recommandée par l'IAEA (2004) est de $4 \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$.

La simulation est réalisée dans une optique pénalisante, c'est-à-dire par temps de pluie lorsque les fleuves sont en crues, dans le but de représenter le devenir d'un rejet direct en mer. Un rejet liquide de 10^6 Bq étendu sur une journée est injecté en surface, au niveau de l'arsenal militaire (point gris sur la Figure III- 72). Le rejet est simulé le 16 janvier 2014 et est stationnaire sur les 24 h de l'ajout. Les fleuves sont alors en crue et le vent du Sud/Sud-Est engendre des courants entrants dans la Rade. La Figure III- 72a montre l'évolution temporelle des vitesses ($m \cdot s^{-1}$) de vent pour la période simulée. Les concentrations en ^{137}Cs dissous ($Bq \cdot L^{-1}$) modélisées en surface sont présentées en Figure III- 72b, à 1, 2, 7 et 30 jours après le rejet. Les activités les plus importantes se trouvent dans la Petite Rade, à proximité du lieu de rejet, puis se dispersent vers le Sud-Ouest de l'emprise, transportées par le courant. Une journée après l'arrêt du rejet, les concentrations en ^{137}Cs particulaire en suspension dans la couche de surface atteignent $0,1 Bq \cdot L^{-1}$ (Figure III- 73a). Exprimées en fonction de la charge particulaire en suspension, ces activités sont d'environ $0,01 Bq \cdot kg^{-1}$ en surface dans la Petite Rade (Figure III- 73b).

Au fond, le ^{137}Cs s'accumule principalement dans la Petite Rade, à proximité du point de rejet. La granulométrie du fond dans ce bassin est principalement composée de sédiments fins, favorisant l'accumulation. Les activités volumiques de ^{137}Cs dans le sédiment sont plus élevées à proximité des embouchures des fleuves, là où le taux de sédimentation est probablement le plus élevé. Des résultats similaires ont été montrés par Perriñez (2008) dans la mer d'Alboran, où les activités les plus importantes étaient simulées à proximité de la côte espagnole.

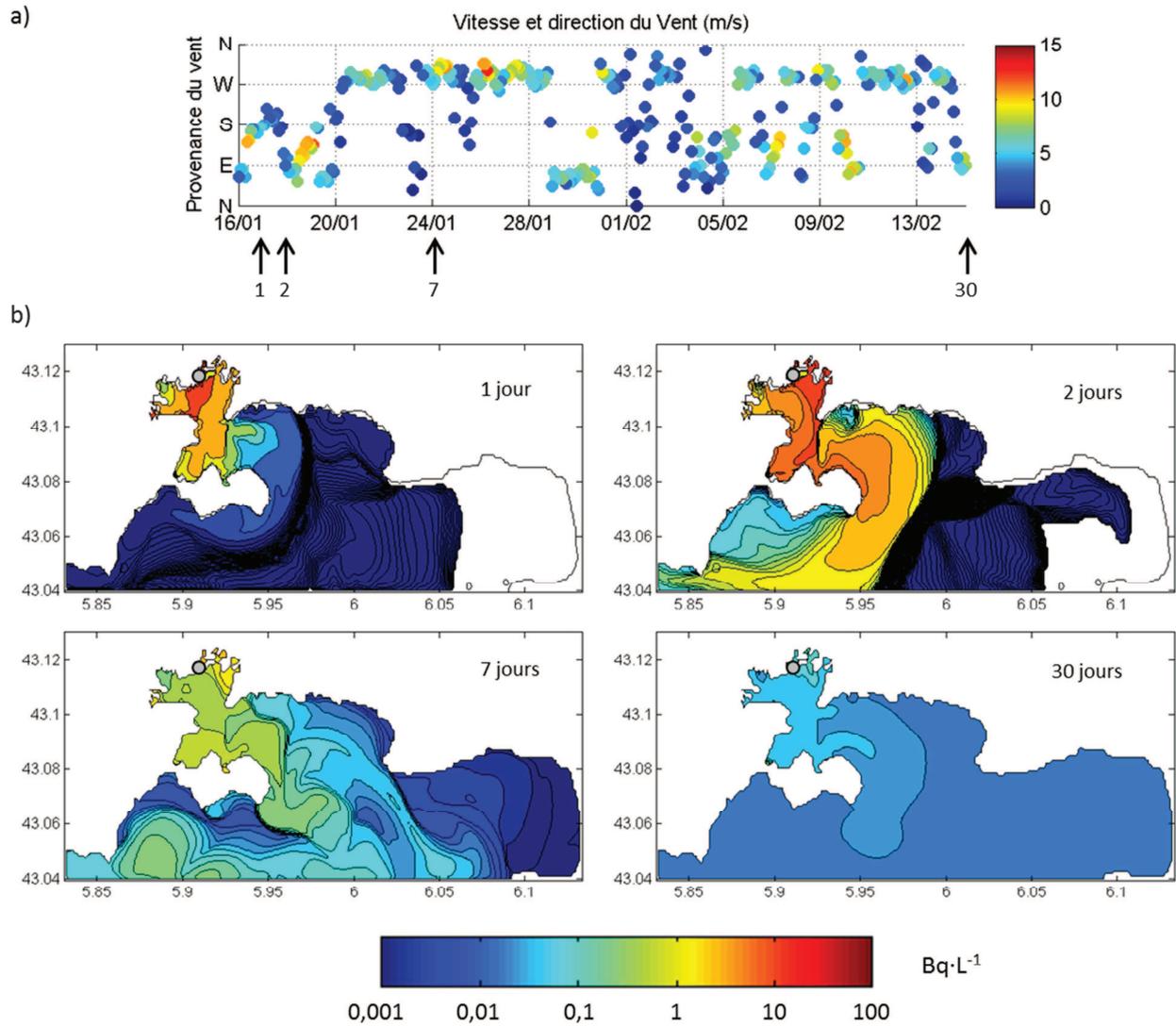


Figure III- 72 : a) Evolution temporelle de l'intensité et de la direction du vent sur la période de simulation. Les flèches noires marquent les 4 jours représentés en b). b) Concentrations (Bq·L⁻¹) de ¹³⁷Cs dissous en surface 1, 2, 7 et 30 jours après le rejet liquide (point gris).

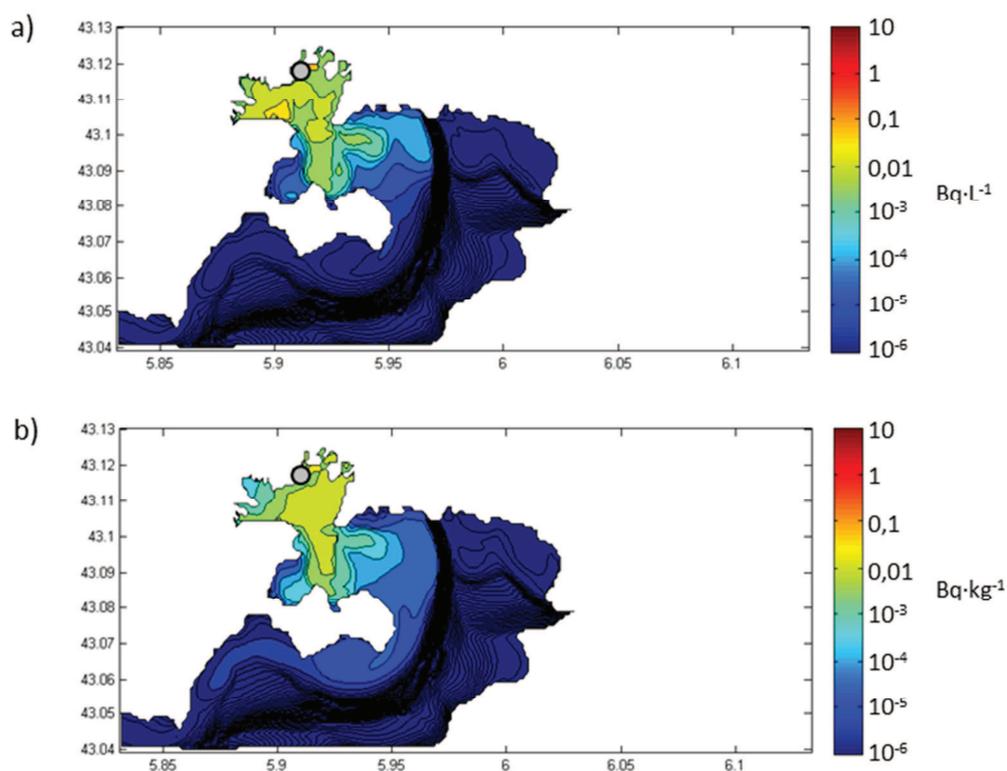


Figure III- 73 : a) Concentration de ^{137}Cs particulaire ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$) en suspension en surface et b) Concentration de ^{137}Cs par masse de MES ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$) en surface, un jour après le rejet liquide (point gris).

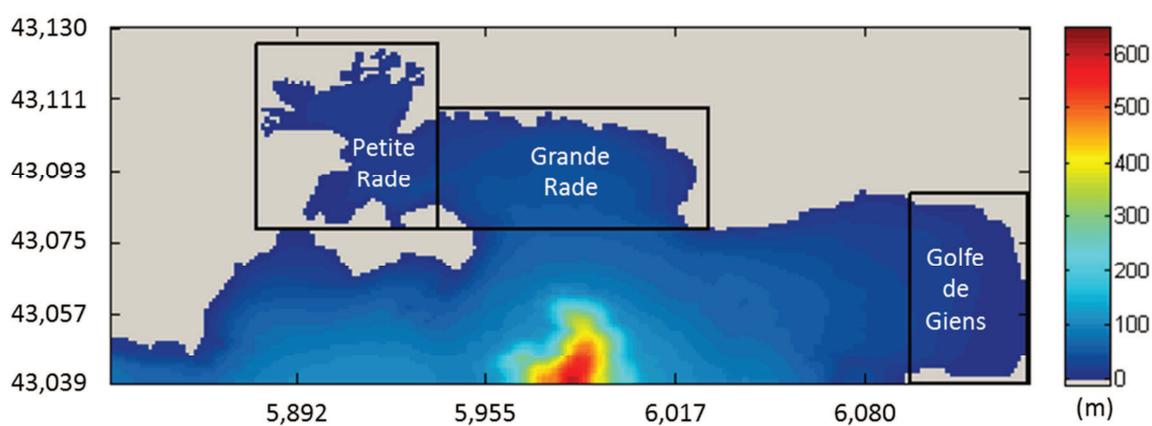


Figure III- 74 : Position des sous-zones étudiées de bilans de la Petite Rade, de la Grande Rade et du Golfe de Giens sur la carte bathymétrique du domaine numérique (m).

Nous proposons d'étudier le devenir de cette contamination par des bilans, établis pour des sous-zones de la Rade, représentées par les encadrés de la Figure III- 74. Les bilans cumulés pour le césium particulaire et dissous de la Petite Rade sont présentés dans la Figure III- 75. Dans la Petite Rade, le ^{137}Cs particulaire est resté environ 5 jours en suspension dans la colonne d'eau (bleu), avant de se déposer principalement dans la zone, comme le montrent le flux de dépôt eau-sédiments (magenta) et l'augmentation de la quantité dans le sédiment (vert) (Figure III- 75a). Le césium dissous est globalement resté dans la Petite Rade au début de la simulation puis la quantité décroît à partir du 19 janvier à l'arrêt du coup de Vent d'Est, soit deux jours après la fin du rejet. Le Mistral des jours suivants a accéléré la diminution de ^{137}Cs dissous et près de 90% de la quantité initiale était hors de la zone après une semaine (flux sortant en marron de la Figure III- 75b). Ainsi, si 96% du ^{137}Cs initialement ajouté est sorti de la Petite Rade deux mois et demi après la contamination, près de 4% de l'activité du rejet reste piégée dans ses sédiments.

Dans la Grande Rade, la contamination entre *via* le chenal de navigation et la Petite Passe au Nord de la digue. La quantité de césium dissous présente dans l'eau est égale aux flux cumulés aux limites (traits marron et bleu de la Figure III- 76b). Une petite quantité de césium particulaire sort de la Petite Rade et se dépose dans la Grande Rade, comme l'illustre l'augmentation de césium particulaire dans le sédiment (trait vert de la Figure III- 76a).

Bien que la contamination soit principalement dirigée vers l'Ouest de la zone, le Golfe de Giens est impacté par le rejet suite aux épisodes de Mistral des 24, 26 et 27 janvier 2014. Les bilans de césium de cette zone (Figure III- 77) présentent une augmentation de la quantité de ^{137}Cs dissous le 27 janvier. Une très légère augmentation du ^{137}Cs particulaire est aussi marquée, mais les activités sont beaucoup moins importantes vu la faible concentration de MES.

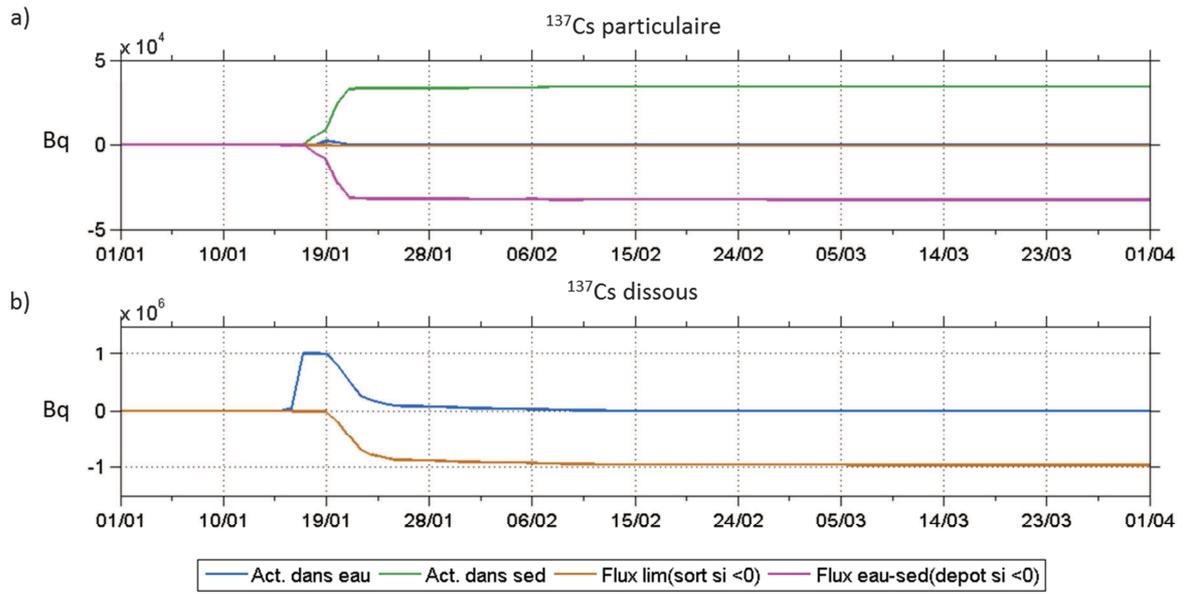


Figure III- 75 : Bilans de césium-137 cumulé pour la Petite Rade (zone de la Figure III- 74) pour le ¹³⁷Cs particulaire (a) et le ¹³⁷Cs dissous (b) : l'activité dans l'eau (bleu), l'activité dans le sédiment (vert), le flux sortant de la Petite Rade (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta).

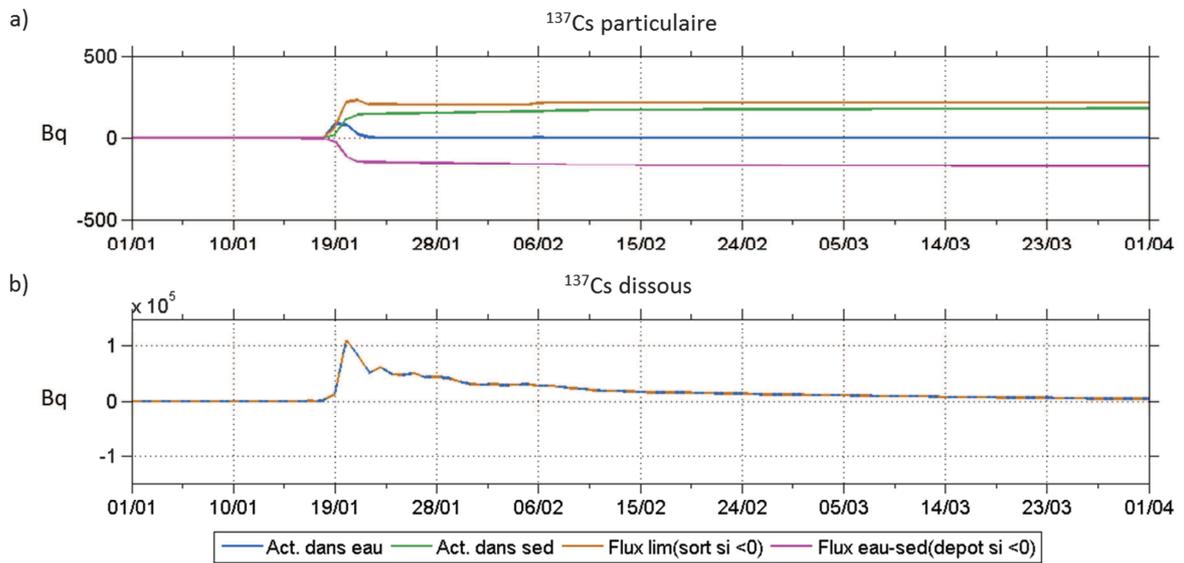


Figure III- 76 : Bilans de césium-137 cumulé pour la Grande Rade (zone de la Figure III- 74) pour le ¹³⁷Cs particulaire (a) et le ¹³⁷Cs dissous (b) : l'activité dans l'eau (bleu), l'activité dans le sédiment (vert), le flux aux limites de la Grande Rade (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta).

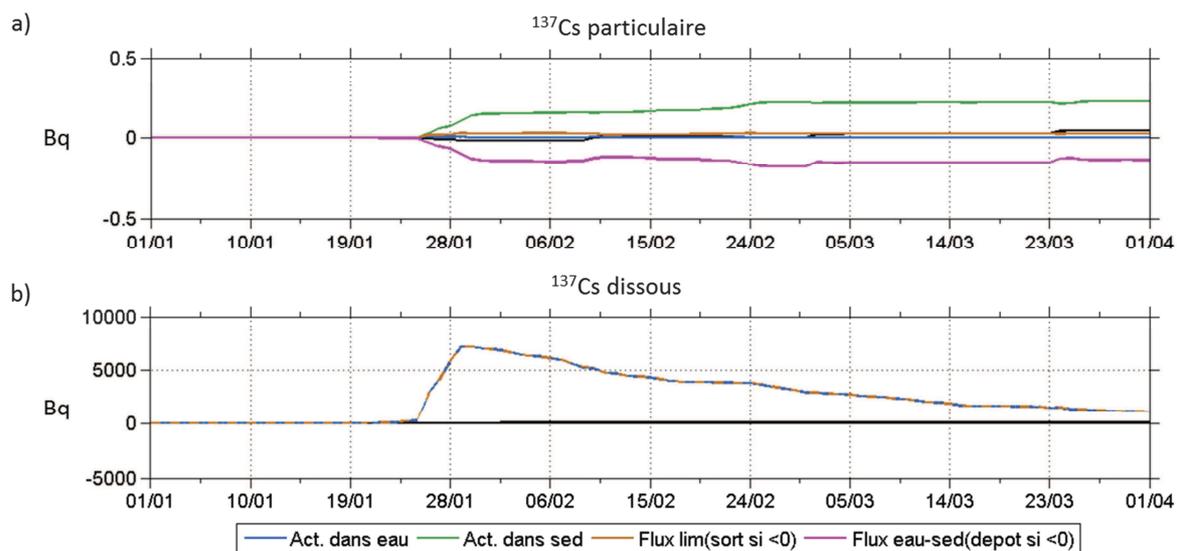


Figure III- 77 : Bilans de césium-137 cumulé pour le Golfe de Giens (zone de la Figure III- 74) pour le ¹³⁷Cs particulaire (a) et le ¹³⁷Cs dissous (b) : l'activité dans l'eau (bleu), l'activité dans le sédiment (vert), le flux aux limites de la Grande Rade (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta).

III-4.5 Conclusions du chapitre

Ce quatrième chapitre concernait la mise en place du modèle hydro-sédimentaire de la Rade de Toulon. La calibration des paramètres sédimentaires a été exposée et les mesures en mer ont permis d'ajuster et valider la dispersion du panache turbide du Las. La modélisation réaliste des apports des fleuves a permis une description de la dynamique sédimentaire en mer. Finalement, la simulation de la dispersion d'un rejet accidentel de ¹³⁷Cs a été présentée à titre d'exemple d'application.

La paramétrisation du modèle de dynamique sédimentaire permet une représentation réaliste du devenir des apports fluviaux en mer, mais mériterait d'être affinée. L'ajustement des paramètres avec d'autres mesures *in situ* et la comparaison des résultats modélisés avec d'autres séries de données enregistrées permettrait d'améliorer la précision du modèle. Aucune comparaison modèle/mesures n'a en effet pu être réalisée avec un jeu de donnée n'ayant pas servi à la calibration, faute de mesures exploitables. L'acquisition de davantage de mesures pourrait ainsi permettre l'étude de la vitesse de chute des sédiments et leur remobilisation, qui n'a pu être étudiée dans le cadre de ces travaux. Par ailleurs, il serait intéressant de calibrer les paramètres érosifs du modèle *via* des mesures *in situ* supplémentaires et/ou expérimentales. Des tests en laboratoire concernant l'érodabilité du sédiment pourrait compléter cette étude. Le Hir *et al.* (2011) et Verney *et al.* (2013) ont d'ailleurs utilisé un érodimètre pour définir empiriquement les lois d'érosion à appliquer. L'érosion dépend de plusieurs facteurs tels que la proportion de sédiments cohésifs, la salinité ou la densité (Mitchener & Torfs 1996 ; Aberle *et al.*

2004). Amos *et al.* (2010) expriment d'ailleurs les flux d'érosion du Lagon de Venise selon deux relations d'érosion, une hivernale et une estivale. Plusieurs tests d'érosion pourraient ainsi être menés sous différentes conditions expérimentales.

En outre, l'acquisition de mesures altimétriques, de charge particulaire et de courant très près du fond permettraient de compléter ces manques. L'utilisation de pièges à sédiments verticaux pourrait également contribuer à quantifier le dépôt et à prélever les matières en suspension qui s'y déposent, en vue d'une analyse granulométrique et d'une étude de leur composition (minérale ou organique). L'instrumentation à proximité des herbiers de posidonie, présents dans la Grande Rade, permettrait également de quantifier l'impact de la présence des canopées sur la dynamique hydro-sédimentaire. En effet, les herbiers atténuent l'énergie des vagues et des courants (Fonseca *et al.* 1982 ; Fonseca & Cahalan 1992 ; Madsen *et al.* 2001) et facilitent le dépôt de matière en suspension (Gacia & Duarte 2001). Ils réduisent la remobilisation (Terrados & Duarte 2000) retiennent le sédiments dans la matre, composée de racines et rhizomes (Jeudy de Grissac & Boudouresque 1985), et stabilisent le fond (Ward *et al.* 1984). Les herbiers peuvent également piéger la contamination et concentrer les polluants comme les métaux et les radionucléides artificiels (Calmet *et al.* 1991). Sachant l'importance de leur rôle dans la préservation du littoral toulonnais (Jeudy de Grissac & Boudouresque 1985), les herbiers de posidonie pourraient être pris en compte dans le modèle hydro-sédimentaire *via* la modification de l'écoulement près de la canopée, telle qu'appliqué par Kombiadou *et al.* (2014) pour les herbiers de *Zostera noltei* du bassin d'Arcachon.

Le trafic portuaire et les chalutiers peuvent avoir un impact important sur la dynamique sédimentaire. Il a d'ailleurs été montré que l'impact anthropique sur la remise en suspension pouvait être aussi important que lors d'évènements de tempête (Ferré *et al.* 2008). L'activité maritime liée à la présence de nombreux navires de croisière et de transport engendre aussi une dynamique des sédiments du fond de la Petite Rade, non prise en compte dans cette étude. La remobilisation provoquée par le passage et la propulsion des moteurs de ces embarcations pourrait également être considérée.

L'exemple d'application de dispersion de césium-137 a montré que la Petite Rade formait une zone de piégeage de contamination associée aux sédiments. Il serait également intéressant de simuler la dispersion d'autres radionucléides qui ont plus d'affinité avec la phase particulaire, à l'exemple de l'américium (^{241}Am) ou du plutonium ($^{239,240}\text{Pu}$), d'autant plus que ces derniers ont des demi-vies très longues (centaines ou milliers d'années).

Chapitre III-5 Conclusion de la partie

Puisque les radionucléides peuvent être dispersés sous forme dissoute et particulaire, l'étude de la dynamique hydro-sédimentaire est essentielle dans le développement d'un modèle de dispersion de contamination du milieu marin. Cette seconde partie visait ainsi à approfondir les connaissances sur la Rade de Toulon quant à la dynamique sédimentaire.

Les apports liquides et solides des deux fleuves côtiers se jetant dans la Baie ont dans un premier temps été étudiés. Des pièges à sédiments et des sondes multi-paramètres ont ainsi été mouillés pendant 18 mois afin d'estimer les débits liquides et solides. La granulométrie de la matière en suspension a montré un apport principalement composé de vase pour les deux fleuves. La charge particulaire est intimement liée aux épisodes de crues, qui drainent la majorité des apports en peu de temps.

Ces données ainsi acquises ont été utilisées comme données d'entrée du modèle hydro-sédimentaire et ont permis d'étudier dans un second temps le devenir des panaches de MES engendrés par les fleuves. En mer, un panache turbide en surface s'observe en période de crues et sa dispersion dépend des courants. Les MES les plus fines sont transportées par la couche de surface alors que les particules les plus grosses chutent à proximité de l'exutoire. Bien que les flux estimés dans l'Eygoutier soulèvent des questions quant à leur qualité, l'ensemble des enregistrements permet d'appréhender globalement la dynamique des fleuves.

Les mesures en mer ont permis de paramétrer le modèle hydro-sédimentaire et la dispersion des MES a été étudiée. Les processus hydro-sédimentaires de la Rade de Toulon semblent donc intimement liés aux conditions météorologiques. D'une part, les directions et intensité du vent influencent la circulation et le transport des matières en suspension, et d'autre part la pluviométrie impacte les apports fluviaux. La précision du modèle s'avère donc fortement corrélée à la précision des forçages. La validation du modèle hydro-sédimentaire nécessiterait cependant l'acquisition de données supplémentaires, notamment pour les processus près du fond. La remobilisation n'a pu être étudiée dans le cadre de cette étude, faute de mesures *in situ*. De plus, les échanges entre les deux rades jouent un rôle primordial dans l'exportation des contaminants vers le large, et une instrumentation au niveau de la Petite Passe serait intéressante.

Conclusion générale et perspectives

Cette recherche doctorale visait à améliorer les connaissances des processus hydro-sédimentaires dans la Rade de Toulon, afin de mettre en place un modèle de dispersion des radionucléides comme outil de gestion post-accidentelle. L'intérêt de ce travail pluridisciplinaire repose sur une stratégie qui unit la modélisation et les observations *in situ* pour l'étude de la dynamique du bassin. Cette approche, qui nécessite la maîtrise de connaissances et de méthodes dites de terrain, aborde la problématique complexe des contaminants du milieu marin, au cœur de l'océanographie côtière opérationnelle. Les nombreuses interactions avec les compartiments atmosphérique et continental font du milieu côtier un environnement complexe à étudier.

Afin d'étudier le devenir des radionucléides en cas de rejet accidentel dans la Rade de Toulon, ces travaux se sont divisés selon deux axes principaux.

L'hydrodynamique de la Baie et les échanges des masses d'eau entre ses deux bassins ont été étudiés dans un premier temps. La circulation dans la Rade a été étudiée et représentée, grâce aux mesures *in situ* et la modélisation. Ce travail a mis en évidence l'inversion des directions de courants entre surface et fond, en été, absente en hiver. L'impact du vent a été montré ainsi que l'importance de la précision des forçages atmosphériques sur la fiabilité des simulations. L'existence d'une veine de courant qui contourne la presqu'île de St-Mandrier corrobore les fortes concentrations de contaminations dans les sédiments de fond mesurés dans le cadre de d'autres études (Tessier *et al.* 2011). Dans l'étude proposée par Dufresne *et al.* (2014), nous nous concentrons sur l'effet du vent sur l'hydrodynamique de la Rade, en utilisant la modélisation et les mesures *in situ*, ainsi qu'en étudiant les échanges entre la Petite Rade et la Grande Rade dans le chenal de navigation. Les temps d'échanges de masse d'eau sont également estimés pour différentes conditions météorologiques et s'avèrent plutôt rapides (de l'ordre de quelques jours).

Ensuite, la dynamique sédimentaire a fait l'objet des travaux présentés en deuxième partie. Le développement de la stratégie d'instrumentation et sa mise en œuvre ont permis d'acquérir un grand nombre de mesures en mer comme dans les fleuves, constituant une base de données essentielle à l'étude du milieu. Pour la première fois, les fleuves Las et Eygoutier ont été instrumentés de manière continue pendant 18 mois. Les valeurs enregistrées ont mené à l'estimation des flux liquides et solides, très peu étudiés jusqu'ici. Une attention particulière a également été portée à la sensibilité et à la représentativité des mesures enregistrées ; les différents paramètres les impactant ont aussi été considérés. Les apports des fleuves ont ensuite été pris en compte dans le modèle pour mettre en place des simulations réalistes. Les mesures en mer ont permis la calibration des paramètres de modélisation de dynamique sédimentaire. Les simulations réalisées ont permis d'établir des bilans sédimentaires, afin d'étudier la

dispersion et le devenir des panaches turbides. Finalement, un exemple d'application du modèle hydro-sédimentaire a été présenté avec la dispersion d'un rejet radioactif accidentel, mettant en évidence l'importance du piégeage de contaminants liés aux sédiments de la Petite Rade.

Quels facteurs influencent la dynamique hydro sédimentaire de la Rade de Toulon?

Moteur de la circulation dans la Baie, le vent influence les vitesses des courants en surface comme au fond. La dispersion des particules en suspension dans la colonne d'eau et transportées par les courants est donc aussi liée aux conditions météorologiques. De plus, les apports des fleuves sont directement influencés par la pluviométrie. Cette étude a mis de l'avant l'importance de la précision de ces forçages dans la fiabilité de la modélisation et la justesse des simulations. Les conditions météorologiques apparaissent comme le principal facteur impactant la dynamique hydro-sédimentaire de la Rade de Toulon et le forçage atmosphérique est donc le paramètre le plus important pour sa modélisation.

Ce travail de doctorat a aussi mis en exergue l'impact du vent même après l'arrêt de ce forçage. Les conditions de renverse de direction de courant lors d'un changement de conditions ventées est également importante sur la circulation. La dynamique induite est toutefois dépendante des conditions aux limites du modèle. Pour obtenir une meilleure représentation, les conditions à la frontière ouverte avec le large au Sud du domaine numérique doivent être affinées. L'utilisation d'un modèle à l'échelle régionale, au maillage de taille inférieure à celui de l'actuel MENOR (1,2 km), pourrait permettre de représenter avec plus de fiabilité la variabilité du Courant Nord dans la zone. D'actuels travaux visent d'ailleurs à affiner la représentation de ses méandres (Guihou 2013 ; Marmain 2013).

Vers un outil de gestion post-accidentelle

En cas de contamination radioactive accidentelle de la Rade de Toulon, la dispersion des radionucléides pourrait être estimée à court terme à l'aide du modèle hydro-sédimentaire mis en place dans le cadre de cette recherche doctorale. Cet outil permettrait de guider les stratégies d'échantillonnage et les plans de mesures qui seraient mis en œuvre.

La circulation et les échanges entre les deux rades sont bien représentés, ce qui permet une prévision de la dispersion des phases dissoute et particulaire. Cependant, la fiabilité de l'outil de prévision repose sur la qualité des forçages utilisés. Dans le cadre d'une utilisation post-accidentelle, des forçages atmosphériques prévisionnels seront utilisés. Bien que les modèles ne soient pas tout à fait précis, ils semblent tout de même suffisants pour représenter la dynamique générale de la Baie. Cependant, les apports fluviaux, qui montrent une variabilité

importante entre les flux d'étiage et de crues, seront difficilement représentés de façon prévisionnelle. Les bassins versants des fleuves étant urbanisés et gérés pour réguler les apports d'eau, la quantification des flux solides reste difficile. L'amélioration des connaissances des bassins hydro-géologiques et du fonctionnement des fleuves permettrait de ce fait d'améliorer les forçages fluviaux.

Amélioration du modèle et prévision à long terme

Cette étude a permis d'établir les bases d'un outil prévisionnel de dispersion de contamination, en exposant les processus globaux dans la dynamique de la Baie. Certains demanderaient cependant à être étudiés davantage pour mettre en place un modèle de prévision à long terme. En effet, en cas de contamination accidentelle du milieu marin, la concentration des radionucléides dissous montre qu'à l'échelle hebdomadaire, la grande majorité de la contamination a été dispersée. Cependant, les radionucléides adsorbés à la phase particulaire pourraient être piégés dans le sédiment. Les processus de dépôt et d'érosion demandent à être étudiés plus en avant afin d'estimer le devenir de la contamination à long terme. Une étude concernant les processus de dépôt et de remobilisation est donc nécessaire pour estimer le devenir à long terme d'une telle contamination. L'impact des vagues dans la Grande Rade demande à être étudiée davantage. La fraction sableuse plus importante dans les zones plus exposées indique une remobilisation probable due à l'action des vagues, qui n'a pu être mise en évidence dans cette étude.

Bien que le modèle actuel, avec une résolution horizontale de 100 m, décrive correctement la dynamique générale de la Rade, une meilleure représentation des processus dans certaines zones comme les sous-bassins portuaires de la Petite Rade et la Baie du Lazaret demanderait un maillage plus fin.

L'activité portuaire liée à la présence de nombreux navires de croisière et de transport engendre aussi une dynamique des sédiments du fond de la Petite Rade, non prise en compte dans cette étude. La remobilisation provoquée par le passage et la propulsion des moteurs de ces embarcations semble influencer la turbidité dans le port. Par ailleurs, le suivi d'activités de dragage pourrait permettre de valider la dispersion des sédiments remobilisés, *via* des mesures de turbidité menées pendant et après l'opération.

Références

Aberle, J., Nikora, V. et Walters, R. (2004). *Effects of bed material properties on cohesive sediment erosion*. Marine Geology 207(1-4): 83-93.

Abril, J.M. et Fraga, E. (1996). *Some physical and chemical features of the variability of kd distribution coefficients for radionuclides*. Journal of Environmental Radioactivity 30(3): 253-270.

Albérola, C. et Millot, C. (2003). *Circulation in the French mediterranean coastal zone near Marseilles: the influence of wind and the Northern Current*. Continental Shelf Research 23(6): 587-610.

Aldridge, J.N., Kershaw, P., Brown, J., McCubbin, D., Leonard, K.S. et Young, E.F. (2003). *Transport of plutonium (239/240Pu) and caesium (137Cs) in the Irish Sea: comparison between observations and results from sediment and contaminant transport modelling*. Continental Shelf Research 23(9): 869-899.

Amos, C.L., Umgieser, G., Ferrarin, C., Thompson, C.E.L., Whitehouse, R.J.S., Sutherland, T.F. et Bergamasco, A. (2010). *The erosion rates of cohesive sediments in Venice lagoon, Italy*. Continental Shelf Research 30(8): 859-870.

André, G., Garreau, P. et Fraunie, P. (2009). *Mesoscale slope current variability in the Gulf of Lions. Interpretation of in-situ measurements using a three-dimensional model*. Continental Shelf Research 29(2): 407-423.

Antonelli, C., Eyrolle, F., Rolland, B., Provansal, M. et Sabatier, F. (2008). *Suspended sediment and 137Cs fluxes during the exceptional December 2003 flood in the Rhone River, southeast France*. Geomorphology 95(3-4): 350-360.

Ardhuin, F., Bertotti, L., Bidlot, J.-R., Cavaleri, L., Filipetto, V., Lefevre, J.-M. et Wittmann, P. (2007). *Comparison of wind and wave measurements and models in the Western Mediterranean Sea*. Ocean Engineering 34(3-4): 526-541.

Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A.V., Filipot, J.-F., Magne, R., Roland, A., van der Westhuysen, A., Queffelec, P., Lefevre, J.-M., Aouf, L. et Collard, F. (2010). *Semi-empirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I: Definition, Calibration, and Validation*. Journal of Physical Oceanography 40(9): 1917-1941.

Arnaud, M., Charmasson, S. et Barker, E. (2002). *Etat radioécologique de l'environnement marin de l'aire toulonnaise. Etude du compartiment sédimentaire (Campagne SIAT 2001)*. IRSN/DPRE/SERNAT 2002-14, 33 pages.

Arnaud, M., Charmasson, S., Thébault, H. et Barker, E. (2000). *Etat radioécologique de l'environnement marin de l'aire toulonnaise. Etude du compartiment sédimentaire. (Campagne SIAT 2000)*. IPSN/DPRE/SERNAT 2000-27, 26 pages.

Assinder, D.J., Kelly, M. et Aston, S.R. (1985). *Tidal variations in dissolved and particulate phase radionuclide activities in the Esk estuary, England, and their distribution coefficients and particulate activity fractions*. Journal of Environmental Radioactivity 2(1): 1-22.

Bailly du Bois, P. (1996). *Mapping of water masses in the North Sea using radioactive tracers*. Endeavour 20(1): 2-7.

Bailly du Bois, P. et Dumas, F. (2005). *Fast hydrodynamic model for medium- and long-term dispersion in seawater in the English Channel and southern North Sea, qualitative and quantitative validation by radionuclide tracers*. Ocean Modelling 9(2): 169-210.

Bailly du Bois, P., Laguionie, P., Boust, D., Korsakissok, I., Didier, D. et Fiévet, B. (2012). *Estimation of marine source-term following Fukushima Dai-ichi accident*. Journal of Environmental Radioactivity 114(0): 2-9.

Bernard, G., Denis, J., Deneux, F., Belsher, T., Sauzade, D., Boudouresque, C.F., Charbonnel, E., Emery, E., Herve, G. et Bonhomme, P. (2001). *Etude et cartographie des biocénoses de la Rade de Toulon. Rapport de synthèse final*. IFREMER / GIS Posidonie, 150 pages.

Bertrand-Krajewski, J.-L., Laplace, D., Joannis, C. et Chebbo, G. (2000). Mesures en hydrologie urbaine et assainissement, Ted&Doc - Lavoisier.

Bever, A.J. et Harris, C.K. (2013). *Storm and fair-weather driven sediment-transport within Poverty Bay, New Zealand, evaluated using coupled numerical models*. Continental Shelf Research(0).

Bever, A.J. et MacWilliams, M.L. (2013). *Simulating sediment transport processes in San Pablo Bay using coupled hydrodynamic, wave, and sediment transport models*. Marine Geology 345(0): 235-253.

Bourrin, F. (2007). *Variabilité et devenir des apports sédimentaires par les fleuves côtiers : cas du système Têt-Littoral roussillonnais dans le Golfe du Lion*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan, 305 pages.

Calmet, D., Charmasson, S., Gontier, G., Meinesz, A. et Boudouresque, C.F. (1991). *Chernobyl radionuclides in the Mediterranean seagrass Posidonia oceanica, 1986-1987*. Journal of Environmental Radioactivity 13(2): 157-173.

Cappucci, S., Amos, C.L., Hosoe, T. et Umgiesser, G. (2004). *SLIM: a numerical model to evaluate the factors controlling the evolution of intertidal mudflats in Venice Lagoon, Italy*. Journal of Marine Systems 51(1-4): 257-280.

CETMEF (2001). *Hydraulique des cours d'eau. La théorie et sa mise en pratique*. Centre d'Etude Techniques Meritimes et Fluviales/D. V. N. e. E. G. d. H. fluviale, 61 pages.

Charland, J. (2011). *Etude des résultats du modèle hydrosédimentaire mis en place sur la Rade de Toulon*. ISITV Stage de fin d'étude, 63 pages.

Charmasson, S. (1999). *Niveaux de radioactivité dans l'environnement de l'aire toulonnaise*. IPSN/DPRE/SERNAT 99-9, 13 pages.

Charmasson, S. et Arnaud, M. (2000). *Etat radioécologique de l'environnement marin de l'aire toulonnaise. Etude du compartiment sédimentaire*. IPSN/DRPE/SERNAT 2000-19, 27 pages.

Chino, M., Nakayama, H., Nagai, H., Terada, H., Katata, G. et Yamazawa, H. (2011). *Preliminary Estimation of Release Amounts of ¹³¹I and ¹³⁷Cs Accidentally Discharged from the Fukushima Daiichi Nuclear Power Plant into the Atmosphere*. Journal of Nuclear Science and Technology 48(7): 1129-1134.

Coraci, E., Umgiesser, G. et Zonta, R. (2007). *Hydrodynamic and sediment transport modelling in the canals of Venice (Italy)*. Estuarine, Coastal and Shelf Science 75(1-2): 250-260.

Coudé-Gaussen, G. (1991). Les poussières sahariennes, John Libbey Eurotext.

Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J., Rabier, F. et Rochas, M. (1991). The arpege project at Meteo-France. ECMWF seminar proceedings.

Dahlgaard, H. (1995). *Radioactive tracers as a tool in coastal oceanography: An overview of the MAST-52 project*. Journal of Marine Systems 6(5-6): 381-389.

Delhez, E.J.M., Heemink, A.W. et Deleersnijder, E. (2004). *Residence time in a semi-enclosed domain from the solution of an adjoint problem*. Estuarine Coastal and Shelf Science 61(4): 691-702.

Déqué, M., Drevet, C., Braun, A. et Cariolle, D. (1994). *The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling*. Climate Dynamics 10(4-5): 249-266.

Déqué, M. et Piedelievre, J.P. (1995). *High resolution climate simulation over Europe*. Climate Dynamics 11(6): 321-339.

Douillet, P., Ouillon, S. et Cordier, E. (2001). *A numerical model for fine suspended sediment transport in the southwest lagoon of New Caledonia*. Coral Reefs 20(4): 361-372.

Ducros, L. (2014). *Quantification et qualification des apports solides et liquides de deux fleuves côtiers Méditerranéens*. IRSN/LERCM - Université Montpellier 1, 69 pages.

Duffa, C., Dufois, F. et Coudray, S. (2011). *An operational model to simulate post-accidental radionuclide transfers in Toulon marine area: preliminary development*. Ocean Dynamics 61(11): 1811-1821.

Dufois, F. (2008). *Modélisation du transport particulaire dans le Golfe du Lion en vue d'une application au devenir des traceurs radioactifs issus du Rhône*. Thèse de doctorat, Université du Sud Toulon Var, 409 pages.

Dufois, F., Verney, R., Le Hir, P., Dumas, F. et Charmasson, S. (2014). *Impact of winter storms on sediment erosion in the Rhone River prodelta and fate of sediment in the Gulf of Lions (North Western Mediterranean Sea)*. Continental Shelf Research 72(0): 57-72.

Dufresne, C., Duffa, C. et Rey, V. (2014). *Wind-forced circulation model and water exchanges through the channel in the Bay of Toulon*. Ocean Dynamics 64(2): 209-224.

EauFrance. *L'eau dans le bassin Rhône-Méditerranée*. 2014, [en ligne] <http://www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr/>.

Erikson, L.H., Wright, S.A., Elias, E., Hanes, D.M., Schoellhamer, D.H. et Largier, J. (2013). *The use of modeling and suspended sediment concentration measurements for quantifying net suspended sediment transport through a large tidally dominated inlet*. Marine Geology 345(0): 96-112.

Estournel, C., Bosc, E., Bocquet, M., Ulses, C., Marsaleix, P., Winiarek, V., Osvath, I., Nguyen, C., Duhaut, T., Lyard, F., Michaud, H. et Auclair, F. (2012). *Assessment of the amount of cesium-137 released into the Pacific Ocean after the Fukushima accident and analysis of its dispersion in Japanese coastal waters*. Journal of Geophysical Research: Oceans 117(C11): C11014.

Fabri, M.C., Pedel, L., Beuck, L., Galgani, F., Hebbeln, D. et Freiwald, A. (2014). *Megafauna of vulnerable marine ecosystems in French mediterranean submarine canyons: Spatial distribution and anthropogenic impacts*. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 104(0): 184-207.

Ferré, B., Durrieu de Madron, X., Estournel, C., Ulses, C. et Le Corre, G. (2008). *Impact of natural (waves and currents) and anthropogenic (trawl) resuspension on the export of particulate matter to the open ocean: Application to the Gulf of Lion (NW Mediterranean)*. Continental Shelf Research 28(15): 2071-2091.

Ferré, B., Guizien, K., Durrieu de Madron, X., Palanques, A., Guillén, J. et Grémare, A. (2005). *Fine-grained sediment dynamics during a strong storm event in the inner-shelf of the Gulf of Lion (NW Mediterranean)*. Continental Shelf Research 25(19-20): 2410-2427.

Fonseca, M.S. et Cahalan, J.A. (1992). *A preliminary evaluation of wave attenuation by four species of seagrass*. Estuarine, Coastal and Shelf Science 35(6): 565-576.

Fonseca, M.S., Fisher, J.S., Zieman, J.C. et Thayer, G.W. (1982). *Influence of the seagrass, *Zostera marina* L., on current flow*. Estuarine, Coastal and Shelf Science 15(4): 351-364.

Gacia, E. et Duarte, C.M. (2001). *Sediment Retention by a Mediterranean *Posidonia oceanica* Meadow: The Balance between Deposition and Resuspension*. Estuarine, Coastal and Shelf Science 52(4): 505-514.

Gaspar, P., Gregoris, Y. et Lefevre, J.M. (1990). *A Simple Eddy Kinetic-Energy Model for Simulations of the Oceanic Vertical Mixing - Tests at Station Papa and Long-Term Upper Ocean Study Site*. Journal of Geophysical Research-Oceans 95(C9): 16179-16193.

Geernaert, G.L., Larsen, S.E. et Hansen, F. (1987). *Measurements of the Wind Stress, Heat Flux, and Turbulence Intensity During Storm Conditions Over the North Sea. I*. Geophys. Res. 92(C12): 13127-13139.

Goudie, A.S. et Middleton, N.J. (2001). *Saharan dust storms: nature and consequences*. Earth-Science Reviews 56(1-4): 179-204.

Grabowski, R.C., Droppo, I.G. et Wharton, G. (2011). *Erodibility of cohesive sediment: The importance of sediment properties*. Earth-Science Reviews 105(3-4): 101-120.

Guihou, K. (2013). *Etude de la dynamique du Courant Nord au large de Toulon, à l'aide de simulations numériques, observation in situ et données satellites*. Thèse de doctorat, Université de Toulon, 200 pages.

Holzer, M. et Hall, T.M. (2000). *Transit-time and tracer-age distributions in geophysical flows*. Journal of the Atmospheric Sciences 57(21): 3539-3558.

Horowitz, A.J. (2014). *A cautionary tale for environmental monitoring : Are we really measuring what we think, and if so, are we doing it right?* IASWS 2014 Symposium. Grahamstow, Afrique du Sud.

IAEA (2004). Sediment distribution coefficients and concentration factors for the biota in the marine environment. Vienne, Agence Internationale d'Energie Atomique, AIEA.

Iosjpe, M., Reistad, O. et Amundsen, I.B. (2009). *Radioecological consequences of a potential accident during transport of spent nuclear fuel along an Arctic coastline*. Journal of Environmental Radioactivity 100(2): 184-191.

Jeudy de Grissac, A. et Boudouresque, C.F. (1985). Rôles des herbiers de phanérogames marines dans les mouvements des sédiments côtiers : les herbiers à *Posidonia oceanica*. Colloque Franco-Japonais d'océanographie. Marseille: 143-151.

Jeudy de Grissac, A. et Tiné, J. (1980). *Géologie et sédimentologie littorale et marine de l'aire toulonnaise*. Marine Nationale Bureau d'étude anti-pollution, 254 pages.

Jouan, M., Garreau, P. et Raillard, O. (2001). *Elaboration d'une plate-forme de modélisation en Méditerranée: application à la Rade de Toulon*. Ifremer, 117 pages.

Jouon, A., Douillet, P., Ouillon, S. et Fraunié, P. (2006). *Calculations of hydrodynamic time parameters in a semi-opened coastal zone using a 3D hydrodynamic model*. Continental Shelf Research 26(12-13): 1395-1415.

Kawamura, H., Kobayashi, T., Furuno, A., Usui, N. et Kamachi, M. (2014). *Numerical simulation on the long-term variation of radioactive cesium concentration in the North Pacific due to the Fukushima disaster*. Journal of Environmental Radioactivity 136(0): 64-75.

Kofuji, H. et Inoue, M. (2013). *Temporal variations in ¹³⁴Cs and ¹³⁷Cs concentrations in seawater along the Shimokita Peninsula and the northern Sanriku coast in northeastern Japan, one year after the Fukushima Dai-ichi Nuclear Power Plant accident*. Journal of Environmental Radioactivity 124(0): 239-245.

Kombiadou, K., Ganthly, F., Verney, R., Plus, M. et Sottolichio, A. (2014). *Modelling the effects of *Zostera noltei* meadows on sediment dynamics: application to the Arcachon lagoon*. Ocean Dynamics 64(10): 1499-1516.

Lamarque, T. (2014). *Etablissement d'une courbe de tarage des débits du cours d'eau du Las. Spélé-H2O*, 103 pages.

Lansard, B. (2005). *Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du prodelta du Rhône (Méditerranée Nord-Occidentale)*. Thèse de doctorat, Université de la Méditerranée Aix-Marseille II, 279 pages.

Large, W.G. et Pond, S. (1981). *Open ocean momentum flux measurement in moderate to strong winds*. Journal of Physical Oceanography 11: 324-336.

Lazure, P. et Dumas, F. (2008). *An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS)*. Advances in Water Resources 31(2): 233-250.

Le Hir, P., Cayocca, F. et Waeles, B. (2011). *Dynamics of sand and mud mixtures: A multiprocess-based modelling strategy*. Continental Shelf Research Proceedings of the 9th International Conference on Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport Processes 31(10, Supplement): S135-S149.

Lindahl, P., Lee, S.-H., Worsfold, P. et Keith-Roach, M. (2010). *Plutonium isotopes as tracers for ocean processes: A review*. Marine Environmental Research 69(2): 73-84.

-
- Lopes, J.F., Dias, J.M. et Dekeyser, I. (2006). *Numerical modelling of cohesive sediments transport in the Ria de Aveiro lagoon, Portugal*. Journal of Hydrology 319(1-4): 176-198.
- Lumborg, U. (2005). *Modelling the deposition, erosion, and flux of cohesive sediment through Øresund*. Journal of Marine Systems 56(1-2): 179-193.
- Lumborg, U. et Windelin, A. (2003). *Hydrography and cohesive sediment modelling: application to the Rømø Dyb tidal area*. Journal of Marine Systems 38(3-4): 287-303.
- Madsen, J.D., Chambers, P.A., James, W.F., Koch, E.W. et Westlake, D.F. (2001). The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. Hydrobiologia, Springer Netherlands. 444: 71-84.
- Marion, C. (2010). *Dynamique et bilans des transferts particuliers de radioélément d'origine anthropique et naturelle dans le Golfe du Lion : cas particulier des apports rhodaniens*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan Via Domitia, 435 pages.
- Marmain, J. (2013). *Circulation côtière en Méditerranée Nord Occidentale: courantométrie par radar HF et couplage avec un modèle numérique*. Thèse de doctorat, Université de Toulon, 206 pages.
- Martin, J.-M., Elbaz-Poulichet, F., Guieu, C., Loÿe-Pilot, M.-D. et Han, G. (1989). *River versus atmospheric input of material to the mediterranean sea: an overview*. Marine Chemistry 28(1-3): 159-182.
- Masson, O., Piga, D., Gurriaran, R. et D'Amico, D. (2010). *Impact of an exceptional Saharan dust outbreak in France: PM10 and artificial radionuclides concentrations in air and in dust deposit*. Atmospheric Environment 44(20): 2478-2486.
- Maurel, P., Courbon, P., Lamarque, T., Anthony, B., Blanc, J.-J., Garronne, C., Le Guellec, G., Mateo, J., Milesi, P., Sabatier, L. et Tardy, A.-J. (2008). Le Las : Une rivière dans la Ville, Val d'As.
- Millot, C., Broyard, R., Metais, O. et Tine, J. (1981). *Les oscillations propres de la rade de Toulon*. Oceanologica Acta 4(3): 259-262.
- Min, B.-I., Periañez, R., Kim, I.-G. et Suh, K.-S. (2013). *Marine dispersion assessment of 137Cs released from the Fukushima nuclear accident*. Marine Pollution Bulletin 72(1): 22-33.
- Mitchener, H. et Torfs, H. (1996). *Erosion of mud/sand mixtures*. Coastal Engineering 29(1-2): 1-25.
- Nicolau, R. (2005). *Caractérisation et quantification des transferts dus aux petites rivières côtières méditerranéennes*. Thèse de doctorat, Université Sud Toulon Var, 143 pages.
- Nicolau, R., Galera-Cunha, A. et Lucas, Y. (2006). *Transfer of nutrients and labile metals from the continent to the sea by a small Mediterranean river*. Chemosphere 63(3): 469-476.
- Nicolau, R., Lucas, Y., Merdy, P. et Raynaud, M. (2012). *Base flow and stormwater net fluxes of carbon and trace metals to the Mediterranean sea by an urbanized small river*. Water Research Special Issue on Stormwater in urban areas 46(20): 6625-6637.
- Nicolle, A., Garreau, P. et Liorzou, B. (2009). *Modelling for anchovy recruitment studies in the Gulf of Lions (Western Mediterranean Sea)*. Ocean Dynamics 59(6): 953-968.

Novaes, C. (2014). *Etude du fonctionnement d'un cours d'eau urbain en contexte karstique pour la prise en compte de l'aléa inondation – Le Las (Toulon)*. CEREGE, 36 pages.

Otosaka, S. et Kobayashi, T. (2012). *Sedimentation and remobilization of radiocesium in the coastal area of Ibaraki, 70 km south of the Fukushima Dai-ichi Nuclear Power Plant*. Environmental Monitoring and Assessment DO - 10.1007/s10661-012-2956-7: 1-15 LA - English.

Pairaud, I.L., Gatti, J., Bensoussan, N., Verney, R. et Garreau, P. (2011). *Hydrology and circulation in a coastal area off Marseille: Validation of a nested 3D model with observations*. Journal of Marine Systems 88(1): 20-33.

Panagiotopoulos, I., Voulgaris, G. et Collins, M.B. (1997). *The influence of clay on the threshold of movement of fine sandy beds*. Coastal Engineering 32(1): 19-43.

Periáñez, R. (2004). *On the sensitivity of a marine dispersion model to parameters describing the transfers of radionuclides between the liquid and solid phases*. Journal of Environmental Radioactivity 73(1): 101-115.

Periáñez, R. (2005). *Modelling the dispersion of radionuclides by a river plume: Application to the Rhone river*. Continental Shelf Research 25(12-13): 1583-1603.

Periáñez, R. (2008). *A modelling study on ¹³⁷Cs and ^{239,240}Pu behaviour in the Alborán Sea, western Mediterranean*. Journal of Environmental Radioactivity 99(4): 694-715.

Periáñez, R. (2009). *Environmental modelling in the Gulf of Cadiz: Heavy metal distributions in water and sediments*. Science of The Total Environment 407(10): 3392-3406.

Periáñez, R., Absi, A., Villa, M., Moreno, H.P. et Manjón, G. (2005). *Self-cleaning in an estuarine area formerly affected by ²²⁶Ra anthropogenic enhancements: numerical simulations*. Science of The Total Environment 339(1-3): 207-218.

Periáñez, R., Hierro, A., Bolívarb, J.P. et Vaca, F. (2012a). *The geochemical behavior of natural radionuclides in coastal waters: A modeling study for the Huelva estuary*. Journal of Marine Systems(0).

Periáñez, R., Suh, K.-S. et Min, B.-I. (2012b). *Local scale marine modelling of Fukushima releases. Assessment of water and sediment contamination and sensitivity to water circulation description*. Marine Pollution Bulletin 64(11): 2333-2339.

Phillips, J.M., Russell, M.A. et Walling, D.E. (2000). *Time-integrated sampling of fluvial suspended sediment: a simple methodology for small catchments*. Hydrological Processes 14(14): 2589-2602.

Pirovano, G., Coll, I., Bedogni, M., Alessandrini, S., Costa, M.P., Gabusi, V., Lasry, F., Menut, L. et Vautard, R. (2007). *On the influence of meteorological input on photochemical modelling of a severe episode over a coastal area*. Atmospheric Environment 41(30): 6445-6464.

Povinec, P.P., Bailly du Bois, P., Kershaw, P.J., Nies, H. et Scotto, P. (2003). *Temporal and spatial trends in the distribution of ¹³⁷Cs in surface waters of Northern European Seas—a record of 40 years of investigations*. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 50(17-21): 2785-2801.

Regüés, D. et Nadal-Romero, E. (2013). *Uncertainty in the evaluation of sediment yield from badland areas: Suspended sediment transport estimated in the Araguás catchment (central Spanish Pyrenees)*. CATENA 106(0): 93-100.

Schaeffer, A. (2011). *Impact du vent sur la circulation hydrodynamique dans le Golfe du Lion : modélisation haute résolution*. Thèse de doctorat, Université Sud Toulon Var, 245 pages.

SIAT (1998). *Contrat de Baie Rade de Toulon - Dossier préalable*. Syndicat Intercommunal de l'Aire Toulonnaise, 210 pages.

Smagorinsky, J. (1963). *General circulation experiments with the primitive equations*. Monthly Weather Review 91(3): 99-164.

Smith, S.D. et Banke, E.G. (1975). *Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 101(429): 665-673.

Soulsby, R. (1997). Dynamics of Marine Sands: A Manual for Practical Applications, Telford.

Stramski, D., Boss, E., Bogucki, D. et Voss, K.J. (2004). *The role of seawater constituents in light backscattering in the ocean*. Progress in Oceanography 61(1): 27-56.

Tattersall, G.R., Elliott, A.J. et Lynn, N.M. (2003). *Suspended sediment concentrations in the Tamar estuary*. Estuarine, Coastal and Shelf Science 57(4): 679-688.

Terrados, J. et Duarte, C.M. (2000). *Experimental evidence of reduced particle resuspension within a seagrass (*Posidonia oceanica* L.) meadow*. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 243(1): 45-53.

Tessier, C. (2006). *Caractérisation et dynamique des turbidités en zones côtières : l'exemple de la région marine Bretagne Sud*. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 399 pages.

Tessier, E., Garnier, C., Mullot, J.-U., Lenoble, V., Arnaud, M., Raynaud, M. et Mounier, S. (2011). *Study of the spatial and historical distribution of sediment inorganic contamination in the Toulon bay (France)*. Marine Pollution Bulletin 62(10): 2075-2086.

Thomas, A.J. (1997). *Input of artificial radionuclides to the Gulf of Lions and tracing the Rhône influence in marine surface sediments*. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 44(3-4): 577-595.

Tiné, J., Martano, G., Cabilic, J. et Jeudy de Grissac, A. (1981). *Hydrodynamisme en Rade Abri de Toulon*. Ministere de la Défense Marine Nationale, pages.

Tolman, H.L. (2008). *A mosaic approach to wind wave modeling*. Ocean Modelling 25(1-2): 35-47.

Tsumune, D., Tsubono, T., Aoyama, M. et Hirose, K. (2012). *Distribution of oceanic ¹³⁷Cs from the Fukushima Dai-ichi Nuclear Power Plant simulated numerically by a regional ocean model*. Journal of Environmental Radioactivity 111(0): 100-108.

Ueda, S., Hasegawa, H., Kakiuchi, H., Akata, N., Ohtsuka, Y. et Hisamatsu, S.i. (2013). *Fluvial discharges of radiocaesium from watersheds contaminated by the Fukushima Dai-ichi Nuclear Power Plant accident, Japan*. Journal of Environmental Radioactivity 118(0): 96-104.

Ulses, C. (2005). *Dynamique océanique et transport de la matière particulaire dans le Golfe du Lion: crue, tempête et période hivernale*. Thèse de doctorat, Université Toulouse III, 249 pages.

Ulses, C., Estournel, C., Durrieu de Madron, X. et Palanques, A. (2008). *Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods*. Continental Shelf Research 28(15): 2048-2070.

UNESCO (1981). *Background papers and supporting data on the international equation of state of sea water 1980*. UNESCO Technical Papers in Marine Science 38: 192.

van Ledden, M., van Kesteren, W.G.M. et Winterwerp, J.C. (2004). *A conceptual framework for the erosion behaviour of sand–mud mixtures*. Continental Shelf Research 24(1): 1-11.

van Leussen, W. (1994). *Estuarine macroflocs and their role in fine-grained sediment transport*. Thèse de doctorat, Université d'Utrecht, 488 pages.

Vericat, D. et Batalla, R.J. (2010). *Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream*. CATENA 82(2): 77-86.

Verney, R. (2006). *Processus de contrôle de la dynamique des sédiments cohésifs. Mesures in situ, mesures expérimentales et modélisation : application à l'estuaire de Seine*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 323 pages.

Verney, R., Jany, C., Thouvenin, B., Pairaud, I.L., Vousdoukas, M., Pinazo, C., Arduin, F. et Cann, P. (2013). *Sediment transport in the Bay of Marseille : Role of Extreme Events*. Coastal Dynamics 2013, Arcachon.

Waeles, B., Le Hir, P., Lesueur, P. et Delsinne, N. (2007). *Modelling sand/mud transport and morphodynamics in the Seine river mouth (France): an attempt using a process-based approach*. Hydrobiologia, Springer Netherlands. 588: 69-82.

Ward, L.G., Michael Kemp, W. et Boynton, W.R. (1984). *The influence of waves and seagrass communities on suspended particulates in an estuarine embayment*. Marine Geology 59(1-4): 85-103.

Wass, P.D., Marks, S.D., Finch, J.W., Leeks, G.J.L. et Ingram, J.K. (1997). *Monitoring and preliminary interpretation of in-river turbidity and remote sensed imagery for suspended sediment transport studies in the Humber catchment*. Science of The Total Environment 194(0): 263-283.

Winterwerp, J.C. et van Kesteren, W.G.M. (2004). *Introduction to the Physics of Cohesive Sediment Dynamics in the Marine Environment*, Elsevier.

Zabaleta, A., Martínez, M., Uriarte, J.A. et Antigüedad, I. (2007). *Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country*. CATENA 71(1): 179-190.

Liste des Figures

Figure I-1 : Situation de la Rade de Toulon et le port militaire (en rouge).....	6
Figure I-2 : Carte du relief de la région toulonnaise. (source : IGN/Région PACA).	7
Figure I- 3 : Bassins versants de l'Eygoutier (vert) et du Las (orange).	9
Figure I- 4 : Proportion (%) de particules fines ($D < 63 \mu\text{m}$) dans les sédiments de la Rade de Toulon (d'après Arnaud <i>et al.</i> (2000))......	12
Figure II-1 : Représentation des niveaux sigma (bleu) pour une bathymétrie variable (noir)....	26
Figure II- 2: Emprise et bathymétrie (m) de la configuration de la Rade de Toulon	29
Figure II- 3 : Points de relevés bathymétriques initiaux du SHOM (bleu) et IRSN (rouge).....	30
Figure II- 4 : Coefficients de frottement (Cd) de la couche de surface en fonction de l'intensité du vent (W , en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) paramétrés par Large & Pond (en rouge), par Smith & Banke (en bleu) et par Geernaert <i>et al.</i> (en vert).....	32
Figure II- 5 : Exemple d'OBC de température ($^{\circ}\text{C}$) à la frontière Sud du domaine numérique de la Rade de Toulon.....	33
Figure II- 6 : Schéma du mouillage et du fonctionnement de l'ADCP.	34
Photo II- 1 : ADCP fixé dans le cardan dans le flotteur de la cage.	35
Photo II- 2 : Ensemble de batterie supplémentaire et largueur acoustique de la base de la cage..	35
Figure II- 7 : Positions des mouillages ADCP (Chenal en bleu, Cap Cépet en rouge, Cap Carqueiranne en violet), de la station météorologique Toulon-La Mitre (croix noire) et du marégraphe (carré noir). Le trait pointillé bleu correspond à la section verticale du chenal utilisée pour le calcul du temps d'échange de la Petite Rade et le trait pointillé rouge à la section verticale de la frontière sud utilisée pour le calcul du temps d'échange de la Grande Rade (<i>cf.</i> section III-5.1).	36
Figure II- 8 : Evolution temporelle des courants de surface (a, c, e) et de fond (b, d, f) modélisés par Mistral, dont l'intensité et la direction sont représentées par le trait noir, le 15 mai 2012 à 9h30 (a, b), le 15 mai 2012 à 12h30 (c, d) et le 16 mai 2012 à 6h30 (e, f). L'échelle de couleur représente l'intensité du courant ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et les flèches blanches la direction. Les points colorés marquent la position des mouillages ADCP.....	40
Figure II- 9 : Coupe verticale Ouest-Est de la frontière Sud de la Grande Rade représentant les composantes méridiennes du courant ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) le 16 mai 2012 à 6h30 et la position des ADCP des Caps Cépet et Carqueiranne (flèches blanches).	41
Figure II- 10 : Coupes verticales Sud-Nord de la température ($^{\circ}\text{C}$) le 15 mai 2012 à 9h30 (a), le 15 mai 2012 à 12h30 (b), le 16 mai 2012 à 00h30 (c) et le 16 mai 2012 à 6h30 (d). Les traits noirs représentent la composante méridienne du courant et les flèches noires marquent les positions des ADCP.....	41
Figure II- 11 : Evolution temporelle des courants de surface (a, c, e, g) et de fond (b, d, f, h) modélisés par Vent d'Est, dont l'intensité et la direction sont représentées par le trait noir, le 19 mai 2012 à 3h30 (a, b), le 19 mai 2012 à 9h30 (c, d), le 19 mai 2012 à 12h30 (e, f) et le 20 mai 2012 à 18h30 (g, h). L'échelle de couleur représente l'intensité du courant ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et les flèches blanches sa direction.....	43
Figure II- 12 : Coupe verticale Ouest-Est de la frontière Sud de la Grande Rade représentant les composantes méridiennes du courant ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) le 19 mai 2012 à 12h30 et la position des ADCP des Caps Cépet et Carqueiranne (flèches blanches).	44
Figure II- 13 : Coupes verticales Sud-Nord de la température ($^{\circ}\text{C}$) le 19 mai 2012 à 3h30 (a), le 19 mai 2012 à 12h30 (b), le 19 mai 2012 à 18h30 (c) et le 20 mai 2012 à 15h30 (d). Les traits	

noirs représentent la composante méridienne du courant et les flèches noires marquent les positions des ADCP.....	44
Figure II- 14 : Roses des courants à un mètre sous la surface (a,c) et à deux mètres au-dessus du fond (b,d) enregistrées aux positions 1 (a,b) l'été et 2 (c,d) l'hiver.....	46
Figure II- 15 : Profil verticaux des intensités moyennes ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) dans le chenal à la position 1 en été (trait plein) et à la position 2 en hiver (pointillé).....	47
Figure II- 16 : Evolution temporelle des intensités ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et directions du vent (a), de l'intensité du courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) (b) et de la direction du courant (c) pour l'été 2009 dans le chenal de navigation. Les épisodes de vent fort ($>5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont mis en évidence par des boites (bleues pour le Mistral, orangées pour le Vent d'Est).....	48
Figure II- 17 : Evolution temporelle des intensités ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et directions du vent (a), de l'intensité du courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) (b) et de la direction du courant (c) en février 2010 dans le chenal de navigation. Les épisodes de vent fort ($>5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont mis en évidence par des boites (bleues pour le Mistral, orangées pour le Vent d'Est).....	49
Figure II- 18 : Profil verticaux des intensités moyennes ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) au Cap Cépet (rouge) et Cap Carqueiranne (violet) en été (trait continu) et hiver (trait pointillé).....	50
Figure II- 19 : Roses de courant enregistrées entre juin et septembre 2011 (a,b) et entre janvier et avril 2012 (c,d), à un mètre sous la surface (a,c) et à deux mètres au-dessus du fond (b,d).	51
Figure II- 20 : Evolution temporelle de l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et de la direction du vent (a) ; de l'intensité ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) du courant au Cap Cépet (b) ; de la direction du courant au Cap Cépet (c) ; de l'intensité ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) du courant au Cap Carqueiranne (d) et de la direction du courant au Cap Carqueiranne (e). Les épisodes de vent fort ($>5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont mis en évidence par des boites (bleues pour le Mistral, orange pour le Vent d'Est).....	53
Figure II- 21 : Evolution temporelle de l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et de la direction du vent (a) ; de l'intensité de courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) au Cap Cépet (b) ; de la direction de courant au Cap Cépet (c) ; de l'intensité de courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) au Cap Carqueiranne (d) et de la direction de courant au Cap Carqueiranne (e). Les épisodes de vent fort ($>5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont mis en évidence par des boites (bleues pour le Mistral, orange pour le Vent d'Est).....	54
Figure II- 22 : Corrélation entre l'intensité du courant de surface ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) et la force du vent ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) dans le Chenal (bleu), au Cap Cépet (rouge) et au Cap de Carqueiranne (violet) a) pour l'été et b) en hiver.....	55
Figure II- 23 : Exemple d'inversion du courant au Cap Carqueiranne en fonction du vent entre le 8 et 11 avril 2012 : a) intensité du courant ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) b) direction du courant et c) vitesse ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et direction du vent.	56
Figure II- 24 : Comparaison modèle/mesures a) des données de vent enregistrées par MétéoFrance (rouge) et simulées par MM5 (bleu) et b) des données de courants enregistrées par l'ADCP (rouge) et modélisées avec MARS3D (bleu) pour l'été 2009. Les boites mettent en évidence les épisodes de Mistral (bleu) et Vent d'Est (orange) forts ($>5\text{ms}^{-1}$).....	58
Figure II- 25 : Ecart ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) entre intensités de courant mesurées et simulées pour l'été 2009.	59
Figure II- 26 : Comparaison modèle/mesures des intensités (a) et directions (b) du vent, modélisées par MM5 (bleu) et enregistrées par Météo-France (rouge) et des courants (c) enregistrés par l'ADCP (rouge) et modélisés par MARS3D (bleu) en mai 2012 au Cap Carqueiranne. Les boites mettent en évidence les épisodes de Mistral (bleu) et Vent d'Est (orange) forts ($>5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).....	60

Figure II- 27 : Evolution temporelle de la température (°C) a) modélisée sur la colonne d'eau à la position 1 de l'ADCP du chenal et b) modélisée par MARS3D (bleu) et mesurée par l'ADCP (rouge) à 2 m au dessus du fond.....	62
Figure II- 28 : Evolution temporelle des intensités (a) et directions (b) du vent modélisées par MM5 (bleu) et enregistrées par Météo-France (rouge) et de la température (c) enregistrée par l'ADCP (rouge) et simulée par MARS3D (bleu) à 2 m au-dessus du fond en mai 2012 au Cap Carqueiranne.	63
Figure II- 29 : Elévation du niveau de mer (m) enregistrée par l'ADCP du chenal de navigation en position 1 (rouge) et par le marégraphe (noir) et modélisé par MARS3D (bleu). Les épisodes de vent forts (>5 ms ⁻¹) sont mis en évidence par les boites bleues (Mistral) et orange (Vent d'Est).	64
Figure II- 30 : Roses des vents enregistrés à la Station MétéoFrance (gauche) et modélisés par MM5 (droite) pour l'été 2009.....	65
Figure II- 31 : Intensités de courant (cm·s ⁻¹) enregistrées par l'ADCP du chenal en position 1 (rouge) et modélisées avec les forçages atmosphériques simulés par MM5 (bleu) et enregistrés par MétéoFrance (vert) à la surface (a), à 20 m au-dessus du fond (b), à 10 m au-dessus du fond (c) et à 2 m au-dessus du fond (d). Les épisodes de Mistral (bleus) et Vent d'Est (orange) forts sont mis en évidence par les boites colorées.....	66
Figure II- 32 : Erreur quadratique moyenne (RMSE) entre données de courant enregistrées et simulées avec les vents enregistrés par MétéoFrance (noir) et avec les vents modélisés par MM5 avec les coefficients de frottement de Large & Pond (rouge), de Smith & Banke (bleu) et de Geernaert et al. (vert) en fonction de la profondeur.....	67
Figure II- 33 : Composante méridienne du courant d'une coupe verticale Ouest-Est de la frontière Sud de la Grande Rade, telle que représentée par le trait pointillé rouge de la Figure II- 7.	71
Figure II- 34 : Temps d'échange des masses d'eau (en jours) de la Rade de Toulon, calculés avec les flux modélisés entre août 2009 et juillet 2010.....	71
Figure II- 35 : Composante zonale du courant d'une coupe verticale sud-nord du chenal, telle que représentée par le trait pointillé bleu de la Figure II- 7.....	72
Figure II- 36 : Temps d'échange des masses d'eau (en jours) de la Rade de Toulon (rouge) et de la Petite Rade (bleu), calculés avec les flux modélisés entre août 2009 et juillet 2010.....	73
Figure II- 37 : Temps d'échange de la Petite Rade calculés pour différentes conditions météorologiques.	74
Figure II- 38 : Concentration de traceur (unités·m ⁻³) en surface (gauche) et au fond (droite) 48h après son injection en fond de Baie en surface (point gris) par temps calme (a), fort Mistral (b) et fort Vent d'Est (c).....	75
Figure II- 39 : Evolution temporelle de la concentration de traceur (unité/m ³) en surface (trait continu) et au fond (trait pointillé) au centre de la Petite Rade (rouge) et dans le chenal (bleu) pour des conditions calmes (a), un fort Mistral (b) et un fort Vent d'Est (c).	76
Figure II- 40 : Evolution temporelle (en heure) du pourcentage du traceur total présent dans la Petite Rade pour trois conditions de vent.....	77
Figure III- 1 : Classification granulométrique des sédiments.....	86
Figure III- 2 : Paramètre de mobilité modifié θ_{cr} en fonction du diamètre relatif du grain D_* (d'après Soulsby (1997))......	88

Figure III- 3 : Evolution de la tension critique d'érosion τ_{ces} en fonction du pourcentage de vase et de la taille des grains de sable (bleu clair pour un sable fin et bleu foncé pour un grain moyen) (d'après Le Hir <i>et al.</i> 2011).	94
Figure III- 4 : Erosion des sédiments de surface et gestion de couches. a) Le flux érosif est inférieur à la quantité de sédiment érodable. L'épaisseur érodée se calcule avec la concentration volumique du mélange sable/vase. b) Le flux érosif est supérieur à la quantité de sédiment érodable de la couche de surface ; la couche sous-jacente s'érode aussi.	95
Figure III- 5 : Pourcentage de sable ($D > 63 \mu\text{m}$) pour la carte granulométrique a) initiale et b) modifiée utilisée comme donnée d'entrée du modèle.	100
Figure III- 6 : Localisation des sites instrumentés (points noirs) dans le Las et l'Eygoutier.	103
Figure III- 7 : Schéma du piège à sédiments (d'après Phillips <i>et al.</i> 2000).	106
Photo III- 1 : Sonde multiparamètres et piège à sédiments placés dans leur cage de protection à l'Eygoutier	106
Figure III- 8 : Schéma de fonctionnement du courantmètre Nautilus.	109
Figure III- 9 : Position des mouillages aux exutoires du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert). Les ADCP et <i>WETLab</i> (cercle) étaient mouillés au fond et la YSI#1 (X) était en surface à l'exutoire.	110
Figure III- 10 : Sondes de turbidité à l'exutoire du Las : a) YSI#1 en surface à l'exutoire ; b) <i>WETLab</i> #1851 en surface au point ADCP-LAS.	112
Figure III- 11 : Evolution temporelle des débits du Las ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) entre le 5 octobre 2012 et le 18 mars 2014. Le trait rouge marque la limite arbitraire choisie pour séparer les périodes d'étiage de crues.	115
Photo III- 2 : Photo du canal végétalisé de l'Eygoutier le 6 juin 2012.	116
Figure III- 12 : Débit de l'Eygoutier en fonction de la hauteur d'eau calculé par Manning-Strickler avec $k=72$ (vert), $k=60$ (rouge) et $k=30$ (trait pointillé violet) et estimé avec les mesures de vitesse de l'écoulement au bord (bleu foncé) et avec la moyenne bord et centre (bleu clair).	117
Figure III- 13 : Débits ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) calculés avec l'équation de Manning-Strickler avec différents coefficient k : en bleu pour $k=50$, en rouge pour $k=60$, en noir pour $k=65$ et en vert pour $k=72$.	118
Figure III- 14 : Evolution temporelle des débits ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) de l'Eygoutier (échelle logarithmique).	118
Figure III- 15 : Evolution temporelle des débits ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) de l'Eygoutier (vert) et du Las (orange) et intensité pluviométrique horaire ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) mesurées à la station MétéoFrance Toulon-LaMitre (rouge) entre le 5 octobre 2012 et le 15 mars 2014.	120
Figure III- 16 : Evolution temporelle de la hauteur d'eau et : a) de la pluie (mm) et b) de la conductivité électrique enregistrée dans le Las lors de la crue du 10-11 novembre 2012.	121
Figure III- 17 : Calibrations en laboratoire pour les sondes du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert) avec des sédiments prélevés en mer (Δ) et dans les fleuves (\square , \bullet).	124
Figure III- 18 : Calibrations en <i>in situ</i> pour les sondes du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert) avec les prélèvements en maintenance (x) et en crues (\bullet).	124
Figure III- 19 : Evolution temporelle des concentrations de MES estimées dans le Las avec la sonde multi-paramètres (rouge) et mesurées par prélèvements d'eau (noir) pour a) la durée de l'instrumentation, b) la crue du 26 octobre 2012 et c) la crue du 23 janvier 2013.	126

Figure III- 20: Evolution temporelle de la concentration de MES (mg·L ⁻¹) du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert) ainsi que la pluviométrie (mm·h ⁻¹) entre octobre 2012 et mars 2104.	127
Photo III- 3 : Le Las le 21 novembre 2012 suite à une décharge sauvage.	128
Figure III- 21: Concentration de MES (mg·L ⁻¹) en fonction des débits liquides (m ³ ·s ⁻¹) du Las pour les crues les 13 crues sélectionnées.	130
Figure III- 22: Rapport M/V en fonction de la pluviométrie : antécédent et hauteur totale en bleu (mm) et intensité en rouge (mm·h ⁻¹ et mm·6min ⁻¹)	133
Figure III- 23: Evolution de la conductivité électrique (rouge) et du débit (bleu) pour des crues impactées par la Retenue : a) le 20 décembre 2013, marquée par un débordement de la Retenue et b) le 18 mai 2013 avec une gestion d'ouverture des vannes. La signature caractéristique de conductivité électrique moyenne du Las (gris) et de la source de Dardennes (bleu) sont marquées par les zones colorées.	134
Figure III- 24: Concentration de MES (mg·L ⁻¹) en fonction des débits (m ³ ·s ⁻¹) pour les trois crues ayant le rapport M/V le plus élevé.	135
Figure III- 25: Concentrations de MES (mg·L ⁻¹) en fonction du débit liquide (m ³ ·s ⁻¹) de l'Eygoutier pour les 20 crues sélectionnées.	138
Figure III- 26: Relations entre la pluviométrie et le rapport M/V pour les 20 crues sélectionnées.	139
Figure III- 27: Proportion (%) de chaque classe de taille granulométrique des prélèvements des pièges (couleurs) au Las (a) et à l'Eygoutier (b).	141
Figure III- 28: Proportion de MES pour trois classes granulométriques (µm) mesurés par le granulomètre laser (violet) et le tamisage humide (rouge) pour dix échantillons du Las.	143
Figure III- 29: Proportion de MES pour trois classes granulométriques (µm) mesurés par le granulomètre laser (violet) et le tamisage humide (rouge) pour sept échantillons de l'Eygoutier.	143
Figure III- 30: Masse prélevée dans les pièges (g) en fonction de l'apport total calculé par la sonde (tonnes) au Las (orange) et de l'Eygoutier (vert).	145
Figure III- 31 a), b) et c) : Cage d'instrumentation de l'Eygoutier encombrée de déchets.	145
Figure III- 32: Proportion de sable : a) en fonction de la pluviométrie totale (mm) sur la période de déploiement (bleu) ; et b) en fonction de l'intensité horaire maximale (violet) et de l'intensité aux 6 minutes maximale (rouge).	146
Figure III- 33 : Proportion (%) de sable (63 à 2000 µm) prélevée pour chaque échantillon du piège du Las. Les encadrés rouges marquent les périodes pendant lesquelles les crues ont été impactées par le barrage de Dardennes.	147
Figure III- 34: Tensions citriques d'érosion des sables calculées (noir). La zone bleue correspond aux bornes 0,1 et 0,7 N·m ⁻² recensées dans la littérature.	155
Figure III- 35 : Coefficient <i>eroa1</i> en fonction de la taille des grains de sable et de la fraction de vase du mélange sédiments.	157
Figure III- 36 : Evolution du facteur correctif de van Leussen (trait noir) en fonction de différentes valeurs de taux de cisaillement G, pour des ordres de grandeur de l'océan ouvert (bleu clair), des chenaux tidaux (indigo) et pour un épisode de tempête (rouge).	158
Figure III- 37: Evolution de la vitesse de chute des particules cohésives pour différentes valeurs de k et de concentrations, avec n=1. La boîte pointillée blanche montre les valeurs de vitesse de chute pour notre gamme de concentrations pour k=1,5.	160

Figure III- 38: Vitesses de chute ($m \cdot s^{-1}$) en fonction de la taille des sédiments. Les couleurs représentent quelques vitesses de chute W_s (cercles) et vitesses de chute minimales W_{SMIN} (traits) recensées dans la littérature et les symboles noirs correspondent à quelques vitesses de chute calculées pour cette étude.	160
Figure III- 39 : Evolution temporelle : a) des débits ($m^3 \cdot s^{-1}$), b) de la température ($^{\circ}C$) et c) du flux solide ($kg \cdot s^{-1}$) du Las utilisés en forçage entre le 1 ^{er} janvier et le 1 ^{er} mars 2014. Les zones grises correspondent à un dysfonctionnement de la sonde ; les valeurs ont été interpolées pour cette période.	163
Figure III- 40 : Evolution temporelle a) de l'intensité ($m \cdot s^{-1}$) et direction du vent enregistrés à la station La Mitre et b) de la hauteur des vagues (m) simulée par WW3 (bleu) et enregistrée par l'ADCP-Eygoutier (rouge) en octobre 2013.	164
Figure III- 41: Calibrations pour les sondes <i>WETLab#1605</i> (orange) et <i>WETLab#1851</i> (vert) avec prélèvements en mer et échantillons de laboratoire. Les points grisés ont été rejetés de la calibration.	167
Figure III- 42 : Evolution temporelle de la concentration ($mg \cdot L^{-1}$) de MES mesurée dans le Las (bleu) et à son exutoire en mer (rouge).	168
Figure III- 43 : Evolution temporelle de la concentration ($mg \cdot L^{-1}$) de MES mesurée en mer en surface au point ADCP-LAS.	169
Figure III- 44 : Evolution temporelle des concentrations de MES ($mg \cdot L^{-1}$) au fond au point ADCP-LAS.	169
Figure III- 45: a) Evolution temporelle des concentrations mesurées en surface (bleu) et au fond (rouge) au point de mesure ADCP-LAS. b) Mise en évidence du décalage d'environ 25h entre les pics enregistrés en surface et au fond.	170
Figure III- 46 : Concentrations en MES ($mg \cdot L^{-1}$) a) mesurées avec les sondes de turbidité de l'exutoire (cyan) et à la position ADCP-LAS au fond (rouge) et en surface (bleu), et b) estimées avec la rétrodiffusion de l'ADCP (en échelle logarithmique).	171
Figure III- 47 : Vitesses de chute minimales ($mm \cdot s^{-1}$) pour les particules fines (bleu) et très fines (rouge) pour quelques simulations.	172
Figure III- 48 : Evolution temporelle de la charge particulaire ($mg \cdot L^{-1}$) en surface au point ADCP-LAS mesurée (rouge) et simulée pour différentes vitesses de chutes minimales.	173
Figure III- 49 : Evolution temporelle de la charge particulaire ($mg \cdot L^{-1}$) au fond au point ADCP-LAS mesurée (rouge) et simulée pour différentes vitesses de chutes minimales.	173
Figure III- 50 : RMSE entre les mesures et les résultats du modèle pour les différentes simulations, aux trois points de mesures près de l'embouchure du Las.	175
Figure III- 51 : Evolution de la concentration ($mg \cdot L^{-1}$) estimée par rétrodiffusion de l'ADCP et simulée pour différentes vitesses de chute minimales.	176
Figure III- 52: Roses des courants : a) de surface et b) de fond, au Las entre septembre 2013 et mars 2014.	178
Figure III- 53: Evolution temporelle : a) des intensités ($m \cdot s^{-1}$) et directions du vent ; b) de l'intensité du courant ($mm \cdot s^{-1}$) et c) de la direction du courant, enregistrés par l'ADCP du Las en septembre 2013. Les épisodes de vent fort ($>5m \cdot s^{-1}$) sont mis en évidence par des boîtes (bleues pour le Mistral, orangées pour le Vent d'Est).	178
Figure III- 54: Températures enregistrées par l'ADCP du Las (orange) et de l'Eygoutier (vert). Les flèches marquent les épisodes de Mistral (bleu) et Vent d'Est (orange).	179

Figure III- 55 : Evolution temporelle des concentrations ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) mesurées dans le Las (bleu) et en mer à l'exutoire (rouge), au point ADCP-LAS en surface (vert) et au fond (gris), entre le 28 janvier et le 24 février 2014.....	180
Figure III- 56: Evolution temporelle : a) de l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et de la direction du vent ; b) de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) de MES estimée par l'ADCP selon la profondeur (en échelle logarithmique) ; c) du flux solide ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$) des apports du Las.....	181
Figure III- 57: Impact du vent sur la dispersion du panache turbide du Las : Evolution temporelle : a) de l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et de la direction du vent ; b) de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) de MES estimée par l'ADCP selon la profondeur (en échelle logarithmique) ; c) de la concentration de MES ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) mesurée dans le Las (bleu), à l'exutoire (rouge) et en surface par la <i>WETLab</i> au point ADCP-LAS (vert). La flèche noire marque la diminution de la concentration par temps calme.	182
Figure III- 58: Concentrations de MES ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) mesurées en surface (gauche) et au fond (droite) entre 10h et 11h le 20 janvier 2014. L'exutoire du Las est représenté par une flèche.	183
Figure III- 59 : Evolution de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) simulée des particules en suspension (fines et très fines) en surface lors de la crue des 19 et 20 janvier 2014. Les flèches indiquent l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et la provenance du vent.....	184
Figure III- 60 : Evolution temporelle : a) de l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et de la provenance du vent ; et b) de l'écart (mm) entre le capteur de l'ALTUS et le fond, entre le 16 janvier et le 13 mars 2014 au point ADCP-LAS. Les écarts négatifs (rouge) correspondent à une remobilisation et ceux positifs (bleu) à du dépôt. Les boîtes orange et bleues indiquent les coups de vent fort ($>5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).	184
Figure III- 61 : Position des zones de bilan de la darse de l'embouchure du Las (rouge) et de la Petite Rade (noir) sur la carte bathymétrique du domaine numérique (m).....	185
Figure III- 62 : Bilans sédimentaires cumulés pour la darse de l'embouchure du Las (zone 1 en rouge sur la Figure III- 61) pour les particules fines (a) et très fines (b) pour les crues des 5 et 10 février 2014. Les bilans sont montrés pour l'apport du Las (cyan), la masse en suspension dans la colonne d'eau (bleu), la masse dans le sédiment (vert), le flux sortant de la darse (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta) et bilan (noir).....	187
Figure III- 63: Bilans sédimentaires cumulés pour la Petite Rade (zone 2 en noir sur la Figure III- 61) pour les particules fines (a) et très fines (b) pour l'hiver 2014. Les bilans sont montrés pour l'apport entrant (cyan), la masse en suspension dans la colonne d'eau (bleu), la masse dans le sédiment (vert), le flux sortant de la Petite Rade (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta) et bilan (noir).....	187
Figure III- 64 : Roses des courants : a) de surface et b) de fond, au point ADCP-EYG entre le 30 août 2013 et le 8 janvier 2014.....	189
Figure III- 65 : Evolution temporelle des : a) intensités ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et directions de vent, b) intensités ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) de courants et c) directions de courants au point ADCP-EYG en septembre 2013.	190
Figure III- 66 : Evolution temporelle de l'intensité et de la direction du vent (couleurs) et hauteur significative des vagues (noir) au point ADCP-EYG entre le 30 août 2013 et le 8 janvier 2014.	190
Figure III- 67 : Concentrations ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) mesurées dans les prélèvements de surface à proximité de l'exutoire de l'Eygoutier (localisé par une flèche) a) le 28 novembre 2012 vers 14h et b) le 19 novembre 2013 vers 10h.....	191

Figure III- 68 : Evolution temporelle de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) enregistrée au fond au point ADCP-EYG (rouge) et du flux solide ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$) de l'Eygoutier (violet). Les valeurs grisées sont considérées comme aberrantes.	192
Figure III- 69 : Evolution temporelle de : a) l'intensité ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et direction du vent ; b) intensité ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) du courant ; c) direction du courant ; d) évolution altimétrique du fond qui représente les écarts (mm) entre le transducteur de l'ALTUS et le fond (les écarts négatifs (zone bleue) montrent du dépôt et les écarts positifs (zone rouge) de la remobilisation) ; e) hauteur des vagues (m) mesurées par l'ADCP ; f) la charge particulaire au fond ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$). Les épisodes de vents forts sont marqués par les boîtes bleues (Mistral) et orange (Vent d'est).	193
Figure III- 70 : Position de la zone de bilan de la Rade de Toulon, comprenant la Petite Rade et la Grande Rade sur la carte bathymétrique du domaine numérique (m).	194
Figure III- 71 : Bilans sédimentaires cumulés pour la Rade de Toulon (encadré noir sur la Figure III- 70) pour les particules fines (a) et très fines (b) pour l'hiver 2014. Les bilans sont montrés pour l'apport entrant (cyan), la masse en suspension dans la colonne d'eau (bleu), la masse dans le sédiment (vert), le flux sortant de la darse (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta) et bilan (noir).	195
Figure III- 72 : a) Evolution temporelle de l'intensité et de la direction du vent sur la période de simulation. Les flèches noires marquent les 4 jours représentés en b). b) Concentrations ($\text{Bq}\cdot\text{L}^{-1}$) de ^{137}Cs dissous en surface 1, 2, 7 et 30 jours après le rejet liquide (point gris).	197
Figure III- 73 : a) Concentration de ^{137}Cs particulaire ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$) en suspension en surface et b) Concentration de ^{137}Cs par masse de MES ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$) en surface, un jour après le rejet liquide (point gris).	198
Figure III- 74 : Sous-zones étudiées pour la réalisation de bilans.	198
Figure III- 75 : Bilans de césium 137 cumulé pour la Petite Rade (zone 2 en rouge sur la Figure III- 61) pour le ^{137}Cs particulaire (a) et le ^{137}Cs dissous (b) : le rejet liquide (cyan), la quantité dans l'eau (bleu), la quantité dans le sédiment (vert), le flux sortant de la Petite Rade (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta).	200
Figure III- 76 : Bilans de césium 137 cumulé pour la Grande Rade (zone sur la Figure III- 61) pour le ^{137}Cs particulaire (a) et le ^{137}Cs dissous (b) : la quantité dans l'eau (bleu), la quantité dans le sédiment (vert), le flux aux limites de la Grande Rade (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta).	200
Figure III- 77 : Bilans de césium 137 cumulé pour le Golfe de Giens (zone sur la Figure III- 61) pour le ^{137}Cs particulaire (a) et le ^{137}Cs dissous (b) : la quantité dans l'eau (bleu), la quantité dans le sédiment (vert), le flux aux limites de la Grande Rade (marron), le flux à l'interface eau-sédiments (magenta).	201

Liste des Tableaux

Tableau II- 1 :Caractéristiques générales des ADCP RDI Workhorse Sentinel 600kHz.....	34
Tableau II- 2 : Synthèse des mouillages des courantomètres.....	37
Tableau II- 3 : Paramètres statistiques des mesures de courant.....	51
Tableau II- 4 : Intensité moyenne enregistrée et modélisée des vents forts, où σ représente l'écart type.	65
Tableau III- 1 : Caractéristiques des capteurs de la sonde YSI 600-6 OMS-V2.....	104
Tableau III- 2 : Apports liquides calculés pour le Las et l'Eygoutier rapportés à l'échelle de leur bassin versant géographique.....	119
Tableau III- 3 : Caractéristiques des relations linéaires liant la turbidité et la concentration pour chaque sonde.	123
Tableau III- 4 : Caractéristiques des débits de quelques fleuves méditerranéens (d'après Bourrin, 2007).	129
Tableau III- 5 : Caractéristiques des 13 crues sélectionnées pour étudier les apports du Las. Les évènements présentant les rapports M/V les plus importants sont marqués en gras (5) et encadrés en rouge (3).	131
Tableau III- 6 : Relation M/V et caractéristiques pluviométriques des 13 crues sélectionnées au Las. Les évènements présentant les rapports M/V les plus importants sont marqués en gras (5) et encadrés en rouge (3).....	132
Tableau III- 7 : Origine des crues du Las sélectionnées et conductivités électrique caractéristiques. Les évènements présentant les rapports M/V les plus importants sont marqués en gras (5) et encadrés en rouge (3). La couleur indique l'origine de la crue.....	135
Tableau III- 8 : Caractéristiques des 20 crues sélectionnées pour étudier les apports de l'Eygoutier. Les évènements présentant les rapports M/V les plus importants sont marqués en gras (10) et encadrés en rouge (5).	137
Tableau III- 9 : Relation M/V et caractéristiques pluviométriques des 20 crues sélectionnées à l'Eygoutier. Les évènements présentant les rapports M/V les plus importants sont marqués en gras (10) et encadrés en rouge (5).	139
Tableau III- 10 : Proportion (%) moyenne et écart type pour chaque classe granulométrique de tous les échantillons pour chaque fleuve.....	140
Tableau III- 11 : Proportion (%) de chaque classe granulométrique estimée par le tamisage humide.	142
Tableau III- 12 : Proportion (%) de chaque classe granulométrique estimée par le granulomètre laser.....	142
Tableau III- 13 : Caractéristiques des échantillons du piège du Las présentant les proportions de sable les plus importantes et les crues impactées par le barrage de Dardennes associées....	147
Tableau III- 14 : Quelques valeurs de tensions critique d'érosion pour la modélisation sédimentaire recensées dans la littérature.....	154
Tableau III- 15 : Exemples de vitesses de chutes de sédiments cohésifs recensées dans la littérature.	159
Tableau III- 16 : Turbidités, concentrations (mesurées et calculées) et erreurs quadratiques des mesures à l'exutoire du Las.....	166
Tableau III- 17 : Vitesses de chutes minimales ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) pour quelques simulations.....	171

Annexes

Annexe A Wind-forced circulation model and water exchanges through the channel in the Bay of Toulon

Résumé

Un modèle hydrodynamique de la Rade de Toulon a été mis en place afin d'être utilisé comme outil de gestion post-accidentelle en cas de rejet de radionucléides. Située sur la côte méditerranéenne dans le Sud de la France, la Rade de Toulon est séparée en deux bassins par une digue longue de 1,4 km. Le Petite Rade est semi-fermée et est reliée à la Grande Rade par un chenal de navigation. Ce chenal est le lieu de nombreux échanges de masse d'eau et devient un endroit stratégique pour l'étude d'une contamination marine. Dans le but de calibrer et valider le modèle hydrodynamique, l'étude des échanges de masses d'eau entre les deux bassins est une étape primordiale. Ainsi, un profileur de courant à effet Doppler (ADCP) a été mouillé dans le chenal pendant un an. Cette étude propose une analyse des données enregistrées afin de déterminer les intensités et directions de courant, ainsi que d'améliorer la compréhension du profil vertical de courant, qui est fortement corrélé aux conditions météorologiques. Des comparaisons modèle-mesures sont présentées et différents forçages atmosphériques sont utilisés pour améliorer les simulations. Il apparaît qu'un forçage météorologique précis est nécessaire pour améliorer le modèle hydrodynamique.

Le chenal est un site clé dans l'étude du renouvellement des masses d'eau de la Petite Rade, et le modèle hydrodynamique a été utilisé pour quantifier ces échanges. Le temps d'échanges de masses d'eau moyen annuel est d'environ 3,4 jours. Cependant, cette durée est fortement dépendante des conditions de vent et diminue pendant les mois d'hiver plus ventés. Ces temps d'échanges s'étendent entre 1,5 jour pour les périodes de vent fort et 7,5 jours pour les périodes de temps calme. Les temps d'échange calculés *via* la modélisation de la dispersion d'un traceur largué en fond de Petite Rade montrent des valeurs comparables à ceux estimés dans le chenal, particulièrement par temps de vent.

Wind-forced circulation model and water exchanges through the channel in the Bay of Toulon

Christiane Dufresne · Céline Duffa · Vincent Rey

Received: 31 October 2012 / Accepted: 2 December 2013
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2014

Abstract A hydrodynamic model of the Bay of Toulon has been developed for use as a post-accident radionuclide dispersion simulation tool. Located in a Mediterranean urban area, the Bay of Toulon is separated into two basins by a 1.4-km long seawall. The Little Bay is semi-enclosed and connected to the Large Bay by a fairway channel. This channel is the site of significant water mass exchange as a result of both wind-driven currents and bathymetry. It is therefore a focal point for marine contamination. As part of the model calibration and validation process, the first step consisted of studying the water mass exchange between the two basins. An Acoustic Doppler Current Profiler was moored in the channel for 1 year. The present study analyses in situ data to determine the current intensity and direction, and also to better understand the vertical current profile, which is highly correlated with meteorological forcing. Comparisons of model-generated and measured data are presented, and various atmospheric forcing datasets are used to enhance computed results. It appears that accurate meteorological forcing data is needed to enhance the accuracy of the hydrodynamic model. This

channel is an important location for water mass renewal in the Bay of Toulon, and model results are used to quantify these exchanges. The mean calculated annual water exchange time is approximately 3.4 days. However, this duration is strongly wind dependent and shortens during windy winter months. It ranges from 1.5 days during strong wind periods to 7.5 days during calm weather. Residence time values calculated through tracer dispersion modelling after release at the back of the Little Bay are found to be comparable to the mean exchange time values, especially for windy conditions.

Keywords Numerical modelling · Bay of Toulon · Hydrodynamic model · Water exchange time · Tracer dispersion

1 Introduction

Ocean current modelling is a useful tool for predicting and tracking contaminant dispersion in case of accidental release or river runoff, with hydrodynamic models effectively used to force sedimentary, biological or chemical dynamics. Radionuclide dispersion models have also been developed to address the huge potential impact of such releases on coastal or marine environments (Periañez 2005; Monte et al. 2008; Estournel et al. 2012; Periañez et al. 2012). In addition to radioactive decay, radionuclides are affected by various physical processes, such as fluid dynamics and sedimentary processes. Current-driven transport, turbulent dispersion, settling and resuspension phenomena will affect environmental contamination (Monte et al. 2009). Given the presence of nuclear vessels in the military harbour of Toulon, the French Institute for Radiological Protection and Nuclear Safety has decided to implement a radionuclide dispersion model for use as a post-accident management tool. Duffa et al. (2011) have therefore developed a preliminary operational model of the Bay of

Responsible Editor: Martin Verlaan

This article is part of the Topical Collection on the *16th biennial workshop of the Joint Numerical Sea Modelling Group (JONSMOD) in Brest, France 21-23 May 2012*

C. Dufresne (✉) · C. Duffa
Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire (IRSN),
Centre Ifremer, Zone Portuaire de Brégaillon, 83507
La Seyne sur Mer, France
e-mail: christiane.dufresne@irsn.fr

C. Dufresne · V. Rey
Aix Marseille Université, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, 13288 Marseille, France

C. Dufresne · V. Rey
Université de Toulon, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, 83957 La Garde, France

Toulon to simulate radionuclide dispersion in the event of an accidental release.

Located in the south of France, the Bay of Toulon is divided into two basins by a seawall: the Little Bay, which is semi-enclosed and includes the military harbour, and the Large Bay, which opens onto to the Mediterranean Sea (see Fig. 1). These two basins are linked by a 30-m deep, 1-km wide channel located south of the seawall. A narrower (less than 50 m wide) and shallower (12 m deep) channel is located north of the seawall. Considering its size (approximately 1 % of the southern channel section), this channel only has a small impact on hydrodynamic and exchange processes. Two small rivers flow into the Bay of Toulon. The base flow is characterised by very low discharge and is interrupted by short and intense storm flows (Nicolau et al. 2012). The flood periods depend on local rainfall and are mainly observed during winter season. No significant freshwater inflow is observed during summer time, discharges effects are then neglected in the present study.

The harbour is located at the back of the Little Bay, with contaminant dispersion therefore dependent on local processes. In case of accidental release, an accurate simulation of water circulation in the Bay of Toulon and through the channel is essential for radionuclide dispersion modelling. The present study therefore focuses on hydrodynamic processes and wind-forced water circulation in the Bay of Toulon as a first step in the model validation process.

Few studies have focused on hydrodynamic processes in the Bay of Toulon. Nevertheless, certain authors have shown that water circulation is characterised by a strong dependence on atmospheric conditions. Tiné et al. (1981) and Millot et al. (1981) have analysed current profiler data and have identified a strong zonal component in the channel. These studies have shown the impact of wind on water circulation and the existence of a seasonal stratification. Recently, in situ data in the Large Bay showed the water temperature at the bottom is approximately 13 °C in both summer and winter season (unpublished data). During the summer, the surface water temperature can reach 25 °C. The salinity remains in the range 37.9 to 38.1 psu from bottom to surface.

Toulon is surrounded by rugged hills that influence meteorological conditions, particularly wind intensity and direction. The land/ocean boundary (which is already difficult to forecast) and the hilly landscape weaken the atmospheric model predictions (Schaeffer 2011). For example, the Mistral, a north-westerly wind which blows 40 % of the time, is deviated and often recorded as a westerly wind at the meteorological station of Toulon. The second dominant wind is the East wind, which is warmer and more humid and also blows 40 % of the time, although less frequently during the summer. Originated offshore, it is usually accompanied by clouds, rain and swell. The fall and winter seasons are characterised by a succession of strong Mistral and East wind events. During

calm weather, water circulation in the Bay of Toulon is governed by the North-Western Mediterranean general circulation, with the Northern Current generating cyclonic circulation in the Large Bay. As the mean tidal amplitude in the Bay of Toulon is low, i.e. approximately 20 cm (Millot et al. 1981; Albérola et al. 1995), the associated currents are weak.

Fine sediment deposits are observed in both the Little Bay and the Large Bay. Tessier et al. (2011) have analysed surface sediment core samples from both bays, arriving at the conclusion that contamination in the Little Bay is exported to the Large Bay through hydrodynamic processes. Duffa et al. (2011) have used an operational model to show that post-release contamination in the Little Bay remains significant due to the semi-closed configuration.

As hydrodynamic processes between the Little and Large Bays have a decisive impact on contaminant transfers, it is essential that water exchanges be accurately represented in the model. Moreover, water flow is deflected by the seawall and currents are expected to be stronger through the channel. An Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) was therefore moored in the channel for 1 year.

Following a description of the model and instrumentation used for this study, recorded ADCP data is analysed and compared with computations. The sensitivity of results with respect to atmospheric forcing assumptions is discussed using both meteorological and computed data. Finally, a flow analysis is presented, including a water exchange time calculation for the Little Bay and tracer dispersion within the bay and through the channel.

2 Analysis tools and methodology

This section provides a brief description of the hydrodynamic model and the atmospheric forcing data used. It also presents the in situ devices used and their locations.

2.1 Model description

2.1.1 Hydrodynamic model

The hydrodynamic model for the area of interest is implemented using the 3D Model for Applications at Regional Scale (MARS3D) developed by Ifremer. As described by Lazure and Dumas (2008), this free-surface model resolves primitive equations, under Boussinesq approximation and hydrostatic assumption. MARS3D uses the Arakawa C grid, where free surface and tracer values are calculated in the middle of the mesh and zonal and meridional velocities are determined using a half-staggered mesh.

The horizontal viscosity coefficient is computed from Smagorinsky's formulation (Smagorinsky 1963) with a constant numerical coefficient fixed at 0.2. The k-l turbulence

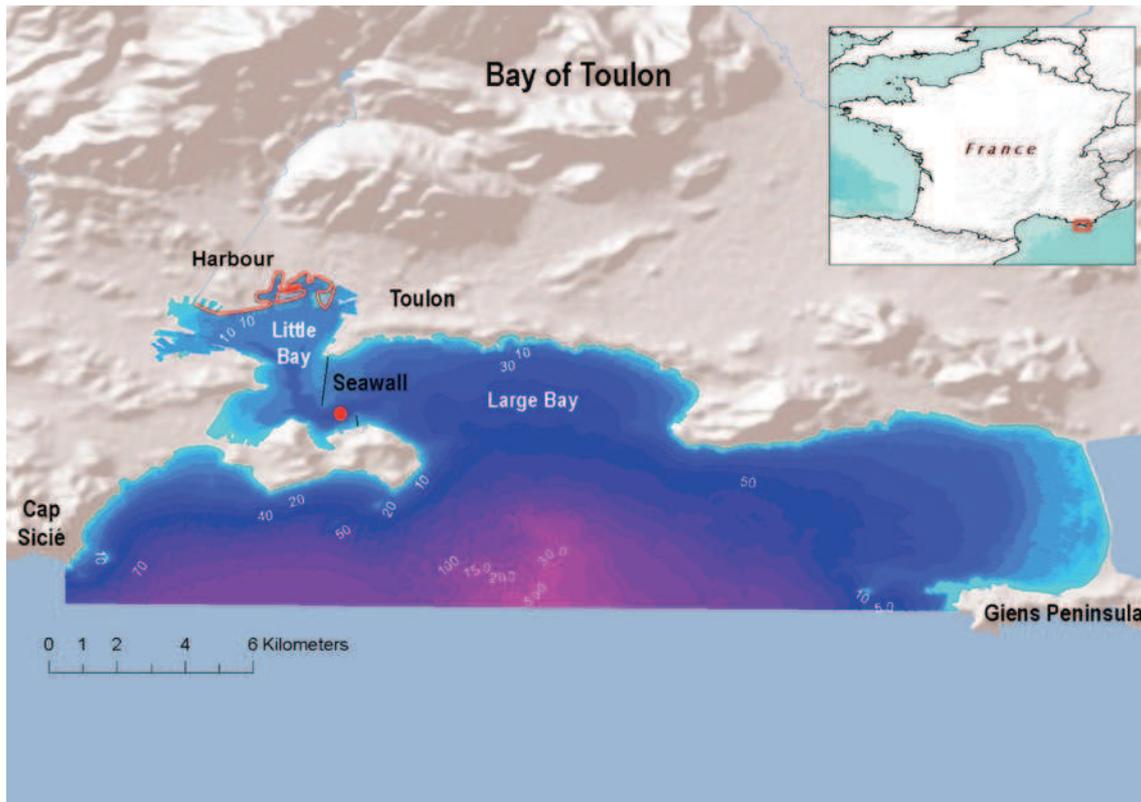


Fig. 1 Map of the Bay of Toulon and bathymetry within the model extend

closure scheme of Gaspar et al. (1990) is used to calculate the vertical viscosity and diffusivity coefficients. The vertical stratification effects are taken into account in the turbulent kinetic equation through a damping term proportional to the buoyancy vertical gradient.

The computational domain extends from Cap Sicié (western boundary) to the Giens Peninsula (eastern boundary) (see Fig. 1). The horizontal resolution is 100 m on a 243×100 grid (see Fig. 2), with 30 vertical sigma layers. The southern end of the domain is open to the sea, and lateral boundary conditions are provided from a coarser grid model encompassing the Northwestern Mediterranean Sea (MENOR model; André et al. 2009; Nicolle et al. 2009). Bathymetric data is extrapolated from French Hydrographic and Oceanographic Marine Service numerical maps and additional in situ data in some points with a view to obtaining high-resolution bathymetric data.

2.1.2 Atmospheric forcing

Mesoscale Model 5 (MM5) fields are used as atmospheric forcing datasets (<http://www.ncar.ucar.edu>). MM5 is a non-hydrostatic and terrain-following sigma-coordinate model with 3-km horizontal spatial resolution and 3-h output frequency. It generates radiative solar and long-wave flux values and relative humidity and air temperature values at 2-m

altitude, and precipitation and zonal and meridional wind component values at 10 m above the sea surface. MM5 has already been used to generate atmospheric forcing data for application of the MARS3D model to the Mediterranean Sea (Pairaud et al. 2011; André et al. 2009; Nicolle et al. 2009) and for operational purposes (Previmer Project, <http://www.previmer.org/>). However, slight differences in wind direction and underestimates of wind intensity appear to constitute a weakness of the MM5 model for coastal regions applications (Schaeffer 2011; Pirovano et al. 2007).

2.1.3 Drag coefficient

The atmospheric fields generated by MM5 are used by MARS3D to compute air-ocean exchanges and fluxes. Wind stress components τ_{xs} and τ_{ys} are calculated for a wind intensity W at 10 m altitude, air density ρ_a and drag coefficient C_d , as expressed in Eqs. (1) and (2).

$$\tau_{xs} = \rho_a C_d u_{wd} W \tag{1}$$

$$\tau_{ys} = \rho_a C_d v_{wd} W \tag{2}$$

where $W = \sqrt{(u_{wd}^2 + v_{wd}^2)}$ and u_{wd} and v_{wd} are the zonal and meridional wind components. C_d depends on the wind

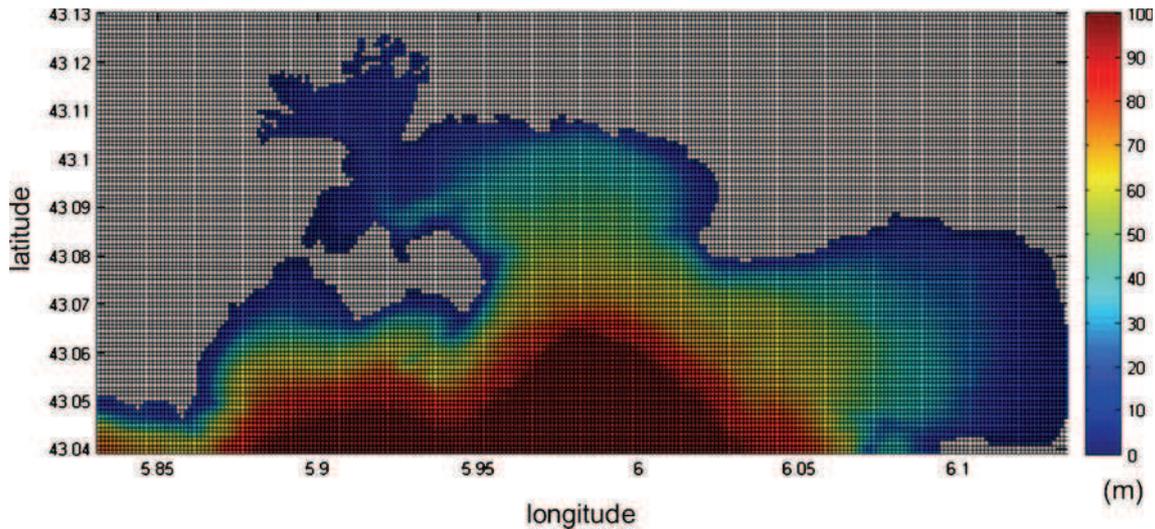


Fig. 2 Computational grid of the domain and model bathymetry data

intensity and can be calculated with MARS3D in various manners, three of which are described and implemented in this paper. According to the Large and Pond formula (1981), the drag coefficient C_d is steady for light winds and increases linearly with wind intensity for strong winds:

$$C_d = 1.2 \cdot 10^{-3} \quad \text{for } W < 11 \text{ m s}^{-1} \quad (3a)$$

$$C_d = 10^{-3} \cdot (0.49 + 0.065W) \quad \text{for } W \geq 11 \text{ m s}^{-1} \quad (3b)$$

The formulae developed by Smith and Banke (1975) and Geernaert et al. (1987) are both linearly dependent on wind intensity (see Formulae (4) and (5), respectively). Both formulae are invalid for very light winds. The drag coefficient proposed by Geernaert et al. (1987) is higher for strong winds (exceeding approximately 7.5 m s^{-1}), as shown in Fig. 3.

$$C_d = 10^{-3} \cdot (0.63 + 0.066W) \quad (4)$$

$$C_d = 10^{-3} \cdot (0.43 + 0.09W) \quad (5)$$

Corresponding drag coefficients are shown in Fig. 3.

2.2 In situ data

2.2.1 ADCP data

Given the significance of observed water exchanges and fluid dynamics, the Little Bay channel was chosen for the

deployment of instrumentation. An RDI 600-kHz Workhorse Sentinel ADCP was moored for 1 year on the seabed within the channel (red dot in Fig. 1). From late June to mid-October 2009, the ADCP was located at a depth of 32 m (latitude, $43^\circ 05.334'$; longitude, $05^\circ 56.044'$, referred to hereafter as location 1, see Fig. 4). Owing to a trawling problem, the location was shifted slightly south-west to prevent damage. As from November 2009, the ADCP was moored at a depth of 30 m in a wider part of the channel ($43^\circ 05.206'$; $05^\circ 55.841'$; referred to hereafter as location 2, see Fig. 4). In any case, the same settings were used for all recorded data, i.e. 1 m thick cells, with data recorded every 10 min and averaged over 30 s (60 pings lasting 0.5 s). The velocity accuracy provided by the manufacturer is 0.3 % of the water velocity, $\pm 0.3 \text{ cm s}^{-1}$. Temperature sensors are mounted on transducer with a precision of $\pm 0.4 \text{ }^\circ\text{C}$ and a resolution of $0.01 \text{ }^\circ\text{C}$.

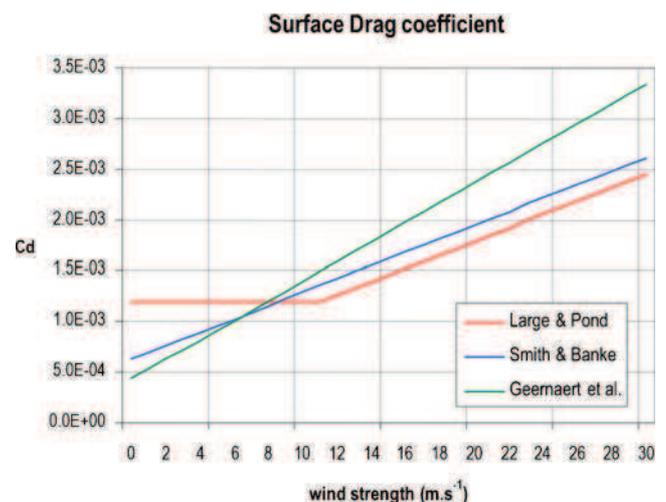


Fig. 3 Sea surface drag coefficients (C_d) as a function of wind intensity

2.2.2 Meteorological data

Atmospheric data was recorded at the Toulon-La Mitre meteorological station, located near the seawall, at 23 m above sea level (green diamond in Fig. 4). This station is part of the MétéoFrance network (French national meteorological service). Wind direction and intensity data was recorded on an hourly basis.

3 Measurement results and model validation

In this section, ADCP data recorded in the channel is analysed and associated with atmospheric forcing data. Comparisons with computed data are presented and the importance of accurate wind forcing data is demonstrated.

3.1 ADCP data

ADCP data has been analysed for the year considered. As shown in Fig. 5, two main current directions are observed in

the channel. Surface (2 m under sea surface) and bottom (2 m above the bottom) current roses are shown for data recorded at locations 1 (left-hand side) and 2 (right-hand side). Surface currents are mostly northeasterly, particularly when their intensity exceeds 10 cm s^{-1} . The strongest surface currents attain 40 cm s^{-1} , with flow directions ranging from 35° to 55° . Bottom currents are channelled by the bathymetry along the same axis and are stronger in the northeast direction. At location 1, no marked direction is noted for weak surface currents ($<10 \text{ cm s}^{-1}$), whereas stronger surface currents flow northeast nearly 40 % of the time (Fig. 5a). Bottom currents flow northeast more than 40 % of the time, and west/southwest nearly 20 % of the time (Fig. 5b). At location 2, surface currents flow northeast 42 % of the time, and southwest 15 % of the time (Fig. 5c). Bottom currents flow northeast more than 50 % of the time, and southwest 15 % of the time (Fig. 5d). At location 1, the channel is narrower and deeper, which may explain the stronger bottom currents.

Linking meteorological and ADCP datasets clearly stresses the dependence of current direction on wind parameters. Figure 6 shows wind strength and direction data recorded

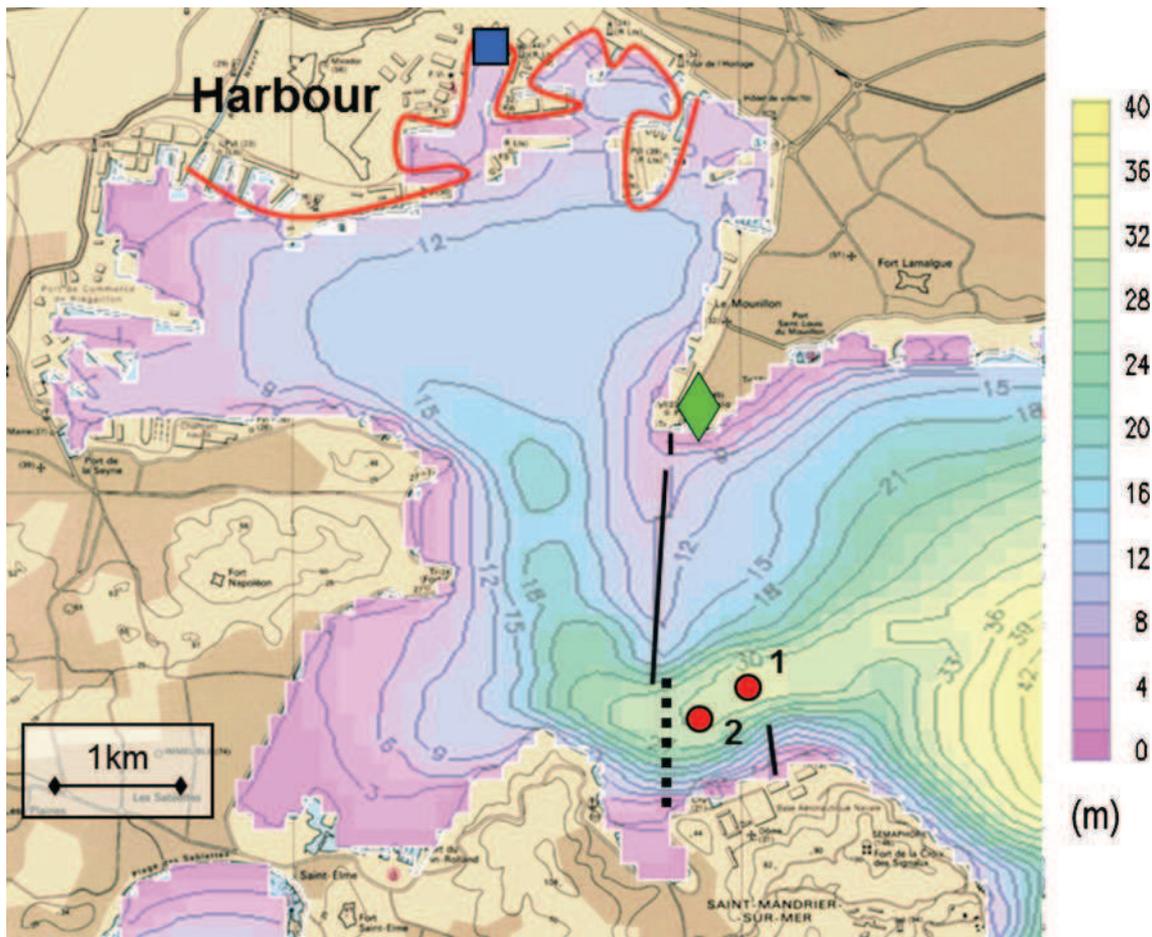


Fig. 4 Bathymetric data of the area of interest, ADCP locations (red dots 1 and 2), MétéoFrance weather station (green diamond) and tide gauge location (blue square). The dashed line corresponds to the vertical cross section used for water exchange time calculation shown in Fig. 14

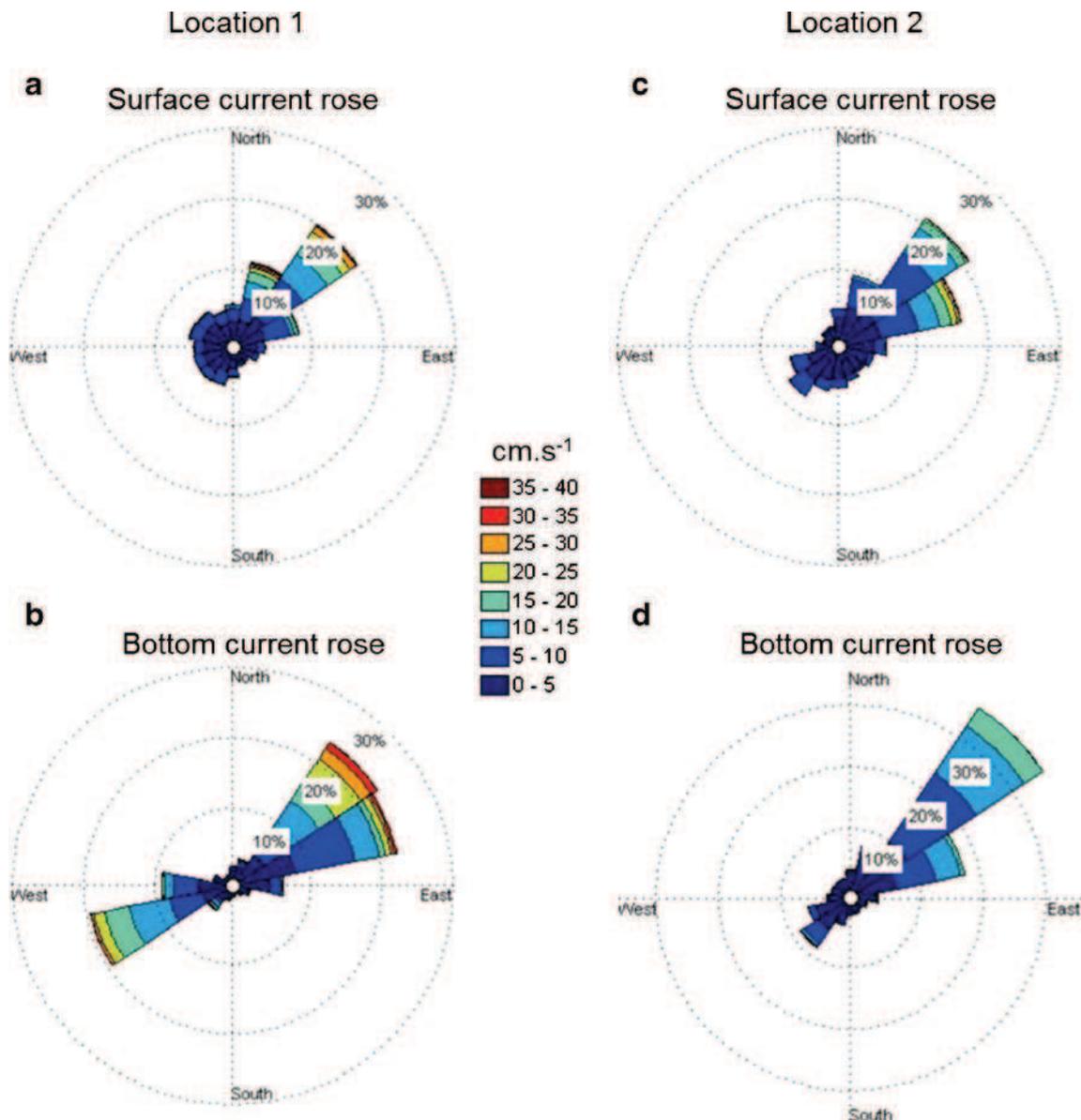


Fig. 5 Surface (a, c) and bottom (b, d) current roses recorded at locations 1 (*left-hand side*) and 2 (*right-hand side*)

during the summer 2009 and the corresponding ADCP dataset (recorded at location 1). The ADCP time series shows the measured current intensity and direction values from bottom to surface (Fig. 6b). Strong wind events (exceeding 5 m s^{-1}) are blue boxes (Mistral wind) and orange boxes (East wind). Strong Mistral events (e.g. 27 June; 6–10, 17–19, 25 and 30 July; and 3 and 11 August) induce fast surface currents flowing northeast, with bottom currents flowing into the Little Bay in a west-southwest direction. The surface/bottom current interface is observed at approximately 5 m below the sea surface. After a strong Mistral event, current reversal occurs regardless of weather conditions (calm or windy). Indeed, the bottom current, channelled by the bathymetry, is fairly strong

(up to 20 to 25 cm s^{-1}) and flows northeast (e.g. 28 June; 11, 20 and 26 July; 4 August), with water flowing out of the Little Bay while the surface current advances slowly. Conversely, the surface current is weaker when the East wind blows (e.g. 13–15 and 21–24 July), with surface water then flowing in a $240\text{--}270^\circ$ direction at rarely more than 10 cm s^{-1} . The bottom current is then stronger (up to 30 cm s^{-1}), with water flowing out of the Little Bay in a northeast direction. In this case, reversal occurs at a depth of approximately 15 m.

Let us note that this reversal is typical of summer conditions, where surface water temperature is warmer and a thermocline is observed within the water column. During the winter, strong wind events exert the same influence on the

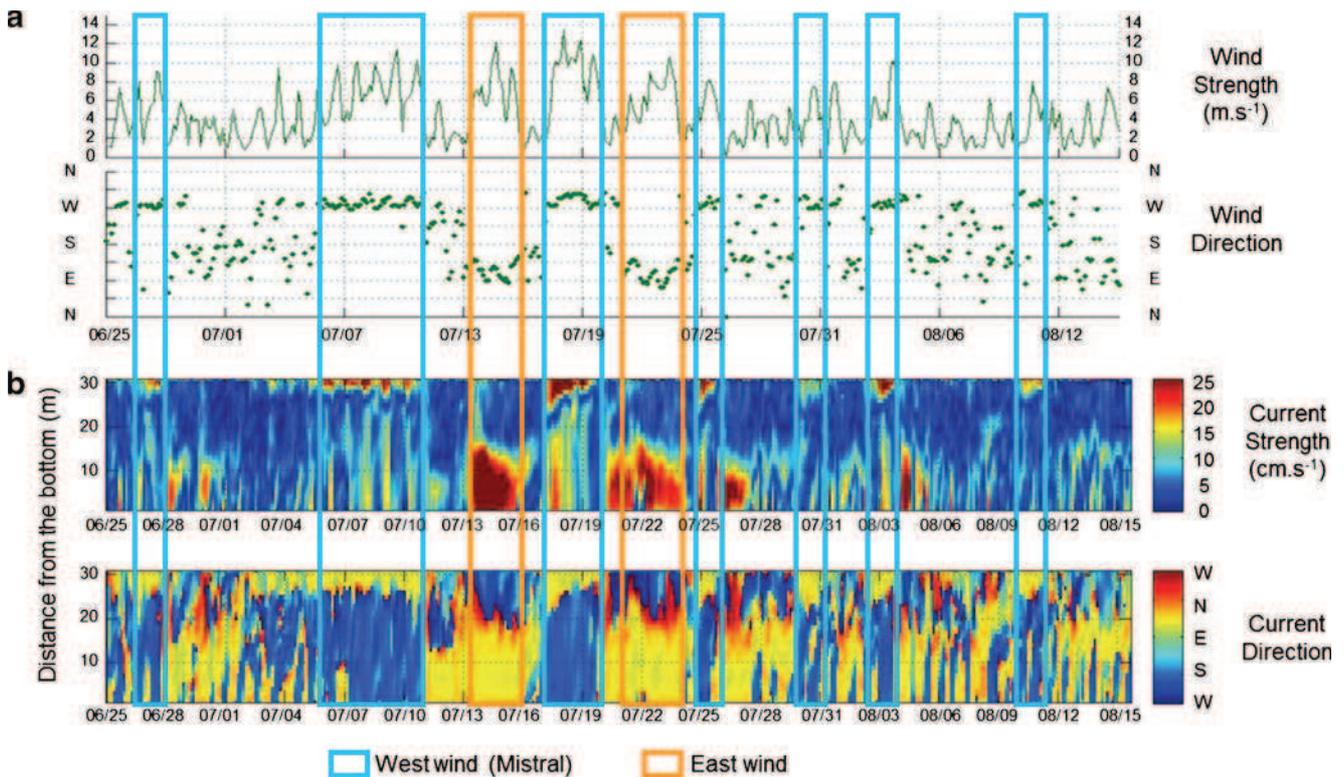


Fig. 6 Wind (a) and current (b) data recorded during the summer of 2009. *Top*, wind intensity (metres per second) and direction; *bottom*, current intensity (centimetres per second) and direction along the water

column. Strong wind events ($>5 \text{ m s}^{-1}$) are shown in *blue boxes* (Mistral) and *orange boxes* (east wind)

water mass flux across the fairway but no current reversal depth is clearly apparent. Recorded and simulated datasets are compared in Section 3.2.

3.2 Comparison of model-generated and measured data

Recorded and computed datasets have been compared for the summer period. Current directions are fairly well represented, but intensities are mostly underestimated. Figure 7 shows atmospheric data plotted with respect to ADCP data for both computed and recorded datasets. Wind intensity and direction values are shown in Fig. 7a according to meteorological station data (red) and MM5-generated data (blue). Figure 7b shows recorded (red) and simulated (blue) current intensity values within the water column during the summer of 2009. Strong wind events (exceeding 5 m s^{-1}) are shown in blue boxes (west wind) and orange boxes (east wind). As can be seen, surface current directions are well represented by the model, although strength values are slightly overestimated. Conversely, computed bottom current strength values are highly underestimated, especially when the East wind blows. The difference between computed and recorded values can reach 15 cm s^{-1} near the surface, whereas an underestimate of the order of the measured quantities is observed for computed near-bottom values (Fig. 8).

These differences could be explained, on the one hand, by the shape of the channel, and, on the other hand, by the bias between atmospheric input data and recorded wind data. Firstly, the bathymetric data used for computation may induce an error near the bottom. As the model mesh implies an estimate of the real bathymetry at a precision of 100 m in horizontal resolution, the channel narrowing induced current intensification may be underestimated. Secondly, most differences between model-generated and ADCP data occur in cases where MM5 data deviates from recorded atmospheric data. If MM5 underestimates the wind strength (e.g. mid-July), computed current intensity values are then lower. MARS3D also underestimates the bottom current reversal after a strong Mistral event (30 June; 16, 21 and 27 July; and 2 and 5 August).

Weather conditions also impact other hydrodynamic parameters as temperature and sea level. Indeed, sea temperature depends on wind characteristics. Mistral wind pushes the surface water out of the Little Bay, cooler bottom water mass is then transported toward the surface, leading to a diminution of the temperature. Conversely, East Wind pushes warmer water from the open sea into the Little Bay. The time evolution of the computed water column temperatures at the ADCP location in the channel (location1) is presented in Fig. 9a. Recorded and computed bottom temperatures (2 m above

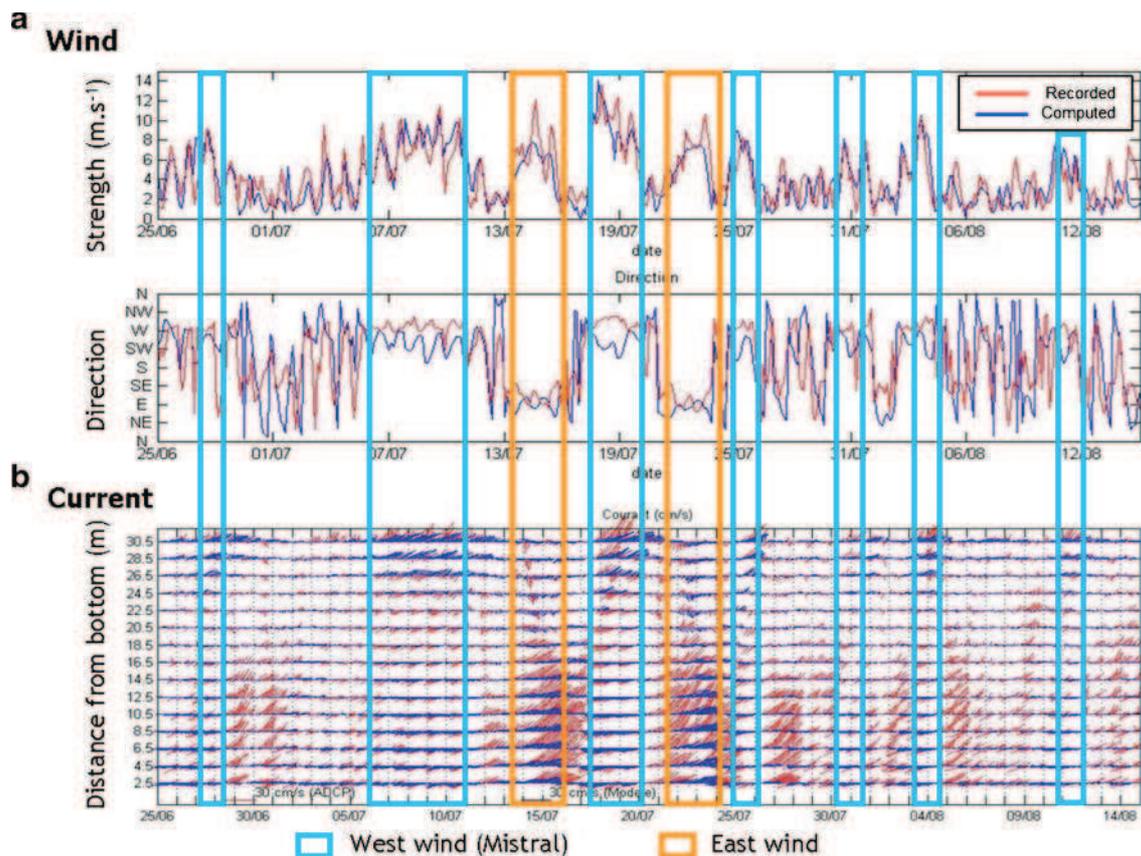


Fig. 7 **a** MM5 computed (blue) and in situ (red) wind data and **b** MARS3D simulated (blue) and ADCP recorded (red) current data for the summer of 2009. Strong wind events are shown in blue boxes (west wind) and orange boxes (east wind)

the bottom) are compared in Fig. 9b. Warming and cooling tendencies are well represented by the model, even though the computed data is warmer. The sea surface elevation was measured through a tide gauge located at the back of the Little Bay (blue square in Fig. 4) and the pressure sensor of the ADCP (corrected with the atmospheric pressure). Both measurements and computations at the location of the ADCP and the measurements with the tide gauge are presented in Fig. 10, averaged over 3 h. Both measurements and calculations show qualitatively a decrease of the water height during Mistral events and an increase during Eastern wind events. This behaviour can be ascribed to the combined effects of the local wind and of the barometric conditions. Indeed, the Mistral

wind pushes the surface water out of the Bay, leading to a decrease of the surface height whereas East wind pushes warmer water from the open sea into the Little Bay. This behaviour is enhanced by the barometric conditions since Mistral is often associated to high atmospheric pressure and East wind to barometric depression. However, one may note that this simple analysis cannot give a quantitative explanation of the sea level changes within the Bay, as it also results from the atmospheric pressure field at the scale of the western Mediterranean basin.

In the next subsection, changes in drag coefficient formulae and use of recorded wind data (instead of MM5 data) are both considered in the computations.

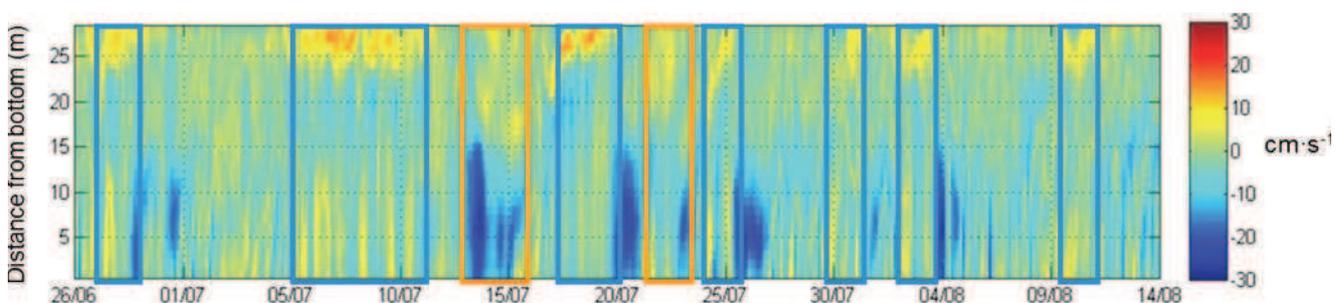


Fig. 8 Differences between computed and recorded current intensity values (centimetres per second) during the summer of 2009

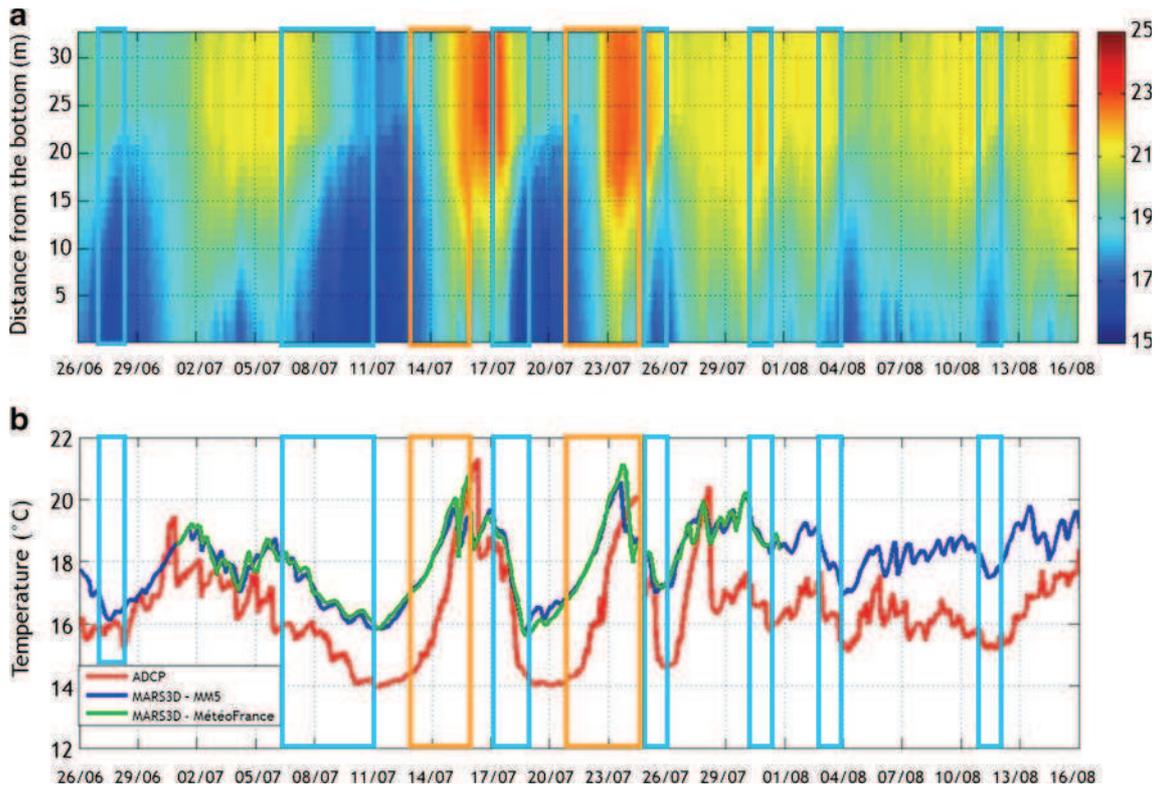


Fig. 9 Time evolution of the temperature **a** computed through the water column at ADCP location 1 and **b** MM5 computed (blue), MétéoFrance computed (green) and in situ recorded (red) 2 m above the bottom

3.3 Modelling enhancement

As shown above (Section 3.2), major differences between computed and recorded current data appear when atmospheric forcing differs from in situ wind data. Computed atmospheric fields are here compared with the meteorological station recorded data. For summer 2009, main differences between the two datasets are the Mistral direction and the East wind intensity (Fig. 11). MétéoFrance recorded data shows 30 % of west wind and less than 10 % north-west wind. MM5 model

computed 25 % of west wind and approximately 15 % northwest wind. Moreover, recorded South-East wind was stronger (up to 14 m s^{-1}) and more frequent (25 % of the time) than computed by MM5 model. For strong wind events (more than 5 m s^{-1}), MM5 model underestimates the Mistral strength of about 2 m s^{-1} and East wind of about 3 m s^{-1} as shown in Table 1.

To compare the impact of the wind forcing, we used the recorded wind as input for the hydrodynamic model. The wind components are in this case homogenous in space through the domain. Unsurprisingly, currents simulation is

Fig. 10 Sea surface elevation (m) recorded by the ADCP (red) and a tide gauge (black) and computed with MARS3D forced with Météo-France wind (blue). Strong wind events ($>5 \text{ m s}^{-1}$) are shown in blue boxes (Mistral) and orange boxes (East wind)

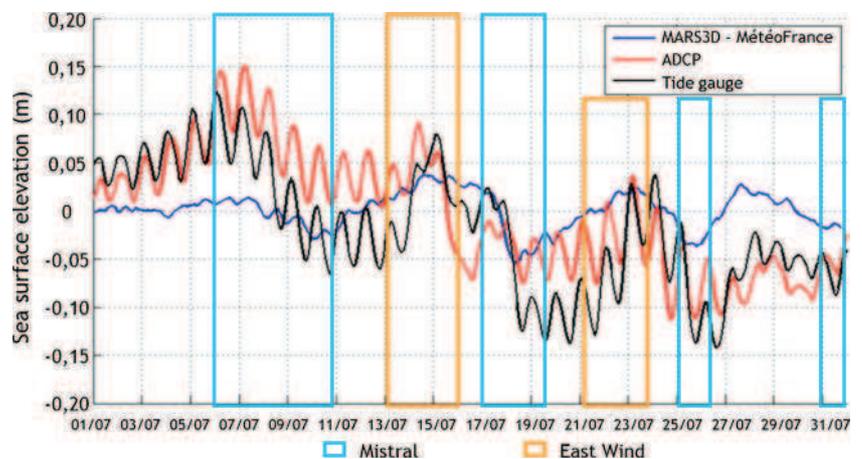
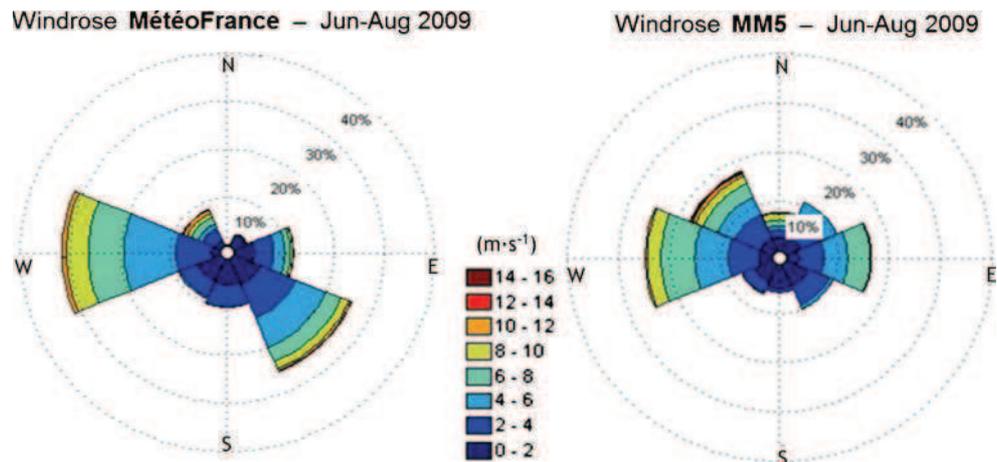


Fig. 11 MeteoFrance meteorological station wind data (*left*) and MM5 computed wind field (*right*) for summer 2009



better with recorded wind, as shown in Fig. 12. Computed surface currents are still faster than recorded (see Fig. 12a), but bottom currents are better simulated than with MM5 model forcing (see Fig. 12d). Nevertheless, we studied the impact of different model parameters on the hydrodynamic response. We hence compared the computed current data obtained with the three drag coefficients with the ADCP data. The root mean square errors (RMSE) between computed and recorded datasets are given in Fig. 13. The results show that the error is smaller near the surface and slightly larger deeper with higher coefficients. However, the results are much better using the recorded wind, as shown by the black line. The atmospheric forcing used as input for the hydrodynamic model has hence a larger impact on the results than the modification of parameter such as the surface drag coefficient. Therefore, using an accurate meteorological forecast significantly enhances the accuracy of the hydrodynamic model.

As the weather has a large impact on the circulation in the Bay of Toulon and all the more on the exchanges between the two basins, the next subsection is devoted to a flow analysis through the channel. The water renewal is studied under different wind conditions as a part of post accidental management tool.

4 Flow modelling and water mass exchanges

The exchanges between the Little Bay and the open sea are conditioned by the dynamics of the fairway. The export of a possible contamination within the harbour through the fairway

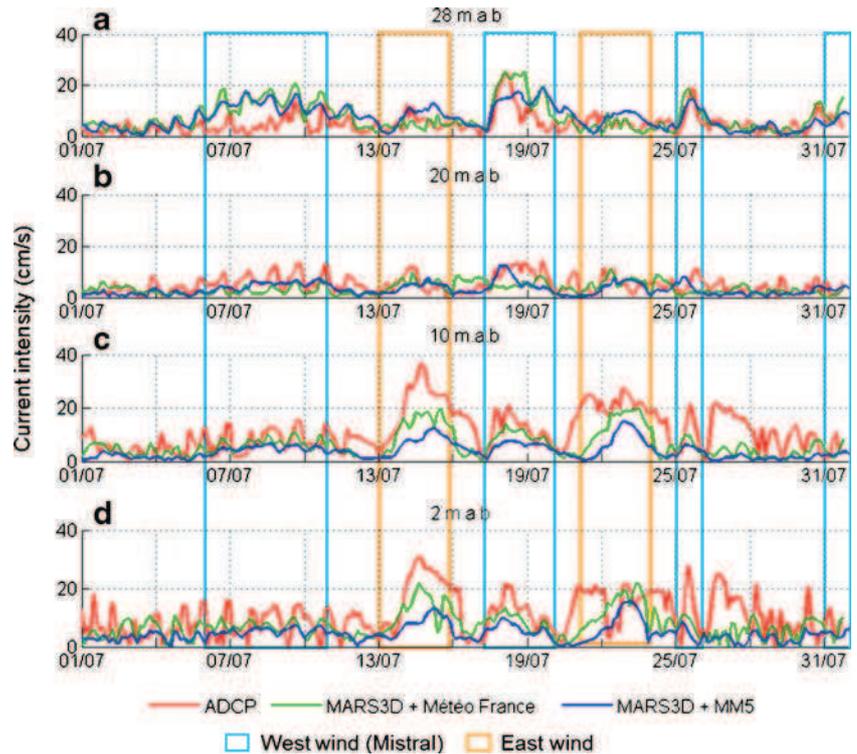
Table 1 Average recorded and computed wind intensity values for strong events, where σ is the standard deviation

Strong wind event ($>5 \text{ m s}^{-1}$)	MeteoFrance (m s^{-1})	MM5 (m s^{-1})
West	7.4 ($\sigma=1.8$)	5.3 ($\sigma=3.2$)
East	7.1 ($\sigma=1.7$)	4.2 ($\sigma=2.3$)

is directly linked to the water mass renewal. The residence time, which measures the time spent by a water parcel or a pollutant in a given water body, is one of the most widely used concepts to quantify the renewal of water in semi-enclosed basins (Delhez et al. 2004). Tracers released at different locations and times will leave the basin at different times. In addition, because of their diffusion within the water, the tracers do not follow the water mass and their spatial distribution of concentration results from the combination of advective and diffusive effects. A procedure, which requires the solution of the adjoint problem to the advection–diffusion equation, was then proposed by Delhez et al. (2004) for ocean dynamics applications on the basis of previous studies applied to atmospheric flows (Holzer and Hall 2000). For open basins and assuming the whole pollutant to be flushed out of the control region, a mean residence time can be defined with the adjoint problem (Delhez et al. 2004). Ignoring spatial and temporal variations of the flow, the calculation of a mean residence time can be estimated through the flushing time, defined as the ratio between the volume of the water body and the flow rate through the system.

In the present study, the exchanges between the Little Bay and the open sea take place at the fairway. As shown in Section 3, the dynamics of the flow is strongly time dependant, especially through the meteorological conditions. Our aim is to estimate the evolution of an accidental release from the far end of the Little Bay (far from the channel), in terms of both contaminant concentration and dispersion. The quality of the bay may be estimated globally through the water renewal time within the bay, or more precisely through the dispersion of the pollutant within the Bay and then through the fairway. In order to quantify these fluxes, we focus in a first step on the incoming or outgoing flow through the channel and in a second step on the evolution of the concentration of the pollutant by use of a tracer method. Both calculations are presented for different meteorological conditions.

Fig. 12 Recorded (red) and computed current intensity data with MM5 model (blue) and recorded atmospheric forcing (green) at **a** surface **b** 20 m above the bottom, **c** 10 m above the bottom and **d** 2 m above the bottom



4.1 Water exchange time

The ratio between the volume of a basin and the volume flux entering or leaving it for a period is a time parameter frequently used to qualify the replacement rate of a mass of water. This result is often called residence time or water renewal time. However, as reported by Jouon et al. (2006), this time parameter is strongly dependent on the volume and assumes that the entire mass of water has been replaced with new input water. These authors rather chose to call this ratio “water exchange time” (WExT), as this condition is not necessarily met. This name is also appropriated for this study, as the shape of the Little Bay implies a heterogeneous hydrodynamic within the bay. Thus,

$$WExT = \frac{V_{tot}}{Q_{tot}}$$

where V_{tot} is the total volume of the Little Bay (cubic metres) and Q_{tot} is the flux entering (or leaving) the basin through the channel (cubic metres per second). The WExT indicates the time needed for a volume of water equivalent to the total basin volume to enter (or leave) the Little Bay.

Thus, the water exchange time was calculated and averaged month over month for this study, with the aim of seasonal comparison. Thus, some water parcel that has been flushed out can re-enter the domain. Let us note that within this approach, tracer diffusion within the fluid is not considered.

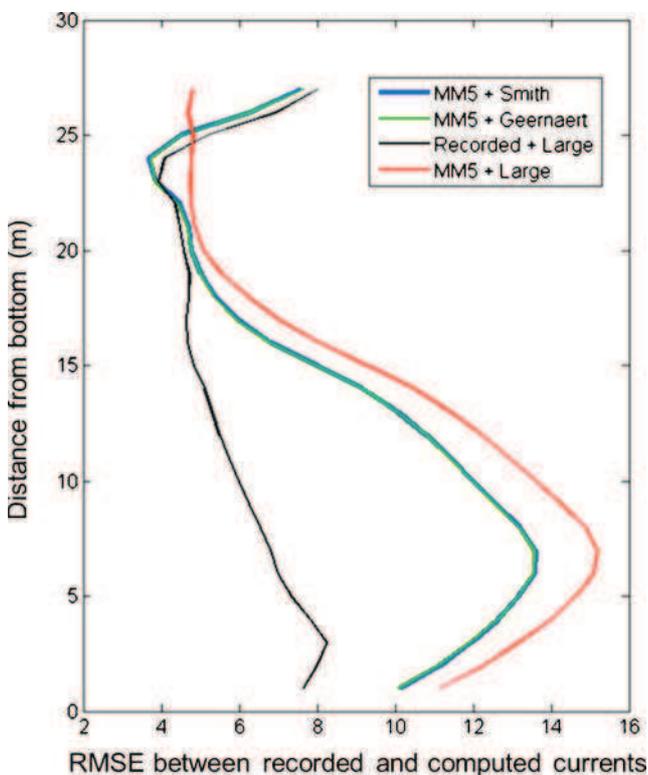


Fig. 13 RMSE depending on depth between recorded and computed current datasets with MétéoFrance recorded wind (black) and MM5 wind with drag coefficients from Large and Pond (1981) (red), Smith and Banke (1975) (blue) and Geernaert et al. (1987) (green)

The total volume of the Little Bay was calculated with the bathymetric data used for the model. The total incoming flux was obtained by adding the fluxes calculated in each mesh of the vertical section of the channel. The zonal current component was hence multiplied by the horizontal resolution and the thickness of the corresponding sigma layer. We considered as inflow the current heading west (negative zonal component) and outflow otherwise. As an example, Fig. 14 shows the zonal current intensity along a south-north profile through the channel (see dash line in Fig. 4). Negative intensity values (blue) represent an incoming flow into the Little Bay and positive intensity values (green), an outgoing flow.

Both incoming and outgoing fluxes were used to calculate WExT in order to verify mass conservation. Unbalanced water exchanges were found to correspond to water level change during the period of calculation. For each month, the time parameter was multiplied by the number of days to obtain a WExT in days.

The average water exchange time calculated for the studied year (August 2009 to July 2010) is approximately 3.4 days. Figure 15 shows the monthly averaged water exchange time for the period of interest. The results vary between 2.1 and 6.6 days and are smaller for winter months. As the circulation in the Bay is strongly wind dependent and winter months are windy, the WExT is unsurprisingly shortest in winter. Indeed, the average WExT was 2.4 days from October to March and 3.8 days from April to September for the studied year. With several very strong wind events (more than 10 m s^{-1}), January was a very windy month, while April was rather calm, without strong wind events. As the WExT is strongly wind dependent, this time parameter has also been computed for specific wind conditions. The water exchange time for strong East wind events reaches 1.5 and 1.9 days for Mistral events.

Unsurprisingly, the water exchange time is longer during calm weather (4.1 to 7.5 days), of wind intensity slower than 5 m s^{-1} . However, the WExT is shorter when calm weather occurred after a strong Mistral event (1.8 to 2.9 days). The deep current reversal enhances the circulation and thus reduces the residence time. Alike, a strong Mistral event followed by a strong east wind event generates the fastest bottom currents and the shortest water exchange time (1.7 days). Figure 16 shows the averaged water exchange time in days for different wind conditions.

The water exchange time associated to the tides was also calculated to estimate their order of magnitude, even if tidal amplitudes are weak in the Bay. As for the volume, the surface of the Little Bay was estimated with the model meshes. The average height of water was then estimated by the ratio of the volume and the surface of the basin. For tide amplitude of 20 cm, the daily variation would be of 40 cm. In comparison with the average depth of the basin (9.91 m), the daily tidal fluxes represent 4 % of the total volume. Thus, $\text{WExT} = \frac{V_{\text{tot}}}{Q_{\text{tot}}} = \frac{V_{\text{tot}}}{V_{\text{tot}} \cdot 0.04}$ and the approximated water exchange time due to tides is about 25 days. This value is much larger than the time parameter calculated with the wind induced fluxes. In addition, the oscillatory behaviour of the tidal current within the whole water column does not ensure a renewal of the water mass as for the crossed fluxes observed for windy conditions.

4.2 Tracer dispersion

The dispersion of a contaminant from the far end of the Little Bay is calculated by use of the conservation equation forced by the hydrodynamic model. As the non-stationary circulation

Fig. 14 Zonal current intensity (centimetres per second) along a south–north profile through the channel

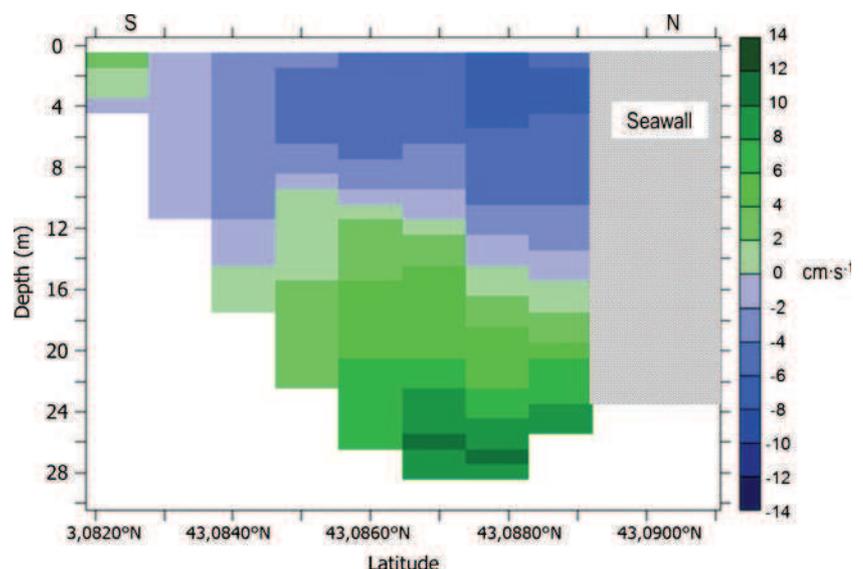
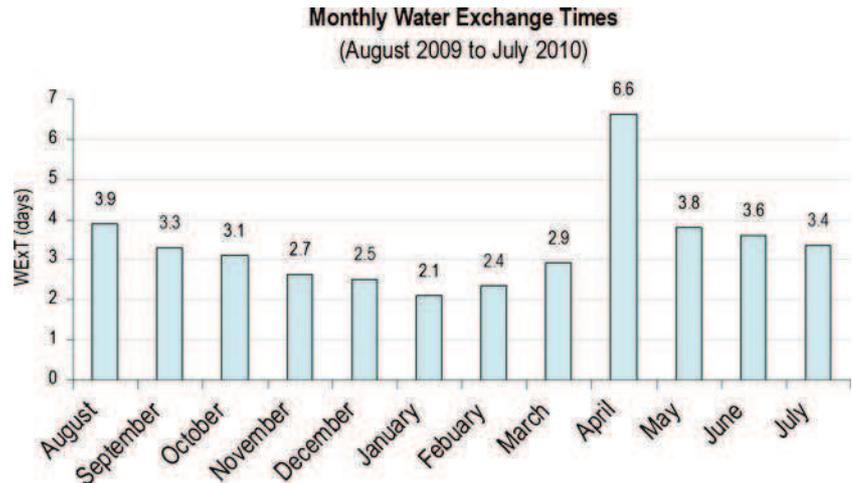


Fig. 15 Monthly water exchange time calculated with model results from August 2009 to July 2010



is forced by the meteorological conditions, the period starting from the 1st of July 2009 was chosen as test case for the successive fairly calm and windy conditions encountered. The tracer was injected at the back of the Little Bay (latitude, 43°6.98'; longitude, 5°54.65'; grey dot on Fig. 17), near the free surface on July, respectively the 1st, the 7th and the 13th, which corresponds to the beginning of respectively fairly calm weather (case 1), Mistral wind (case 2) and Eastern wind (case 3) conditions. The initial quantity of tracer is 10⁵ units. The location of the tracer release and the surface and bottom fields of concentration of the tracer (units per cubic metre) 48 h after the injection are presented in Fig. 17. The time evolution of near-surface and near-bottom concentrations of tracer at the middle of the Little Bay (red dot in Fig. 17) and at the channel (blue dot in Fig. 17) are presented in Fig. 18 for the three cases.

We can observe in Fig. 18a that for calm weather conditions, the tracer mainly remains within the surface layers the first days. Even if it reaches the bottom layer at the middle of the bay 2 days after its release, it is exported through the channel mainly within the surface layer, for which the

maximum of concentration is reached 6 or 7 days after the release. From that time, we can observe that the tracer is fully dispersed at the surface within the Little Bay and its concentration regularly decrease with time.

For Mistral wind conditions, the tracer is rapidly transported within the surface layer (see Fig. 18b). Approximately 12 h after the release, a maximum of concentration is observed in the middle of the Little Bay, near the surface. This peak of concentration is observed at the channel (after a dilution of factor 5) approximately 30 h after the release. After 36 h, surface concentrations within the middle of the Little Bay and at the channel are almost the same and regularly decrease.

For East wind conditions, a vertical mixing of the tracer occurs since after a weak peak of concentration at the surface, a larger peak is observed at the bottom at the middle of the Little Bay (see Fig. 18c). The tracer is then flushed out the Little Bay through the bottom layers 2 or 3 days after the release. The increase of the bottom concentration at the middle of the Little Bay the 16th of July may be due to the change of the meteorological conditions. From that date, a light Mistral

Fig. 16 Water exchange time in days for different wind conditions

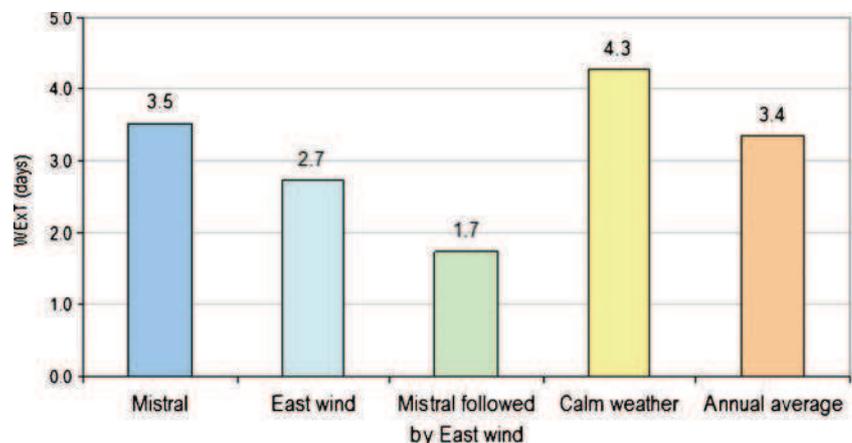
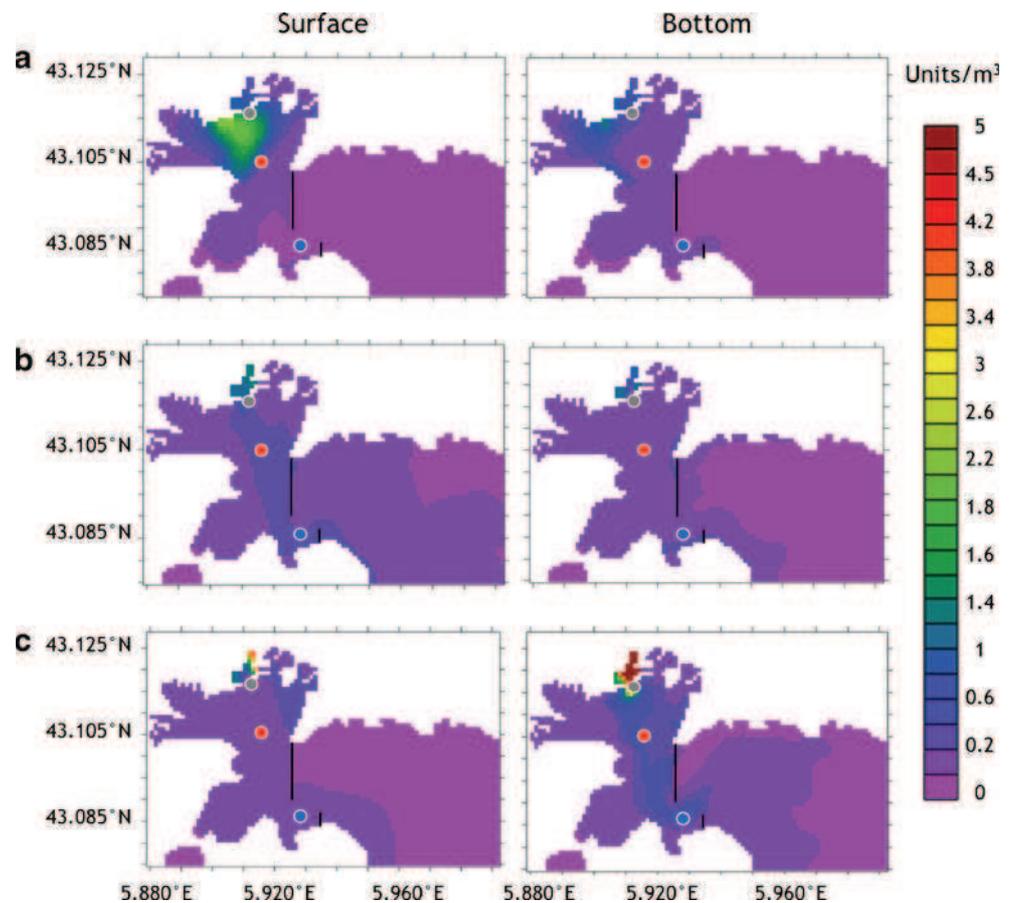


Fig. 17 Surface (*left*) and bottom (*right*) tracer concentration (units per cubic metre) 48 h after the injection for calm weather (**a**), Mistral wind (**b**) and Eastern wind (**c**) conditions



wind is blowing, probably at the origin of a bottom current entering into the Little Bay.

In order to better quantify the corresponding residence time, the time evolution (hours) of the percentage of total tracer in the Little Bay is presented for the three cases in Fig. 19. We can observe that for windy conditions, half of the tracer has flushed through the channel after less than 50 h for case 2 and less than 60 h for case 3. These values are comparable to those of the WExT for windy conditions. For fair weather conditions, much of the tracer remains within the Little Bay 72 h after the release. The decrease observed after 5 days is due to the evolution of the meteorological conditions (Mistral wind).

5 Discussion and conclusion

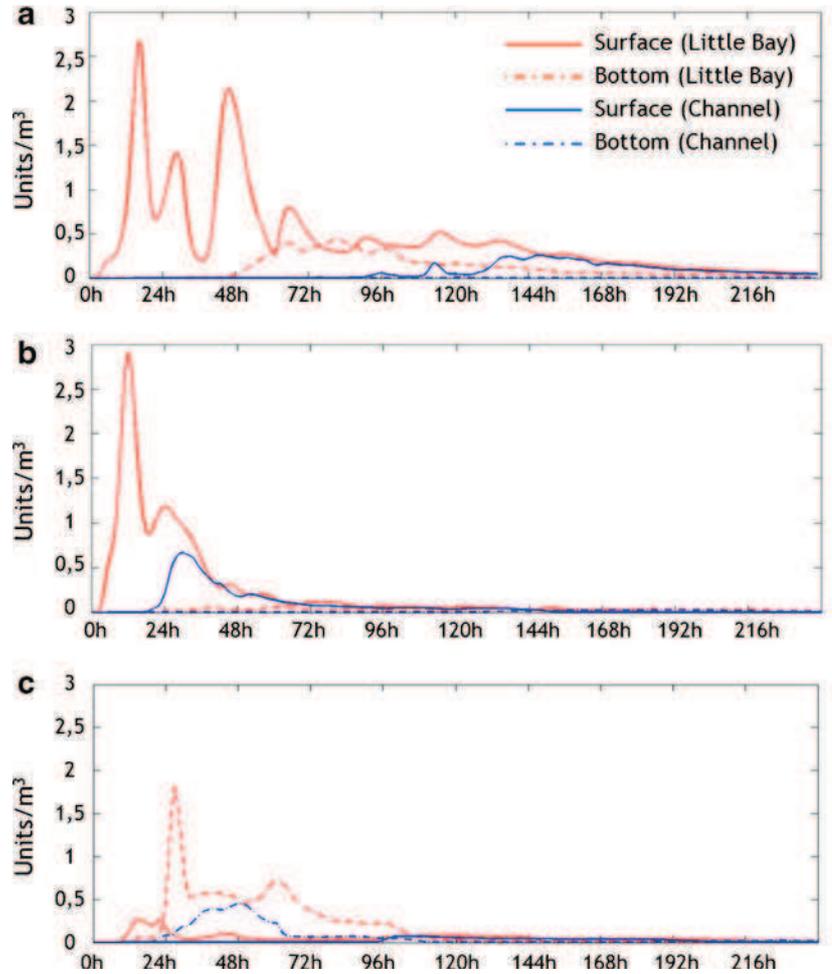
Atmospheric conditions have a significant influence on hydrodynamic circulation in shallow water. As reported by Schaeffer (2011), weather conditions not only impact surface layers but also deeper ones. ADCP data recorded in the Bay of Toulon has made it possible to consider different scenarios in

response to wind conditions and to corroborate wind-dependent hydrodynamics.

ADCP data corroborates the bi-directional current as observed by Millot et al. (1981). The water flow seems to follow the channel's bathymetry in a “V” shaped direction, going around the seawall. The shape of the channel seems to strengthen the current intensity at the bottom of the water column.

The intensification of the bottom current is, conversely, caused by the channel narrowing, and, on the other hand, induced by strong wind events. Indeed, fastest bottom currents were recorded at location 1 (where the channel is narrower) while East wind blew at more than 5 m s^{-1} . Bottom water could then exit the Little Bay at 30 cm s^{-1} although incoming surface current is slower (5 to 10 cm s^{-1}) and heading west. As for the Mistral (north-west wind), it leads surface water out of the Little Bay in a northeast direction while water is entering in a west-south-west direction at the bottom. This current reversal is clearly apparent in datasets recorded during the summer, which could indicate the importance of thermocline in this phenomenon. In that case, water mass stratification and current reversal may impact the evolution of potential contamination. If dissolved in surface layers, it could remain in

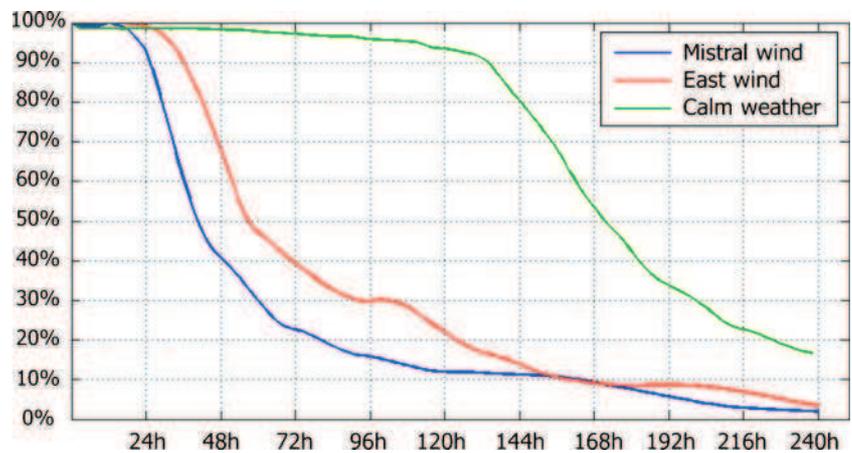
Fig. 18 Time evolution of near-surface (*plain line*) and near-bottom (*dash line*) concentrations of tracer at the middle of the Little Bay (*red*) and in the channel (*blue*) for calm weather (a), Mistral wind (b) and Eastern wind (c) conditions



the Little Bay during East wind events and reach bottom sediments. On the other hand, resuspended contaminated sediments could appear under strong hydrodynamic conditions and be exported to the Large Bay. In any case, conductivity, temperature and depth devices could be of interest for comparing the thermocline depth with the current reversal depth.

The hydrodynamic response is sensitive to the atmospheric forcing, even at the bottom. The hydrodynamic model reliability lies on the accuracy of the atmospheric forcing. With a 100-m spatial resolution, this Mediterranean coastal model is very sensitive to the atmospheric forcing, particularly for wind intensity and direction. In an operational management point of

Fig. 19 Percentage of total tracer in the Little Bay for Mistral wind (*blue*), East wind (*red*) and calm conditions (*green*)



view, it will not be possible to use recorded wind data, as the model may be used as forecast. Therefore, the accuracy of the predictive atmospheric forcing becomes an important part of the tool development.

This study also shows the variability of the length of time needed to renew a mass of water. Linked to hydrodynamic circulation, the water exchanges therefore depend on atmospheric conditions. The water exchange time calculated with model results for the Little Bay range from 1.5 day for windy conditions to 7.5 days for calm weather. Although the fluxes might be important through the channel, the entire mass of water may not be renewed. The heterogeneity of hydrodynamic due to the shape of the Little Bay may lengthen the exchange time in some parts of the basin. For example, a particle situated at the back of the harbour may remain in the sub-basin, particularly if wind conditions are unsteady or changing from 1 day to the next. Simulations of dispersion of a passive tracer release at the back of the Little Bay shows similar exchange time values for windy conditions. Residence time values calculated are found to be comparable to the mean exchange time values, especially for strong wind events.

Acknowledgements IRSN (Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire) and Region PACA (Provence Alpes Côte d'Azur) are acknowledged for their financial support for the Ph-D thesis of Christiane Dufresne.

References

- Albérola C, Rousseau S, Millot C, Astraldi M, Font J, Garcia-Lafuente J, Gasparini GP, Send U, Vangriesheim A (1995) Tidal currents in the Western Mediterranean Sea. *Oceanol Acta* 18:273–284
- André G, Garreau P, Fraunié P (2009) Mesoscale slope current variability in the Gulf of Lions. Interpretation of in-situ measurements using a three-dimensional model. *Cont Shelf Res* 29:407–423
- Delhez EJM, Heemink AW, Deleersnijder E (2004) Residence time in a semi-enclosed domain from the solution of an adjoint problem. *Estuar Coast Shelf Sci* 61:691–702
- Duffa C, Dufois F, Coudray S (2011) An operational model to simulate post-accidental radionuclide transfers in Toulon marine area: preliminary development. *Ocean Dyn* 61(11):1811–1821
- Estournel C, Bosc E, Bocquet M, Ulses C, Marsaleix P, Winiarek V, Osvath I, Nguyen C, Duhaut T, Lyard F, Michaud H, Auclair F (2012) Assessment of the amount of cesium-137 released into the Pacific Ocean after the Fukushima accident and analysis of its dispersion in Japanese coastal waters. *J Geophys Res: Oceans* 117(C11):C11014
- Gaspar P, Gregoris Y, Lefevre JM (1990) A simple eddy-kinetic-energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: tests at station Papa and long-term upper ocean study site. *J Geophys Res* 95:16179–16193
- Geernaert GL, Larsen SE, Hansen F (1987) Measurements of the wind stress, heat flux, and turbulence intensity during storm conditions over the North Sea. *J Geophys Res* 92:13127–13139
- Holzer M, Hall TM (2000) Transit-time and tracer-age distributions in geophysical flows. *J Atmos Sci* 57(21):3539–3558
- Jouon A, Douillet P, Ouillon S, Fraunié P (2006) Calculations of hydrodynamic time parameters in a semi-opened coastal zone using a 3D hydrodynamic model. *Cont Shelf Res* 26:1395–1415
- Large WG, Pond S (1981) Open ocean momentum flux measurement in moderate to strong winds. *J Phys Oceanogr* 11:324–336
- Lazure P, Dumas F (2008) An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Adv Water Resour* 31(2):233–250
- Millot C, Broyard R, Metais O, Tine J (1981) Les oscillations propres de la rade de Toulon. *Oceanol Acta* 4(3):259–262
- Monte L, Boyer P, Brittain JE, Goutal N, Helling R, Kryshev A, Kryshev I, Laptev G, Luck M, Periañez R, Siclet FO, Zheleznyak M (2008) Testing models for predicting the behaviour of radionuclides in aquatic systems. *Appl Radiat Isot* 66:1736–1740
- Monte L, Periañez R, Boyer P, Smith JT, Brittain JE (2009) The role of physical processes controlling the behaviour of radionuclide contaminants in the aquatic environment: a review of state-of-the-art modelling approaches. *J Environ Radioact* 100(9):779–784
- Nicolau R, Lucas Y, Merdy P, Raynaud M (2012) Base flow and stormwater net fluxes of carbon and trace metals to the Mediterranean Sea by an urbanized small river. *Water Res* 46(20):6625–6637
- Nicolle A, Garreau P, Liorzou B (2009) Modelling for anchovy recruitment studies in the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). *Ocean Dyn* 59(6):953–968
- Pairaud IL, Gatti J, Bensoussan N, Verney R, Garreau P (2011) Hydrology and circulation in a coastal area off Marseille: validation of a nested 3D model with observations. *J Mar Syst* 88:20–33
- Periañez R (2005) Modelling the dispersion of radionuclides by a river plume: Application to the Rhone river. *Cont Shelf Res* 25:1583–1603
- Periañez R, Hierro A, Bolívar JP, Vaca F (2012) The geochemical behavior of natural radionuclides in coastal waters: a modeling study for the Huelva estuary. *J Mar Syst*. doi:10.1016/j.jmarsys.2012.08.001
- Pirovano G, Coll I, Bedogni M, Alessandrini S, Costa MP, Gabusi V, Lasry F, Menut L, Vautard R (2007) On the influence of meteorological input on photochemical modelling of a severe episode over a coastal area. *Atmos Environ Harbours Air Qual* 41(30):6445–6464
- Schaeffer A (2011) Impact du vent sur la circulation hydrodynamique dans le Golfe du Lion : modélisation haute résolution. Ph.D. thesis. Université Sud Toulon Var 245
- Smagorinsky J (1963) General circulation experiments with the primitive equation, I. The basic experiment. *Mon Weather Rev* 91:99–164
- Smith SD, Banke EG (1975) Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Q J Roy Meteorol Soc* 101:665–673
- Tessier E, Garnier C, Mullot JU, Lenoble V, Arnaud M, Raynaud M, Mounier S (2011) Study of the spatial and historical distribution of sediment inorganic contamination in the Toulon bay (France) *Mar Pollut Bull* 62(10):2075–2086
- Tinè J, Martano G, Cabilic J, Jeudy de Grissac, A (1981) Hydrodynamisme en Rade Abri de Toulon. Ministère de la Défense—Marine Nationale

Annexe B Fonctionnement granulomètre laser *LS13320 Beckman & Coulter*

Le granulomètre laser *LS13320 Beckman & Coulter* permet d'étudier la taille des particules *via* la diffusion d'une lumière cohérente et monochromatique, issue d'un laser solide à arsenure de gallium.

L'interaction entre la lumière et la matière engendre des phénomènes optiques de réfraction, réflexion et diffraction, qui engendre la diffusion du rayon lumineux. Ces phénomènes dépendent des caractéristiques des particules, telles leur forme, leur taille, leur rugosité, etc. Les particules les plus petites diffusent très peu de lumière, mais la diffusion augmente rapidement avec la taille.

Le granulomètre laser *LS13320 Beckman & Coulter* se compose d'un banc optique qui comprend un laser (émetteur d'un faisceau d'une longueur d'onde de 750 nm), une cellule échantillon dans laquelle s'effectue la mesure, une lentille de Fourier qui focalise la lumière diffractée sur les détecteurs et d'une cellule PIDS (*Polarization Intensity Differential Scattering*) qui mesure les tailles de particules les plus fines. Cette dernière permet donc une mesure plus précise pour les particules de taille comprise entre 0,04 et 0,4 μm , difficiles à étudier puisqu'elles diffusent peu la lumière. Le PIDS contient une source halogène au tungstène et six détecteurs, et mesure de façon séquentielle l'intensité de diffusion lumineuse selon deux sens de polarisation (x,y) sous trois longueurs d'onde (450 nm, 600 nm, 900 nm).



Figure Annexe 1 : Granulomètre à diffraction laser *LS 13320 Beckman & Coulter*.

Annexe C Utilisation du signal rétrodiffusé de l'ADCP pour quantifier la charge particulaire en suspension

Le profileur de courant acoustique à effet Doppler (ADCP) émet une onde acoustique qui s'atténue lors de sa propagation dans la colonne d'eau et qui est rétrodiffusée par les particules en suspension. L'intensité du signal rétrodiffusé peut être utilisée afin de quantifier la MES de la colonne d'eau, tel que décrit dans les travaux de Tessier (2006). Nous nous appuyons sur cette théorie afin d'estimer la concentration de matière en suspension pour chaque cellule de mesure de l'ADCP.

L'intensité du signal rétrodiffusé est enregistrée par l'appareil en unités arbitraires, sous forme d'un nombre de *counts* NC . Cette unité peut être liée à la charge particulaire, après corrections dues à l'atténuation du signal dans la colonne d'eau et à la rétrodiffusion des particules. Le bilan d'énergie (en dB) entre les intensités d'émission (NE) et de réception (NR) s'exprime :

$$NR = NE - 2PT + IR \quad (1)$$

avec :

- NE le niveau émis (dB) donné par le constructeur RDI, il est de 271.1 dB.
- PT les pertes acoustiques dues à la propagation de l'onde (dB)
- IR l'indice de rétrodiffusion (dB), lui-même lié à la concentration massique recherchée M .
- NR le niveau acoustique reçu mesuré en *counts* (NC).

Le niveau reçu NR dépend de l'intensité du signal rétrodiffusé :

$$NR = Br + Kc(NC - NC_0) \quad (2)$$

avec :

- Br le niveau de bruit (dB)
- NC_0 le niveau de bruit interne, qu'il est judicieux de prendre comme valeur minimale des mesures d'intensité rétrodiffusée (count)
- Kc le coefficient de conversion des *counts* en dB (dB/count)

Les pertes de transmissions PT sont liées à la divergence sphérique (décroissance en $1/R^2$ de l'intensité acoustique avec R la distance au transducteur) et à l'amortissement par le milieu dissipatif. Elles sont évaluées en décibels selon :

$$PT = 20 \log_{10}(\psi R) + (\alpha_w + \alpha_s)R \quad (3)$$

avec :

- NE le niveau émis (dB) du constructeur (271,1 dB chez RDI).
- α_w le coefficient d'atténuation de l'eau pure (selon le modèle de François et Garrison dépendant de la température et de la salinité)

- α_s le coefficient d'atténuation lié aux matières en suspension de la colonne d'eau est (négligeable pour une gamme de concentration $<200\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$).
- ψ la correction de l'approximation de divergence sphérique à proximité du transducteur, là où le champ de pression est oscillant. La formulation de Downing est utilisée :

$$\psi = [1 + 1.35z + (2.5z)^{3.2}]/[1.35z + (2.5z)^{3.2}] \quad (4)$$

avec $z = R/R_0$, où $R_0 = a_t^2/2\lambda$, a_t étant le rayon du transducteur et λ la longueur d'onde.

L'indice de rétrodiffusion IR dépend de la densité numérique N des particules dans le volume insonifié V de la cellule considérée et de σ , la section efficace de rétrodiffusion moyenne de ces particules. Il s'exprime selon :

$$IR = 10\log_{10}(\sigma NV) = 10\log_{10}(V) + IV \quad (5)$$

avec IV l'indice de cible volumique et la densité numérique N , qui s'exprime en fonction de la concentration M , de la masse volumique ρ_s et du volume individuel des particules v_s ($N = M/\rho_s v_s$).

Le volume insonifié V_i d'une cellule i , croît avec la distance R_i du transducteur. Pour des faisceaux assimilés à des cônes, ce volume s'exprime :

$$V_i = \pi\left(\frac{\phi}{2}\right)^2 R_i^2 L \quad (6)$$

avec :

- ϕ l'ouverture équivalente du faisceau
 L l'épaisseur de la cellule qui rétrodiffuse

Avec les équations 1, 2, 3, 5 et 6, l'équation de calcul de la concentration massique pour chaque cellule de l'ADCP positionnée à la distance R du transducteur s'écrit:

$$10\log_{10}(M) = \underbrace{NR}_{(a)} - \underbrace{NE}_{(b)} + 40 \log_{10}(\psi R)_{(c)} + 2\alpha_w R - 10\log_{10}\left(\pi\left(\frac{\phi}{2}\right)^2 R^2 L\right)_{(d)} - 10\log_{10}\left(\frac{\sigma}{\rho_s v_s}\right) \quad (7)$$

où le terme (a) correspond à la différence entre le signal reçu et le signal émis, le terme (b) corrige les pertes de transmission, le terme (c) est lié à la géométrie et le terme (d) prend en compte les caractéristiques des particules qui rétrodiffusent.

En utilisant le terme de rétrodiffusion volumique IV :

$$IV = 10\log_{10}\left(\frac{M\sigma}{\rho_s v_s}\right) \quad (8)$$

$$IV = NR - NE + 40 \log_{10}(\psi R) + 2\alpha_w R - 10 \log_{10} \left(\pi \left(\frac{\phi}{2} \right)^2 R^2 L \right) \quad (9)$$

Pour quantifier la charge particulaire, la calibration de l'indice IV est nécessaire avec les mesures de concentration M en un point. Une calibration empirique peut se faire entre le \log_{10} de la charge particulaire enregistrée par la sonde de turbidité et l'indice IV de la première cellule de l'ADCP :

$$10 \log_{10}(M) = a \cdot IV_1 + b \quad (10)$$

La concentration peut alors s'exprimer:

$$M = 10^{(a \cdot IV + b)/10} \quad (11)$$

Annexe D Résultats des analyses granulométriques

D.1 Analyses au granulomètre laser *LS13320 Beckman & Coulter*

Cette annexe contient les résultats détaillés des analyses granulométriques effectuées avec la granulomètre laser *LS13320 Beckman & Coulter*. Les résultats du Las sont dans le Tableau Annexe 1 et ceux de l'Eygoutier dans Tableau Annexe 2.

Tableau Annexe 1 : Proportion (%) pour chaque classe de taille granulométrique des échantillons prélevés par le piège à sédiments du Las.

Echantillon	0,04 à 4 µm	4 à 20 µm	20 à 63 µm	63 à 200 µm	200 à 2000 µm	sable >63µm	vase < 63µm
20121010	21,50	45,50	26,00	6,19	0,75	6,9	93,0
20121024	23,50	39,50	27,90	7,58	1,53	9,1	90,9
20121030	26,90	43,30	21,00	7,62	1,23	8,9	91,2
20121121	24,40	36,00	20,70	8,88	10,00	18,9	81,1
20121205	31,50	38,80	23,20	5,47	1,05	6,5	93,5
20121219	28,21	35,17	23,54	11,85	1,23	13,1	86,9
20130104	39,70	46,80	9,42	4,07	0,00	4,1	95,9
20130116	38,02	46,80	13,10	1,85	0,00	1,9	97,9
20130130	29,90	37,90	28,20	3,99	0,00	4,0	96,0
20130213	46,80	39,40	13,60	0,23	0,00	0,2	99,8
20130227	29,10	42,93	21,07	6,73	0,17	6,9	93,1
20130404	12,57	25,80	31,10	19,53	11,00	30,5	69,5
20130417	10,73	24,60	34,75	17,73	12,20	29,9	70,1
20130506	65,80	34,20	0,00	0,00	0,00	0,0	100,0
20130523	37,70	44,40	4,41	3,90	9,64	13,5	86,5
20130605	28,52	38,15	22,63	9,19	1,51	10,7	89,3
20130619	13,26	59,55	27,19	0,00	0,00	10,7	89,3
20130703	22,86	69,60	7,54	0,00	0,00	0,0	100,0
20130717	19,35	64,09	16,56	0,01	0,00	0,0	100,0
20130805	16,85	49,01	28,58	4,99	0,56	5,6	94,4
20130820	16,07	56,18	25,30	2,18	0,27	2,5	97,5
20130912	14,25	38,52	40,71	5,56	0,96	6,5	93,5
20131009	13,06	27,09	31,92	15,48	12,45	27,9	72,1
20131023	16,02	36,82	35,02	9,03	3,10	12,1	87,9
10131107	13,68	31,94	44,75	8,22	1,41	9,6	90,4
20131120	14,48	30,53	43,45	10,08	1,46	11,5	88,5
20131206	18,72	38,10	43,13	0,06	0,00	0,1	99,9
20140107	10,08	25,01	30,65	20,31	13,94	34,2	65,8
20140318	29,82	32,49	16,12	9,00	12,56	21,6	78,4
Moyenne	24,6	40,6	24,5	6,9	3,3	10,6	89,4
Ecart type	13,6	6,8	9,9	5,7	4,7	9,8	9,8

Tableau Annexe 2 : Proportion (%) pour chaque classe de taille granulométrique des échantillons prélevés par le piège à sédiments du Las

Echantillon	0,04 à 4 µm	4 à 20 µm	20 à 63 µm	63 à 200 µm	200 à 2000 µm	sable >63µm	vase < 63µm
20121024	33,400	46,800	16,500	3,420	0,010	3,43	96,70
20121107	27,600	45,300	20,900	5,160	1,040	6,20	93,80
20121122	29,600	47,800	17,300	4,890	0,530	5,42	94,70
20121205	28,100	49,900	16,100	4,450	1,460	5,91	94,10
20121219	28,200	35,200	23,500	11,800	1,230	13,03	86,90
20130104	29,300	62,900	7,760	0,013	0,000	0,01	99,96
20130130	21,500	51,700	26,300	0,520	0,000	0,52	99,50
20130213	23,300	55,800	20,100	0,790	0,000	0,79	99,20
20130227	24,000	50,800	23,300	1,960	0,000	1,96	98,10
20130417	27,458	52,295	18,083	2,127	0,037	2,16	97,84
20130506	20,165	51,485	23,355	4,714	0,281	4,99	95,01
20130523	17,333	37,312	28,245	10,247	6,864	17,11	82,89
20130605	16,723	43,046	31,973	6,517	1,741	8,26	91,74
20130619	23,924	57,969	17,623	0,465	0,019	0,48	99,52
20130703	17,106	51,238	25,405	5,580	0,670	6,25	93,75
20130717	27,973	61,985	8,812	1,040	0,191	1,23	98,77
20130805	28,346	59,013	12,640	0,000	0,000	0,00	100,00
20130912	16,787	39,439	33,795	8,554	1,425	9,98	90,02
20131009	11,828	26,956	32,875	17,466	10,874	28,34	71,66
20131023	17,573	50,400	29,872	2,077	0,079	2,16	97,84
10131107	8,570	22,745	45,894	19,568	3,224	22,79	77,21
20131120	15,619	31,640	40,069	12,438	0,235	12,67	87,33
20131206	23,856	49,847	22,285	3,711	0,302	4,01	95,99
20140107	23,171	49,518	23,784	3,432	0,096	3,53	96,47
20140123	16,424	37,073	35,430	10,151	0,922	11,07	88,93
Moyenne	25,1	48,5	21,0	4,4	1,0	6,9	93,1
Ecart type	4,6	7,5	5,5	3,7	1,9	7,3	7,3

D.2 Analyses granulométriques : granulomètre laser et tamisage humide

Cette annexe contient les données des mesures granulométriques effectuées par granulomètre laser et tamisage humide.

Le Las

Granulomètre laser

Tableau Annexe 3 : Proportion de pour chaque classe granulométrique des prélèvements du Las mesurée par le granulomètre laser.

Classes (µm)	2012 LAS 1219	2013 LAS 0104	2013 LAS 0116	2013 LAS 0130	2013 LAS 0213	2013 LAS 0404	2013 LAS 0523	2013 LAS 0605	2014 LAS 0107	2014 LAS 0318	moyenne
0,04 à 4	28%	40%	38%	30%	47%	13%	38%	29%	10%	30%	30%
4 à 20	35%	47%	47%	38%	39%	26%	44%	38%	25%	32%	37%
20 à 63	24%	9%	13%	28%	14%	31%	4%	23%	31%	16%	19%
63 à 200	12%	4%	2%	4%	0%	20%	4%	9%	20%	9%	8%
200 à 2000	1%	0%	0%	0%	0%	11%	10%	2%	14%	13%	5%
<63	87%	96%	98%	96%	100%	69%	87%	89%	66%	78%	87%
63 - 200	12%	4%	2%	4%	0%	20%	4%	9%	20%	9%	8%
<200	99%	100%	100%	100%	100%	89%	90%	98%	86%	87%	95%
200 - 2000	1%	0%	0%	0%	0%	11%	10%	2%	14%	13%	5%

Tamisage humide

Tableau Annexe 4 : Proportion de pour chaque classe granulométrique des prélèvements du Las mesurée par tamisage humide.

Classes (µm)	2012 LAS 1219	2013 LAS 0104	2013 LAS 0116	2013 LAS 0130	2013 LAS 0213	2013 LAS 0404	2013 LAS 0523	2013 LAS 0605	2014 LAS 0107	2014 LAS 0318	moyenne
<50	58%	39%	100%	60%	63%	47%	18%	24%	61%	23%	49%
50 - 100	18%	0%	0%	29%	4%	16%	11%	5%	15%	5%	10%
100 - 200	19%	0%	0%	10%	26%	15%	9%	9%	7%	6%	10%
200 - 630	2%	0%	0%	1%	7%	17%	28%	41%	9%	21%	13%
630 - 1600	2%	0%	0%	0%	0%	5%	30%	19%	4%	37%	10%
1600 - 2000	0%	0%	0%	0%	0%	0%	2%	3%	0%	4%	1%
2000 - 4000	0%	61%	0%	0%	0%	0%	2%	0%	4%	3%	7%
> 4000	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
<50	58%	39%	100%	60%	63%	47%	18%	24%	61%	23%	49%
50 - 200	37%	0%	0%	39%	29%	31%	20%	14%	22%	11%	20%
<200	95%	39%	100%	99%	93%	78%	38%	38%	83%	35%	70%
200 - 2000	5%	0%	0%	1%	7%	22%	60%	62%	13%	62%	23%

L'Eygoutier

Granulomètre laser

Tableau Annexe 5 : Proportion de pour chaque classe granulométrique des prélèvements de l'Eygoutier mesurée par le granulomètre laser.

Classes (µm)	2013 EYG 0417	2013 EYG 0506	2013 EYG 0523	2013 EYG 0605	2013 EYG 0703	2013 EYG 0912	2014 EYG 0123	moyenne
0,04 à 4	27%	20%	17%	17%	17%	17%	16%	19%
4 à 20	52%	51%	37%	43%	51%	39%	37%	45%
20 à 63	18%	23%	28%	32%	25%	34%	35%	28%
63 à 200	2%	5%	10%	7%	6%	9%	10%	7%
200 à 2000	0%	0%	7%	2%	1%	1%	1%	2%
<63	98%	95%	83%	92%	94%	90%	89%	91%
63 -200	2%	5%	10%	7%	6%	9%	10%	7%
<200	100%	100%	93%	98%	99%	99%	99%	98%
200 - 2000	0%	0%	7%	2%	1%	1%	1%	2%

Tamissage humide

Tableau Annexe 6 : Proportion de pour chaque classe granulométrique des prélèvements de l'Eygoutier mesurée par tamissage humide.

Classes (µm)	2013 EYG 0417	2013 EYG 0506	2013 EYG 0523	2013 EYG 0605	2013 EYG 0703	2013 EYG 0912	2014 EYG 0123	moyenne
<50	70%	69%	74%	67%	56%	69%	88%	71%
50 - 100	22%	12%	15%	6%	25%	12%	10%	14%
100 - 200	5%	12%	6%	12%	10%	7%	2%	8%
200 - 630	4%	7%	4%	14%	9%	10%	0%	7%
630 - 1600	0%	0%	1%	1%	0%	2%	0%	1%
1600 - 2000	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
2000 - 4000	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
> 4000	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
<50	70%	69%	74%	67%	56%	69%	88%	71%
50 -200	26%	23%	21%	18%	35%	19%	12%	22%
<200	96%	92%	95%	85%	91%	88%	99%	92%
200 - 2000	4%	8%	5%	15%	9%	12%	1%	8%

Annexe E Mesures en mer : prélèvements

Les mesures effectuées lors des prélèvements en mer montrent la présence d'un panache d'eau douce turbide en surface. Pour l'évènement du 20 janvier 2014, l'eau douce du fleuve était également plus fraîche que l'eau de mer.

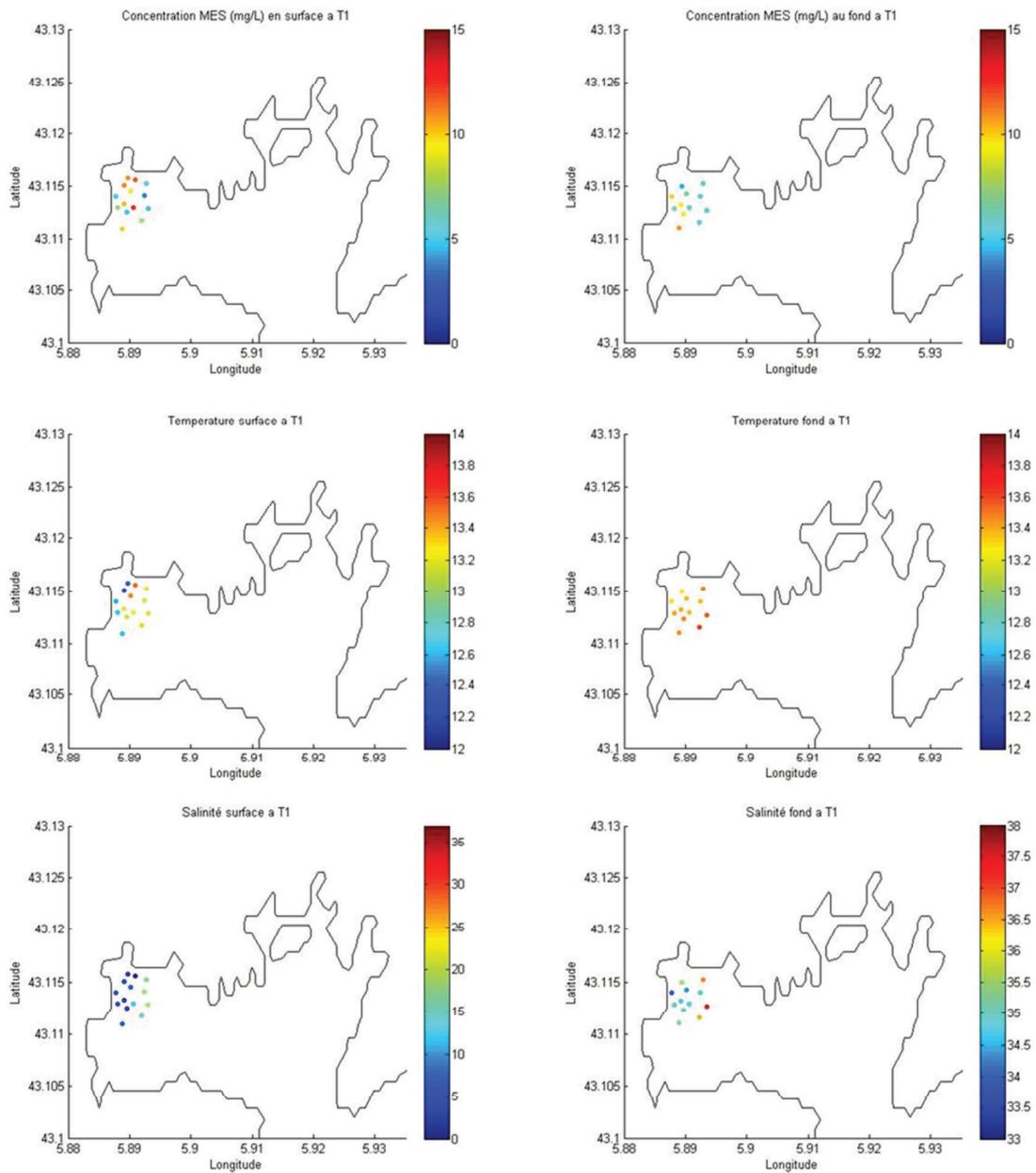


Figure Annexe 2 : Concentration de MES, température et salinité mesurées en surface (gauche) et au fond (droite) entre 10h et 11h UTC le 20 janvier 2014.

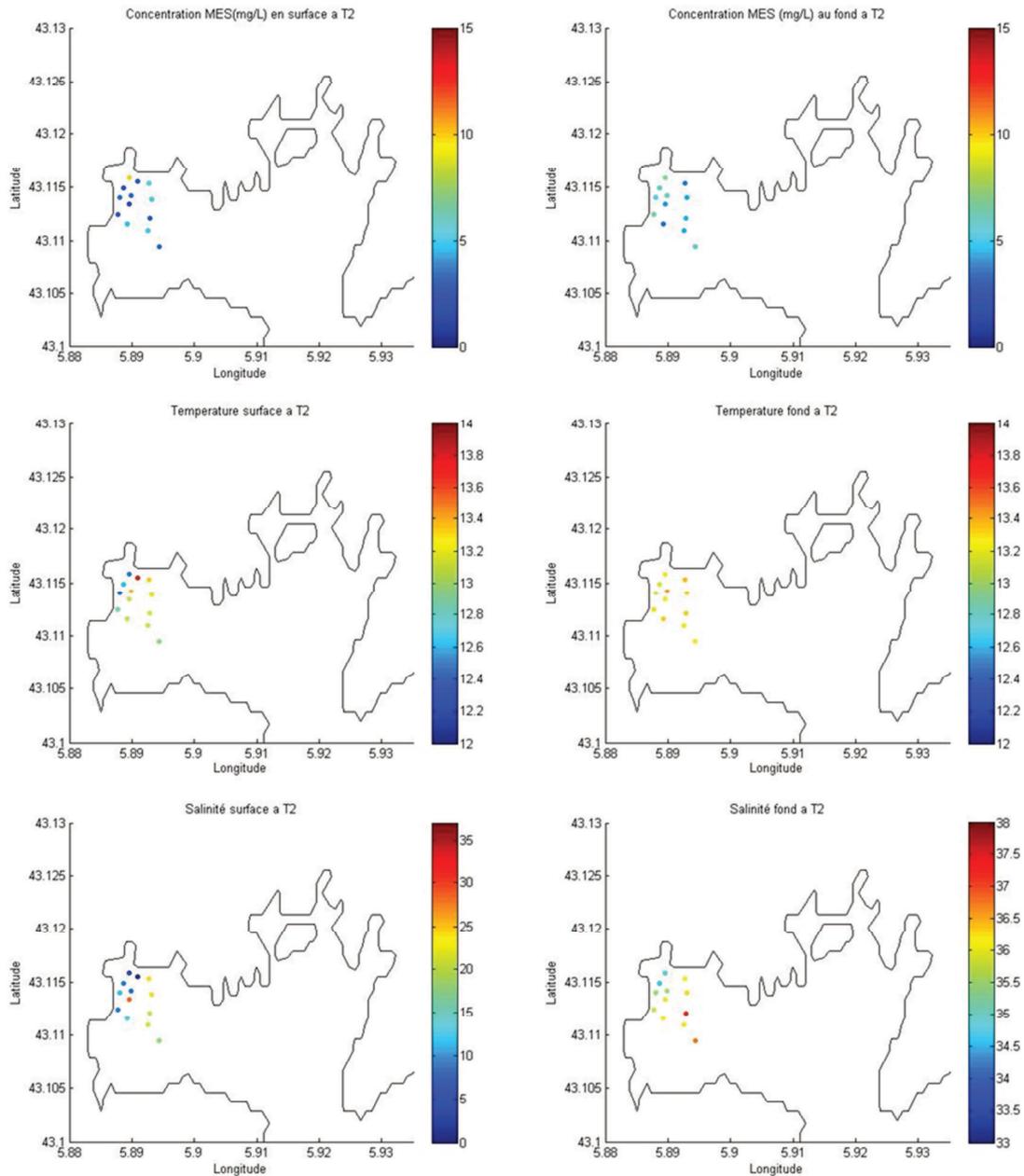


Figure Annexe 3 : Concentration de MES, température et salinité mesurées en surface (gauche) et au fond (droite) entre 15h et 16h UTC le 20 janvier 2014

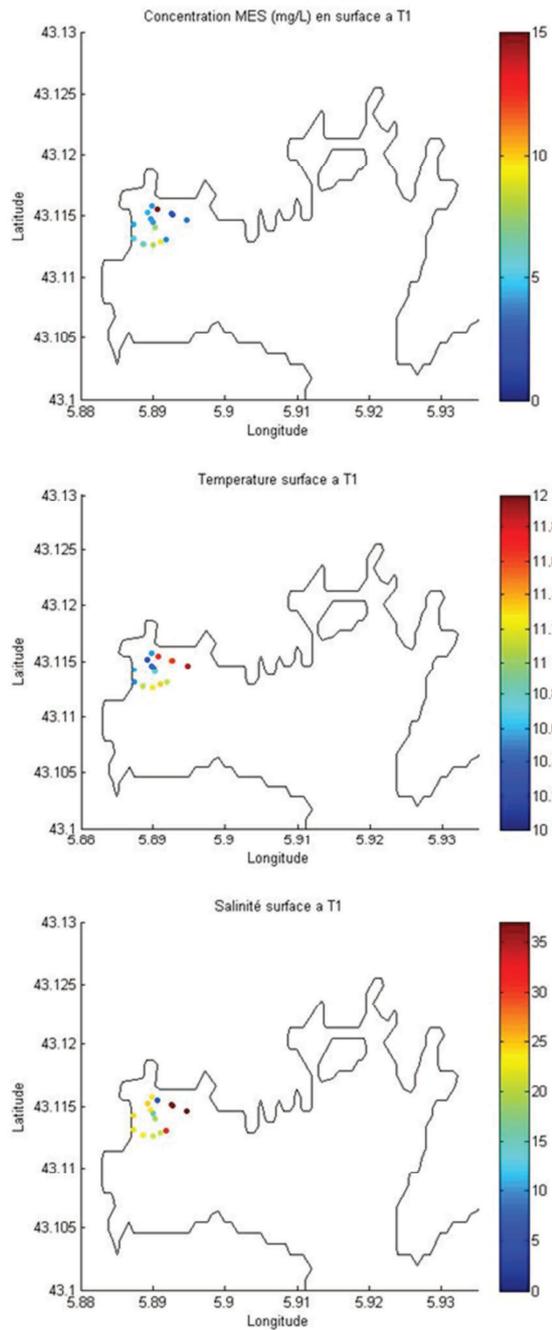


Figure Annexe 4 : Concentration de MES, température et salinité mesurées en surface entre 10h et 12h30 le 30 janvier 2014

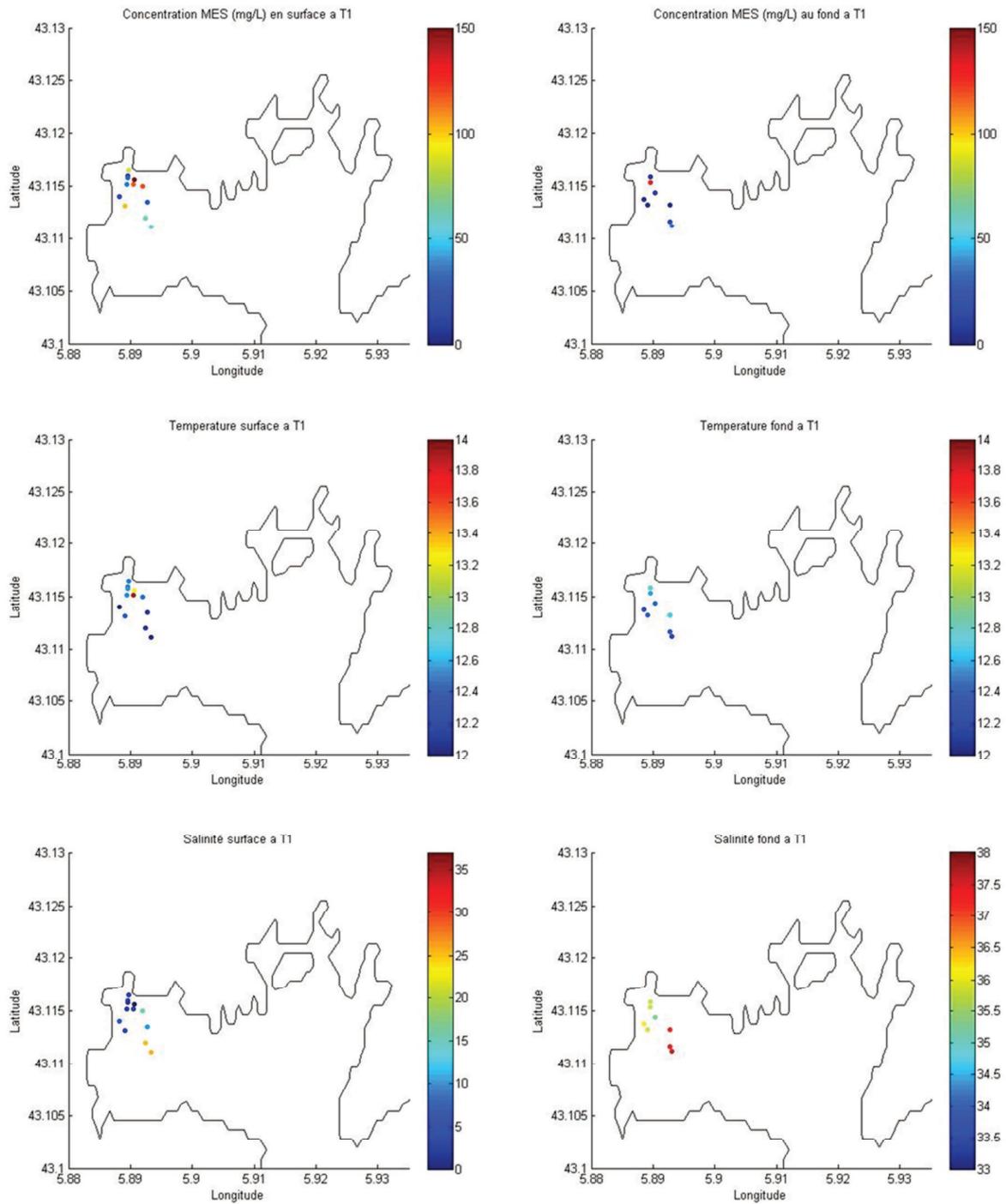


Figure Annexe 5 : Concentration de MES, température et salinité mesurées en surface (gauche) et au fond (droite) entre 14h30 et 15h30 UTC le 5 février 2014.

Annexe F Paramétrisation de la vitesse de chute dans le modèle

Plusieurs simulations ont été réalisées afin de paramétrer la vitesse de chute des particules. Les valeurs choisies sont regroupées dans le Tableau Annexe 7 et les concentrations mesurées et simulées pour chaque simulation sont présentées. L'erreur quadratique moyenne entre les valeurs mesurées et modélisées aux deux points de mailles du modèle les plus près du point d'instrumentation est aussi donnée.

Tableau Annexe 7 : Vitesses de chute minimales des particules fines et très fines pour les différentes simulations. La RMSE est aussi montrées pour la sonde WETLab en surface (WS1,WS2), au fond (WF1, WF2) et en surface à l'exutoire (YSI1, YSI2).

	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R13	R14	R15
Wsmín fines	0,01	0,1	0,00015	0,15	0,15	0,1	0,5	0,3	0,3	0,2	0,15
Wsmín très fines	0,0001	0,0001	0,0001	0,001	0,005	0,01	0,0005	0,0005	0,005	0,005	0,005
RMSE WS1	3,22	3,63	3,83	3,83	4,12	4,11	5,73	5,17	5,18	4,60	4,31
RMSE WS2	3,40	3,78	3,99	3,99	4,30	4,28	5,79	5,34	5,35	4,80	4,50
RMSE YSI1	3,83	3,98	4,15	4,15	4,57	4,63	7,54	5,88	5,88	5,13	4,84
RMSE YSI2	2,82	2,70	2,61	2,61	2,78	3,00	4,20	3,14	3,14	2,88	2,90
RMSE WF1	7,23	7,11	7,02	7,02	6,87	6,80	7,06	6,83	6,82	6,68	6,66
RMSE WF2	7,23	7,14	7,07	7,07	6,93	6,84	7,10	6,92	6,91	6,77	6,73

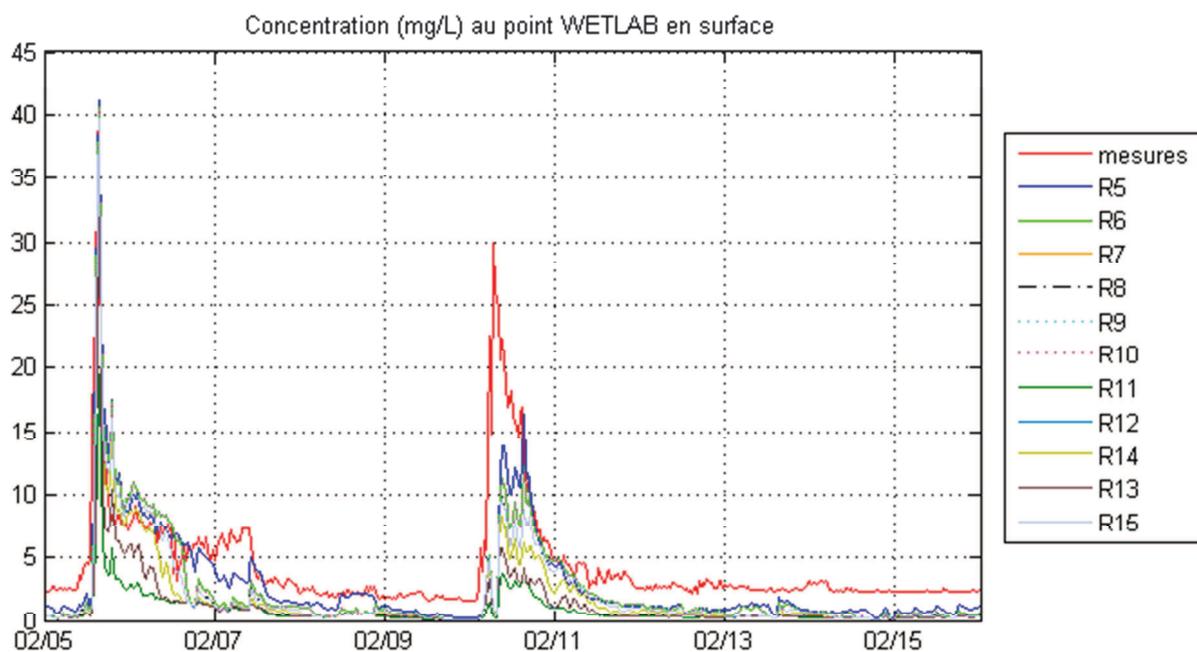


Figure Annexe 6 : Evolution temporelle des concentrations (mg·L⁻¹) en MES mesurées et simulées en surface au point ADCP-LAS.

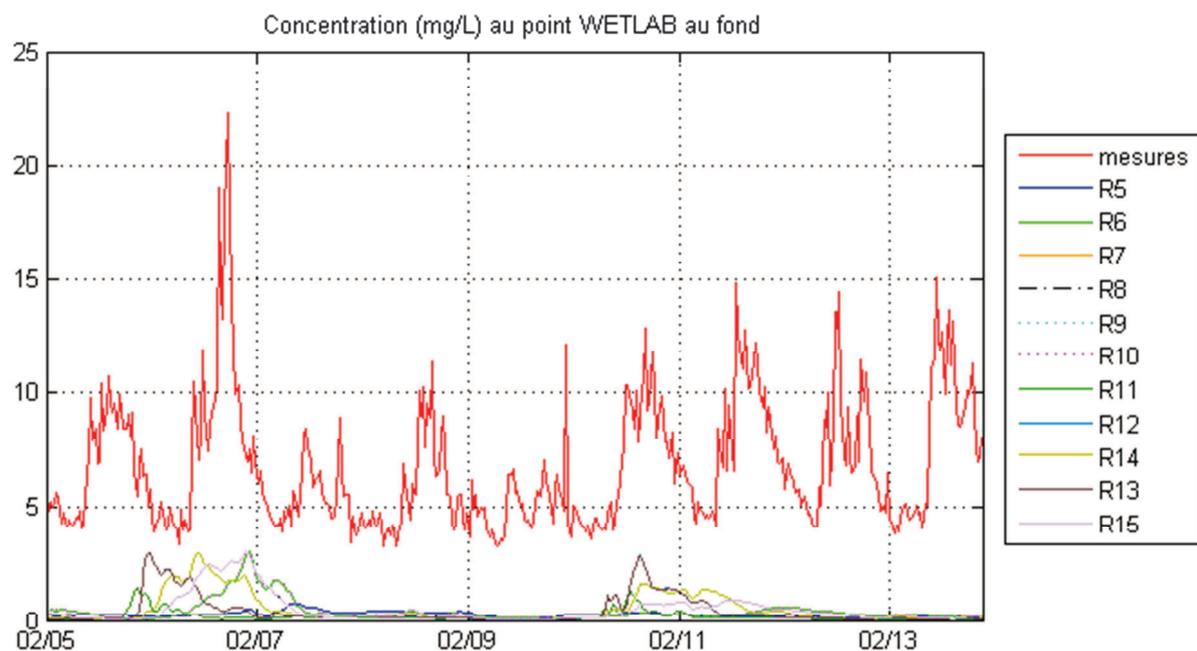


Figure Annexe 7 : Evolution temporelle des concentrations (mg·L⁻¹) en MES mesurées et simulées en surface au point ADCP-LAS.

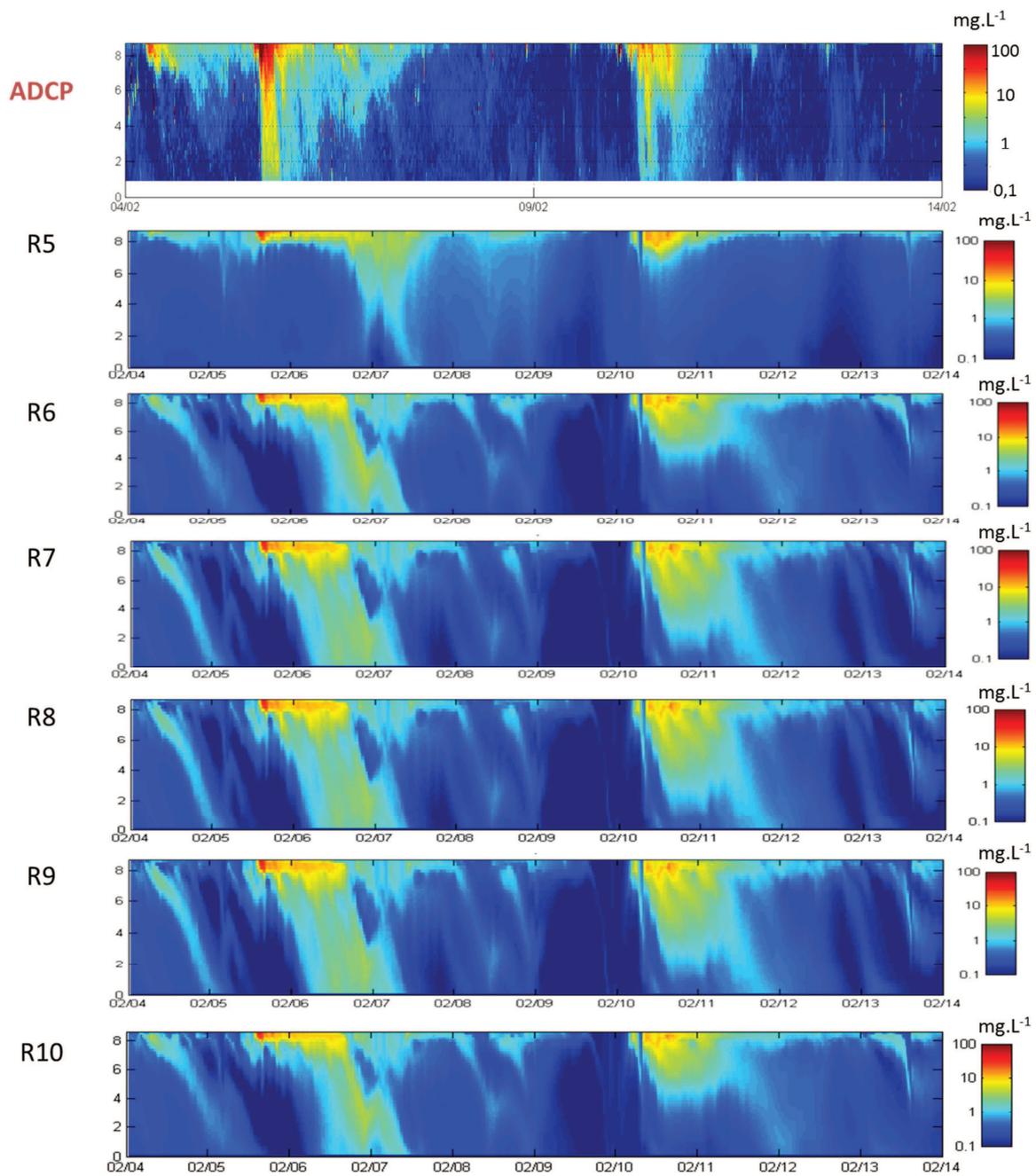


Figure Annexe 8 : Evolution de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) estimée par rétrodiffusion de l'ADCP et simulée pour différentes vitesses de chute minimales pour les simulations R5, R6, R7, R8, R9 et R10.

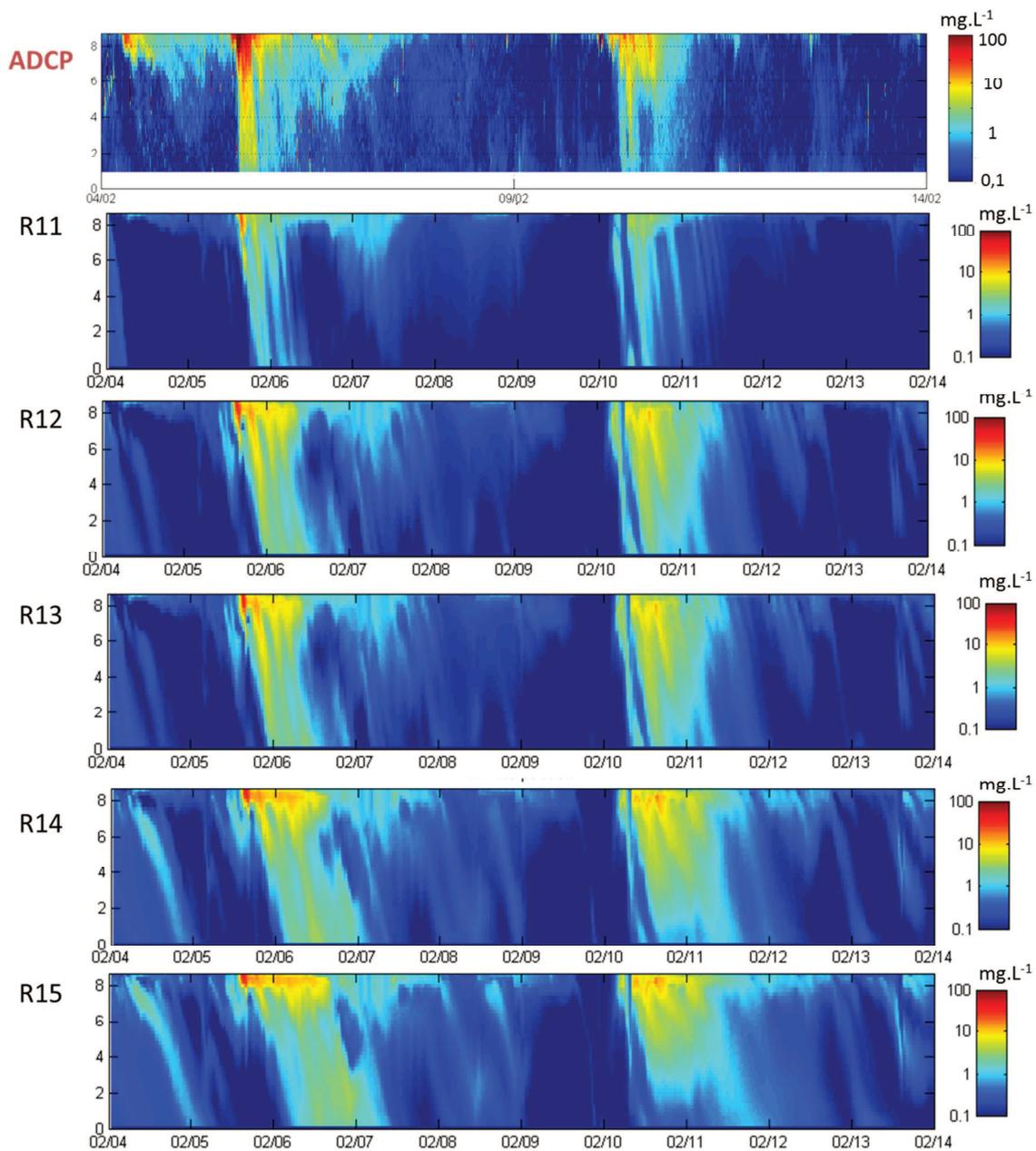


Figure Annexe 9 : Evolution de la concentration ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) estimée par rétrodiffusion de l'ADCP et simulée pour différentes vitesses de chute minimales pour les simulations R11, R12, R13, R14 et R15.

Christiane DUFRESNE

Institut Méditerranéen d'Océanologie, UTLN

Laboratoire d'études radioécologiques des milieux continental et marin, IRSN

Compréhension et analyse des processus hydro-sédimentaires de la Baie de Toulon.

Apport à la modélisation de la dispersion des radionucléides

Résumé

Le travail de recherche doctorale développé ici vise à améliorer les connaissances et la représentation des processus hydro-sédimentaires dans la Rade de Toulon, afin de mettre en place un modèle de dispersion des radionucléides comme outil de gestion post-accidentelle. L'intérêt de cette étude pluridisciplinaire repose sur une stratégie qui unit la modélisation et les observations *in situ* et aborde la problématique complexe des contaminants en milieu marin.

Les résultats obtenus permettent de rendre compte de la circulation hydrodynamique dans la Rade de Toulon et de sa forte dépendance au forçage par le vent. Ainsi, les temps d'échange des masses d'eau de la Petite Rade sont estimés entre deux et six jours selon les conditions météorologiques. Les mesures en continu réalisées dans les fleuves Las et Eygoutier ont permis de décrire et de quantifier les apports liquides et solides des bassins versants de la Rade, très peu étudiés jusqu'ici. La Petite Rade représente une zone de sédimentation privilégiée vis à vis du millier de tonnes par an de matières particulaires apportées par le Las, et apparaît à ce titre comme une zone de piégeage des radionucléides en cas de rejet accidentel.

Mot clés : Modélisation hydro-sédimentaire, MARS3D, Rade de Toulon, Radionucléides, Apports fluviaux.

Understanding and analyzing the hydro-sedimentary processes in the Bay of Toulon.
Contribution for modelling the dispersion of radionuclides.

Abstract

This doctoral research aims to enhance knowledge of the hydro-sedimentary processes in the Bay of Toulon and to represent these processes through a post accidental managing tool, developed to simulate the dispersion of radionuclides. This work is based on a multidisciplinary strategy, using numerical modelling and *in situ* measurements to study the complex problem of contaminants in the marine environment.

Hydrodynamic of the Bay and water mass exchanges through the channel have been studied. Results are highly linked to the atmospheric conditions and the water exchange times of the Little Bay range from two to six days, depending on wind conditions. Recorded data in the Las and Eygoutier Rivers led to the description and the estimation of the catchment yields to the Bay, poorly studied before. With one ton of particulate matter annually discharged by the Las River, the Little Bay seems to be a sedimentation area. In case of accidental release of radionuclides, this area appears to be a trapping zone.

Keywords : Hydro-sedimentary modelling, MARS3D, Bay of Toulon, Radionuclides, River discharge.