



HAL
open science

Modélisation numérique des transferts sédimentaires de l'estuaire de la Gironde au plateau continental

Mélanie Diaz

► **To cite this version:**

Mélanie Diaz. Modélisation numérique des transferts sédimentaires de l'estuaire de la Gironde au plateau continental. Océanographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2019. Français. NNT : 2019BRES0095 . tel-02981004

HAL Id: tel-02981004

<https://theses.hal.science/tel-02981004>

Submitted on 27 Oct 2020

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.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : Océanographie physique et Environnement

Par

Mélanie DIAZ

Modélisation numérique des transferts sédimentaires de l'estuaire de la Gironde au plateau continental

Thèse présentée et soutenue à l'Institut Universitaire Européen de la Mer, Technopôle Brest-Iroise à Plouzané le 13/12/2019

Unité de recherche : IFREMER – ODE - DYNECO - DHYSED

Rapporteurs avant soutenance : Composition du Jury :

Claude ESTOURNEL	Directrice de recherche HDR LA, Toulouse	Président : Xavier CARTON	Professeur des universités / LOPS, Université de Bretagne Occidentale
Laurent AMOUDRY	Senior Scientist NOC, Liverpool (UK)	Claude ESTOURNEL	Directrice de recherche HDR / LA, Toulouse
		Laurent AMOUDRY	Senior Scientist / NOC, Liverpool (UK)
		Aldo SOTTOLICHIO	Maître de conférence HDR / EPOC, Université de Bordeaux
		Pierre LE HIR (Directeur de thèse)	Cadre de recherche HDR / IFREMER – DHYSED, Plouzané
		Florent GRASSO (Encadrant de thèse)	Cadre de recherche / IFREMER – DHYSED, Plouzané
		Invitée : Sabine CHARMASSON	Cadre de recherche HDR / IRSN, Toulon

Table des matières

CHAPITRE I	Introduction	17
1.	Contexte	17
2.	Revue sur les flux de sédiments déversés dans les océans.....	18
2.1.	Estimation des flux exportés aux océans à l'échelle globale.....	19
2.2.	Limitations associées aux méthodes d'estimation des apports fluviaux.....	19
2.3.	Rétention des sédiments dans les systèmes estuariens et deltaïques.....	20
2.4.	Méthodes d'évaluation des flux particulaires entre zones continentales et marines	23
2.5.	Application des modèles numériques hydro-sédimentaires.....	24
2.6.	Etude de cas : bilans sédimentaires en estuaire de Seine.....	25
3.	Rappels succincts sur la dynamique hydro-sédimentaire dans un estuaire macrotidal .	27
3.1.	Propagation de la marée, asymétrie et pompage tidal	27
3.2.	Circulation résiduelle de densité	28
3.3.	Bouchon vaseux	29
3.4.	Flux à l'embouchure.....	29
4.	Cas de l'estuaire de la Gironde et du plateau continental adjacent.....	30
4.1.	Présentation générale du site d'étude	30
4.2.	Contexte hydrologique et hydrodynamique.....	32
4.3.	Dynamique des sédiments en suspension.....	36
5.	Questionnements scientifiques et objectifs	38
CHAPITRE II	Méthodes et stratégie	42
1.	Stratégie de modélisation	42
1.1.	Modèle hydrodynamique MARS3D	42
1.2.	Module sédimentaire MUSTANG.....	45
2.	Apports solides par les fleuves	45
2.1.	Débits liquides.....	45
2.2.	Débits solides	46
3.	Initialisation du module sédimentaire	48
3.1.	Synthèse de données de granulométrie sur le domaine étudié.....	48
3.2.	Choix des classes de sédiment.....	53
4.	Mesures <i>in-situ</i> utilisées pour la validation	53
4.1.	Réseau de mesure haute-fréquence MAGEST.....	53
4.2.	Mesures des bouées instrumentées GEMMES.....	55
CHAPITRE III	Influence de la paramétrisation du modèle de transport sur la dynamique sédimentaire.....	58
	Introduction au chapitre III.....	58
	Abstract	60
	Plain language summary	60
1.	Introduction	60
2.	Methods	63

2.1.	Study area	63
2.2.	Numerical model set-up	65
2.3.	Strategy to assess the model sensitivity to independent key parameters	67
3.	Hydro- and sediment dynamics	69
3.1.	Validation of the hydrodynamic model	70
3.2.	Suspended sediment dynamics	72
3.3.	Sensitivity to sediment transport key parameters	76
3.4.	Skill assessment	80
4.	Sediment flux sensitivity to sediment parameterization.....	84
4.1.	Mass flux dynamics at the mouth.....	86
4.2.	Sensitivity to sediment transport key parameters	86
4.3.	Quantification of sediment flux uncertainties	90
4.4.	Discussion	91
5.	Conclusions	92
	Acknowledgments	94
	Appendices	96
A.	Hydrodynamic model description.....	96
B.	Erosion law parameterization.....	96
C.	Mud settling velocity sensitivity tests.....	97
D.	Erosion law sensitivity tests.....	98
E.	Sensitivity tests for additional parameters.....	100
F.	Additional validation of the hydrodynamic model.....	101
G.	Sediment fluxes sensitivity to spin-up years.....	103
	Conclusions générales du chapitre III.....	110
CHAPITRE IV	Analyse de la stabilité des flux particulaires et de la couverture sédimentaire de l'embouchure au plateau adjacent.....	112
1.	Description des paramètres du modèle sédimentaire	112
1.1.	Vitesse de chute des sédiments cohésifs.....	112
1.2.	Loi d'érosion.....	113
1.3.	Paramètres additionnels.....	113
2.	Stabilité du modèle sédimentaire.....	114
2.1.	Stabilité des flux simulés.....	114
2.2.	Couverture sédimentaire.....	118
2.3.	Masse du bouchon vaseux.....	119
3.	Validation intra- et extra-estuarienne du modèle sédimentaire	122
3.1.	Séries temporelles et dynamique associée aux forçages hydrométéorologiques.....	122
3.2.	Performances du modèle.....	128
4.	Synthèse	131
CHAPITRE V	Dynamique sédimentaire résiduelle à l'embouchure	133
1.	Dynamique temporelle des flux de sédiments à l'embouchure.....	133
1.1.	Dynamique saisonnière	133
1.2.	Dynamique des vases selon leur provenance.....	138
2.	Variabilité transversale et verticale à l'embouchure	139
3.	Flux résiduels de sédiments spatialisés.....	142

4. Discussion	148
5. Synthèse	148
CHAPITRE VI	
 Analyse des zones d'accumulation/dispersion des sédiments et influence des forçages hydro-météorologiques.....	150
1. Distribution sédimentaire sur le domaine.....	150
1.1. Epaisseur de sédiment.....	150
1.2. Evolution du stock sédimentaire	151
1.3. Couverture sédimentaire superficielle.....	155
1.4. Distribution des vases selon leur origine.....	155
2. Dynamique de la VOG en réponse aux forçages hydrométéorologiques	160
2.1. Dynamique de la VOG dans son ensemble.....	160
2.2. Dynamique le long du continuum Est-Ouest de la VOG	163
3. Synthèse	170
CHAPITRE VII	
 Conclusions générales et perspectives	172
<i>Apports de la thèse</i>	173
<i>Perspectives</i>	174
Annexes	184
Annexe 1	185
Régressions calculées par Coynel (2005) pour les différentes années étudiées sur la Garonne et la Dordogne	185
Sensibilité des apports solides des fleuves à la régression utilisée.....	186
Annexe 2	187
Carte de faciès sédimentaires fournie par le SHOM	187
Données de granulométrie.....	188

Liste des figures

Figure I-1 Carte du pourcentage de rétention des sédiments (DOR : Degree Of Regulation) par les barrages à l'échelle des bassins versants (Li et al., 2019).....	21
Figure I-2 Flux résiduels de sédiments (flèches : vase en marron et sédiment total en noir), bilans sédimentaires totaux (couleur des boîtes : perte en bleu et gain en rouge sur une échelle semi-logarithmique), masses sédimentaires draguées (triangles vers le haut) et clapées (triangles vers le bas) à l'aval et au large de l'embouchure de l'estuaire sur une année lunaire (354 jours) (Schulz et al., 2018).	26
Figure I-3 Flux cumulés de sédiments totaux (positif : vers l'estuaire) au niveau de la section transversale offshore (cf. Section off sur Figure I-2) pour des années hydrométéorologiquement contrastées (Schulz et al., 2018)	27
Figure I-4 Modèle schématique du transport et du piégeage de sédiment dans un estuaire macrotidal sous l'effet des asymétries de courant (Allen et al., 1980)	29
Figure I-5 Système estuarien de la Gironde (Benaouda (2008), modifié de Sottolichio (1999)) et son bassin versant.....	31
Figure I-6 Vasières Ouest et Sud Gironde (Lesueur et al., 2002)	33
Figure I-7 Débits liquides de la Gironde (Garonne + Dordogne) de 2015 à 2018.....	33
Figure I-8 Hauteurs d'eau le long de l'estuaire, de l'aval vers l'amont, en VE et ME (Allen, 1973).....	34
Figure I-9 Profils de courant résiduel dans l'embouchure en période d'étiage (Castaing, 1981)	35
Figure I-10 Trajectoire des flotteurs dans les eaux de surface en période de VE déployés à l'embouchure de la Gironde (Castaing, 1981).....	37
Figure I-11 Le panache turbide de la Gironde en période d'étiage. Coupe verticale Est-Ouest au niveau de la Passe de l'Ouest	38
Figure II-1 Schéma conceptuel du modèle numérique utilisé.....	42
Figure II-2 Emprise, maillage et bathymétrie (relative au niveau moyen) de la configuration utilisée. Pour le maillage, une maille sur dix est représentée en gras et une maille sur cinq en trait fin	43
Figure II-3 Bathymétrie et maillage au niveau du bec d'Ambès (toutes les mailles sont représentées).....	43
Figure II-4 Bathymétrie et maillage dans l'estuaire central.....	44
Figure II-5 Bathymétrie et maillage au niveau de l'embouchure	44
Figure II-6 Flux solides annuels calculés par différents types de régression par rapport aux flux solides annuels réels en Dordogne.....	48

Figure II-7 Flux cumulés de sédiments (haut) et d'eau douce (bas) déversés par les fleuves à l'estuaire sur les périodes étudiées.....	48
Figure II-8 Répartition de l'indice de classement dans l'embouchure de l'estuaire (Mallet, 1998).....	50
Figure II-9 Répartition du grain moyen dans l'embouchure (en unité phi, Mallet (1998)).....	51
Figure II-10 Compilation des données de granulométrie des sédiments sur l'ensemble de la zone d'étude.....	52
Figure II-11 Localisation des stations de mesure MAGEST. La station Le Verdon (vert) n'est active que depuis avril 2017 (modifié de Jalon-Rojas et al. (2015)).....	54
Figure II-12 Concentrations en MES en g/l en fonction de la turbidité mesurée à la station Bordeaux (Schmidt et al., 2014).....	55
Figure II-13 Correspondance entre les mesures en NTU des nouvelles sondes SAMBAT (ordonnées) et les anciennes sondes (abscisses).	55
Figure II-14 (a) Position des stations GEMMES 20 et 40 (b) schéma de la bouée instrumentée de surface et de la cage de fond déployées sur la station GEMMES 20.	57
Figure III-1 The Gironde fluvial-estuarine system: (a) location map. The gray area indicates the watershed of the Garonne and Dordogne rivers; (b) the estuary and its main tributaries. Red circles indicate the MAGEST stations (see section 3); blue squares indicate the hydrometric stations. (c) Location map of muddy patches (Gironde shelf mud fields in black) on the continental shelf of the Bay of Biscay, France. The gray area represents an extended muddy sand patch. Figures were modified from Lesueur et al. (2002) and Jalon-Rojas et al. (2015).	64
Figure III-2 (a) Geographic extent of the 3D model configuration with its bathymetry (mean sea level chart datum). The black lines represent the mesh grid (every fifth cell). The red line illustrates the cross-section where the sediment fluxes were calculated. (b) A zoom on the estuary and its bathymetry. The white circles indicate the points where water level, salinity and SSCs were measured (only water level measurements are available at Le Verdon), and the white diamond represents the ADCP location.	65
Figure III-3 Water level h at (a, b) Le Verdon, (c, d) Pauillac and (e, f) Bordeaux (see locations in Figure III-2b). (Left panels) Time series of measurements (blue) and simulations (red) from 1 to 15 September 2015. (Right panels) Simulated elevations against in-situ data during flood (black dots) and ebb (pink dots) from January to December 2015, with the corresponding correlation coefficient r^2 , the root-mean-square-error e_{rms} and the bias b . kp is the kilometric point associated with every station along the Gironde Estuary, with $kp = 0$ in Bordeaux.....	70
Figure III-4 Comparison of observed and computed velocities at the ADCP mooring location. (a) Water level h simulated at the ADCP mooring location (Figure III-2b). (b, c) Depth-averaged current intensity and (d, e) direction. (b, d) Time series of measurements (blue) and model outputs (red) from July 27 to August 4, 2015. (c, e) Simulated current against in-situ data during flood (black dots) and ebb (pink dots) from June to November 2015,	

with the squared correlation coefficient r^2 , the root-mean-square-error e_{rms} and the bias b .
 71

Figure III-5 (a) Tidal range (TR) at the estuarine mouth (blue, Le Verdon station) and cumulated Garonne and Dordogne river flows (Q, gray) measured at La Réole and Pessac (see Figure III-1 for exact locations). (b, c) Surface salinity at Pauillac and (d, e) at Bordeaux. (b, d) Time series of measurements (blue) and model outputs (red) for the year 2015. (c, e) Simulated salinity against in-situ data with the squared correlation coefficient r^2 , the root-mean-square-error e_{rms} and the bias b 72

Figure III-6 Near-bottom (1 m above the bed) SSC outputs for run T25 during (a) high river discharge in April 2015 and (b) low river discharge in late August 2015. A Demerliac filter was applied to model outputs and turbidity fields are shown during neap tides. 73

Figure III-7 (a) Time series of tidal range at the estuarine mouth (blue line & left axis, Le Verdon station) and cumulated Garonne and Dordogne river flows Q (black line & right axis). (b) Time series of total suspended sediment mass in the estuary expressed in thousands of tons, for two years of simulation (blue line: first simulated year, referred to as the “spin-up year”; red line: second simulated year, after one year of spin-up, referred to as the “reference year”). 74

Figure III-8 Tide-averaged near-surface (1 m below the surface) SSC dynamics over the year 2015 shown on logarithmic scale. (a) Tidal range at the estuarine mouth (blue, Le Verdon station) and cumulated Garonne and Dordogne river flow Q measured at La Réole and Pessac, respectively (see Figure 1 for exact locations). (b, c) Measured (blue points) and simulated (red line) SSC at (b) Pauillac and (c) Bordeaux (see locations in Figure 1 and 2). 75

Figure III-9 Observed (black) and simulated (colors) comparisons of near-surface SSC at both the intra-tidal and seasonal time scales associated with changes in: (a, b, c, d) the mud settling velocity (in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (e, f, g, h) the erosion law and (I, j, k, l) additional parameters described in section 2.3.3. (a, d, e, h, i, l) Comparisons of SSC time-series during one spring tidal cycle and low river flow at: (a, e, i) Pauillac and (d, h, l) Bordeaux. The gray area represents flood periods (positive tidal current). (i, l) Gray lines illustrate the local water level in meters (plain lines) and bottom current in $\text{dm}\cdot\text{s}^{-1}$ (dashed line). (b, c, f, g, j, k) SSC versus the cumulated Garonne and Dordogne river flow at (b, f, j) Pauillac and (c, g, k) Bordeaux. Lines and symbols represent data average associated with river flow ranges (0.1 of $\log_{10}(Q)$), without distinction of tidal conditions. Vertical bars stand for data instantaneous standard deviation (i.e. with no tide-averaging) within the river flow class. Results are plotted on a logarithmic scale. Parameter sets associated with each simulation are listed in Table III-1. 78

Figure III-10 Normalized target diagrams at Pauillac station for (a) tide-averaged (circles) and (b) instantaneous (downward triangles) suspended sediment concentrations for all sensitivity tests described in Table III-1, with red markers for the spin-up year and blue markers for the reference year. The thick black and gray lines delineate normalized total RMSE of 0.85 and 1, respectively. (c) A focus on the “very good” performers, with a

total normalized RMSE < 0.85 respectively. Square markers represent tests on mud settling velocity, diamonds represent tests on the erosion law and leftward triangles illustrate tests on additional parameters. The blue star indicates the baseline run skills. (Bottom) Similar normalized target diagrams for the tests illustrated in Figure 9, showing sensitivity to (d) mud settling velocity limits, (e) erosion law and (f) additional parameters. Legends are located above each diagram. Circles and triangles represent tide-averaged and instantaneous statistic metrics, respectively. 83

Figure III-11 Time series of cumulative fluxes of (a, b, c) total sediment, (d, e, f) mud, (g, h, i) very fine sand ($d = 100 \mu\text{m}$) and (j, k, l) medium sand ($d = 400 \mu\text{m}$) associated with different parameterization including (a, d, g, j) mud settling velocity, (b, e, h, k) erosion law and (c, f, i, l) other sediment transport parameters. Fluxes are calculated at the estuarine mouth across the red-line section illustrated in Figure III-2a: positive fluxes indicate sediment import into the estuary and negative fluxes indicate sediment export towards the continental shelf. Very good performers are identified in the legend by \times . (j, k, l: right axis) Time-series of the Garonne and Dordogne river flow (black line, $\times 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and tidal range at the mouth (gray line). 85

Figure III-12 Residual velocities at the estuarine mouth through the red-line cross-section illustrated in Figure 2a (positive up-estuary, vertical reference: mean sea level). Average over a neap/spring cycle during periods of (a) high river flow and (b) low river flow. Average during high river flow during (c) spring tide and (d) neap tide periods of 7 days. 87

Figure III-13 (top) Annual residual fluxes and (bottom) annual absolute fluxes of total sediment (Tot.), mud, very fine sand (VFS), fine sand (FS), medium sand (MS) and gravel (Grav.) through the mouth for: (a, d) tests on mud settling velocity limits (dark gray) and Van Leussen's law parameterization (light gray), (b, e) tests on erosion law and (c, f) tests on additional parameters. Bars indicate mean values for the corresponding sediment class and test category, and brackets represent the associated standard deviations. 88

Figure III-14 Cumulative mean fluxes of (a) total sediment, (b) mud and (c) sand and gravel classes and their associated standard deviations for the "very good performers" (red) and for the "good performers" (black), characterized by a normalized RMSE ≤ 0.6 and ≤ 1 , respectively. The total vertical shaded area represents the computed standard deviations, centered on the mean value 91

Figure C.1 (a) Mud settling velocity as a function of the mud concentration: plain lines represent variations of c_1 and c_2 parameters in eq. 1 and dashed green lines illustrate variations of minimum and maximum values ($w_{s,\text{min}}$ and $w_{s,\text{max}}$, respectively). (b) Corrective factor applied to the mud settling velocity associated with the shear rate. 98

Figure D.1 (a) Different formulations of the erodibility coefficient for non-cohesive behavior $E_{0,\text{sand}}$ as a function of the sand diameters. (b) Critical shear stress for cohesive sediment erosion as a function of the relative mud concentration: variations of x_1 and x_2 values. (c)

Variations of the erodibility parameter E_0 as a function of the surficial mud content for different transition trends for a given sand size of $400 \mu\text{m}$	100
Figure F.1 Zoom on the estuary and its bathymetry (mean sea level chart datum). The white circles locate the measurement points for water level and the white diamond represents the ADCP location.	101
Figure F.2 Water level at every station illustrated by white circles in Figure F.1 from top to bottom respectively from downstream to upstream. (left) Time series of measurements (blue) and simulations (red) from 1 st to 15 th september 2015. (right) Simulated elevations against in-situ data during flood (black dots) and ebb (pink dots) with the corresponding correlation coefficient r^2 , the root-mean-square-error e_{rms} and the bias b . kp is the kilometric point associated with every station along the Gironde Estuary, with $kp = 0$ in Bordeaux.	102
Figure F.3 (a) Water level h simulated at the ADCP mooring location (see Figure F.1). (b, c) Current intensity and (d, e) direction 1.5 m under the surface. (f, g) Current intensity and (h, i) direction 2 m above the bed. (b, d, f, h) Time series of measurements (blue) and model outputs (red) from 27 th July to 4 th August 2015. (c, e, g, i) Simulated against in-situ data during flood (black dots) and ebb (pink dots) with the squared correlation coefficient r^2 , the root-mean-square-error e_{rms} and the bias b	103
Figure G.1 Time series of cumulative fluxes of (a) mud, (b) very fine sand ($d = 100 \mu\text{m}$) and (c) total sediment for three consecutive realistic year 2015 (1 st year: green, 2 nd year: red and 3 rd year: black line).	103
Figure IV-1 Bathymétrie et sections à travers lesquelles les flux de sédiment sont calculés à chaque pas de temps numérique.....	115
Figure IV-2 Flux à travers les sections (a, b, c) Verdon et (d, e, f) isob_25m de (a, d) vase, (b, e) sable très fin et (c, f) sédiment total pour les 5 années de spin-up (2015).....	116
Figure IV-3 Flux sédimentaires à travers les sections Verdon (haut) et Isob_25m (bas) pour la 4ème année de simulation	117
Figure IV-4 Fraction de vase dans le sédiment superficiel sur le plateau adjacent à l'estuaire : médiane sur un cycle VE-ME à la fin de chaque année 2015 simulée	117
Figure IV-5 Epaisseur totale de sédiment dans le sédiment superficiel sur le plateau adjacent à l'estuaire : médiane sur un cycle VE-ME à la fin de chaque année 2015 simulée	118
Figure IV-6 Fraction de vase dans le sédiment superficiel dans l'estuaire : médiane sur un cycle VE-ME à la fin de chaque année 2015 simulée.....	119
Figure IV-7 Epaisseur totale de sédiment dans le sédiment superficiel dans l'estuaire: médiane sur un cycle VE-ME à la fin de chaque année 2015 simulée.....	120
Figure IV-8 Séries temporelles sur l'année 2015 : (a) du marnage au Verdon TR et du débit de la Gironde Q , et (b) de la masse de vase en suspension dans l'estuaire sur les 5 années simulées.....	121

Figure IV-9 Masse du bouchon vaseux en fonction du marnage pour chaque année 2015 simulée	121
Figure IV-10 Comparaison des séries temporelles mesurées et simulées de concentrations en MES aux 4 points de mesures in-situ (b, c) dans l'estuaire et (d, e) au large de l'embouchure, pour l'année 2016. (a) Séries temporelles de marnage simulé TR et de débit des rivières mesuré Q. (f) Séries temporelles de hauteur significative des vagues H_s mesurées et modélisées au point GEMMES 40	123
Figure IV-11 Comparaison des séries temporelles mesurées et simulées de concentrations en MES aux 4 points de mesures in-situ (b, c) dans l'estuaire et (d, e) au large de l'embouchure, pour l'année 2017. (a) Séries temporelles de marnage simulé TR et de débit des rivières mesuré Q. (f) Séries temporelles de hauteur significative des vagues H_s mesurées et modélisées au point GEMMES 40	124
Figure IV-12 Concentrations en MES de surface au débouché de l'estuaire en crue (haut) et en étiage (bas) : 90 ^{ème} centile sur un cycle VE-ME et position des stations de mesures GEMMES 20 et 40	125
Figure IV-13 Concentrations en MES à 1 m sous la surface moyennées par classe de débit liquide des rivières et représentées en fonction de celui-ci à Bordeaux (gauche) et Pauillac (droite) à partir des données mesurées (noir) et simulées (rouge : année 2016 et bleu : année 2017). Les tendances mesurées en tirets représentent les tendances extraites du chapitre III, sur l'année 2015. Les barres verticales représente l'écart-type des données au sein de la classe considérée.	126
Figure IV-14 Concentrations en MES moyennées par classe de débit liquide des rivières (haut) et par classes de H_s (bas) représentées en fonction de ces classes à partir des données mesurées en noir (trait plein : G20 et tirets : G40) et simulées (rouge : G20 et bleu : G40). Pour les données modèle, les deux années simulées ont été considérées. Les barres verticales représente l'écart-type des données au sein de la classe considérée...	127
Figure IV-15 Diagrammes cible des performances du modèle en comparaison aux mesures in-situ pour chaque site sur la période totale de mesure disponible : (gauche) valeurs brutes et (droite) valeurs normalisées par la moyenne des mesures à chacune des stations.	129
Figure IV-16 Diagramme cible par classe de débit fluvial à Bordeaux (gauche) et Pauillac (droite) : valeurs normalisées par la valeur moyenne des observations sur la classe de débit considérée.	130
Figure IV-17 Diagramme cible par classe de H_s à la station GEMMES 20 (gauche) et GEMMES 40 (droite) : valeurs normalisées par la valeur moyenne des observations sur la classe de H_s considérée. Les graduations sur les échelles de couleurs correspondent aux classes de H_s considérées sur les diagrammes.	130
Figure V-1 Flux cumulés de chaque classe de sédiment au niveau de l'embouchure sur les deux ans de simulation : (haut) à la section Verdon et (bas) à la section Isob_25m (Figure IV-1) Les débits fluviaux imposés à la limite amont du modèle sont représentés sur l'axe de droite, ainsi que la hauteur des vagues (en mm).....	134

- Figure V-2 Flux cumulés de chaque classe de sédiment au niveau de l'embouchure en période de crue (en 2016) : (a) à la section Verdon et (b) à la section Isob_25m. Les débits fluviaux imposés à la limite amont du modèle sont représentés sur l'axe de droite, ainsi que la hauteur des vagues (en mm). 136
- Figure V-3 Flux cumulés de chaque classe de sédiment au niveau de l'embouchure en période d'étiage (en 2016) : (haut) à la section Verdon et (bas) à la section Isob_25m. Les débits fluviaux imposés à la limite amont du modèle sont représentés sur l'axe de droite, ainsi que la hauteur des vagues (en mm). 137
- Figure V-4 Flux cumulés de chaque classe de vase distinguée en fonction de leur provenance, au niveau de l'embouchure sur les deux ans de simulation : (haut) à la section Verdon et (bas) à la section Isob_25m..... 139
- Figure V-5 Flux résiduels de vase sur un cycle VE-ME à la section Verdon en (a) crue et en (b) étiage. (a) La barre verticale noire repère le profil vertical analysé ultérieurement. 141
- Figure V-6 Schéma théorique de la modification des durées de sédimentation et d'érosion des sédiments au cours de la marée en fonction du coefficient de marée (figure issue de Castaing, 1981)..... 141
- Figure V-7 Profils verticaux résiduels sur une VE et une ME (7 jours) en crue et en étiage de (a) courant longitudinal (positif vers l'estuaire), (b) salinité, (c) concentrations en vase et (d) flux de vase (positif vers l'estuaire) dans la zone la plus profonde de la section Verdon..... 142
- Figure V-8 Flux résiduels de vase issus du modèle sur un cycle VE-ME en crue (février-mars 2016) (a) en surface et (b) au fond (rouge : vers l'amont et bleu : vers l'aval). Les contours gris représentent les isobathes 144
- Figure V-9 Flux résiduels de vase issus du modèle sur un cycle VE-ME en étiage (août-septembre 2016) (a) en surface et (b) au fond (rouge : vers l'amont et bleu : vers l'aval). Les contours gris représentent les isobathes 145
- Figure V-10 Flux résiduels de vase issus du modèle sur un cycle VE-ME sur l'ensemble de la colonne d'eau (a) en crue et (b) en étiage (rouge : vers l'amont et bleu : vers l'aval). Les contours gris représentent les isobathes 146
- Figure V-11 Flux résiduels moyens de (gauche) sédiments totaux et de (droite) vase sur tout le domaine couvert par le modèle. Les valeurs représentent la moyenne des flux résiduels à la fin de chacun des deux ans de simulation, en Mt/an. 147
- Figure V-12 Flux de sédiments totaux résiduels sur (gauche) l'année 2016 et (droite) l'année 2017 sur tout le domaine couvert par le modèle. 147
- Figure VI-1 Carte des variations d'épaisseur du sédiment simulées par le modèle entre début 2016 et fin 2017 sur le plateau continental (a) et dans l'estuaire (b)..... 151
- Figure VI-2 Emprise observée des vasières Ouest- et Sud-Gironde (Lesueur et al., 2002)... 152
- Figure VI-3 Cartes de variation du stock sédimentaire en kg/m^2 sur deux ans : état final (fin 2017) – état initial (début 2016). (a, b) Variation du stock de vase et (c, d) de sédiment

- total (sable+vase) sur les domaines (a, c) extra- et (b, d) intra-estuariens. Les contours représentent les isobathes 153
- Figure VI-4 Cartes de la masse de (a, b) vase et de (c, d) sédiment total stockée dans le modèle fin 2017 (a, c) sur le plateau continental et (b, d) dans l'estuaire. Les contours représentent les isobathes 154
- Figure VI-5 Fraction de chaque classe sédimentaire contenue dans le sédiment superficiel dans l'estuaire fin décembre 2017. Fraction de (a) vase totale, (b) sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$) (c) sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$) et (d) sable moyen et gravier ($d = 400 \mu\text{m}$ et 3 mm , respectivement). 156
- Figure VI-6 Fraction de chaque classe sédimentaire contenue dans le sédiment superficiel sur le plateau continental adjacent fin décembre 2017. Fraction de (a) vase totale, (b) sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$) (c) sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$) et (d) sable moyen et gravier ($d = 400 \mu\text{m}$ et 3 mm , respectivement). (a) Le cadre noir correspond à la zone considérée dans la section suivante comme correspondant à la VOG simulée. 157
- Figure VI-7 Fraction de vase superficielle dans la partie intra-estuarienne (a) Fraction de vase totale par rapport à la masse de sédiment totale (b, c, d) Fraction de chaque vase par rapport à la masse de vase totale distinguée en fonction de leur provenance : vase initialement déposée (b) sur le plateau, (c) dans l'estuaire ou (d) apportée par les fleuves à l'amont 158
- Figure VI-8 Fraction de vase superficielle sur le plateau continental adjacent (a) Fraction de vase totale par rapport à la masse de sédiment totale (b, c, d) Fraction de chaque vase par rapport à la masse de vase totale distinguée en fonction de leur provenance : vase initialement déposée (b) sur le plateau, (c) dans l'estuaire ou (d) apportée par les fleuves à l'amont. (a) La forme verte représente la position réelle observée de la VOG par Lesueur et al. (2002)..... 159
- Figure VI-9 Variabilité mensuelle des forçages et du stockage de sédiment dans la VOG simulée au cours des années 2016 et 2017. Moyenne et écart-type mensuels : (a) du débit fluvial de la Gironde (imposé à l'amont), (b) de la contrainte de fond sur la VOG associée aux vagues (sur un point central de la VOG simulée), (c) de l'épaisseur de sédiment moyenne sur la VOG, (d) des masses de sédiment total et des différentes classes intégrées sur la VOG (Tot : sédiment total, VFS : sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$), FS : sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$); les masses de sables moyens et de graviers ne sont pas représentées car non significatives), (e) des masses de vase totale et des différentes provenances intégrées sur la VOG (la masse de vase provenant des rivières n'est pas représentée car non significative) et (f) de l'évolution de la masse de vase totale sur la VOG. 161
- Figure VI-10 Relation entre la contrainte exercée par les vagues sur le fond et le stockage de vase par la VOG pour différentes conditions de débits fluviaux 163
- Figure VI-11 Représentation des zones considérées (en bleu) pour l'analyse des parties Est, Ouest (en hachuré) et centrale (entre les régions hachurées) de la VOG sur la fraction superficielle de vase 164

- Figure VI-12 Variabilité mensuelle des forçages et du stockage de sédiment dans la partie Est de la VOG simulée au cours des années 2016 et 2017. Moyenne et écart-type mensuels : (a) du débit fluvial de la Gironde (imposé à l'amont), (b) de la contrainte de fond sur la VOG associées aux vagues (même point central de la VOG totale que précédemment), (c) de l'épaisseur moyenne de sédiment sur la partie Est de la VOG, (d) des masses de sédiment total et des différentes classes intégrées sur la partie Est de la VOG (Tot : sédiment total, VFS : sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$), FS : sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$); les masses de sables moyens et de graviers ne sont pas représentées car non significatives), (e) des masses de vase totale et des différentes provenances intégrées sur la partie Est de la VOG (la masse de vase provenant des rivières n'est pas représentée car non significatives) et (f) de l'évolution de la masse de vase totale sur la partie Est de la VOG. 165
- Figure VI-13 Variabilité mensuelle des forçages et du stockage de sédiment dans la partie centrale de la VOG simulée au cours des années 2016 et 2017. Moyenne et écart-type mensuels : (a) du débit fluvial de la Gironde (imposé à l'amont), (b) de la contrainte de fond sur la VOG associées aux vagues (même point central de la VOG totale que précédemment), (c) de l'épaisseur moyenne de sédiment sur la partie centrale de la VOG, (d) des masses de sédiment total et des différentes classes intégrées sur la partie centrale de la VOG (Tot : sédiment total, VFS : sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$), FS : sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$); les masses de sables moyens et de graviers ne sont pas représentées car non significatives), (e) des masses de vase totale et des différentes provenances intégrées sur la partie centrale de la VOG (la masse de vase provenant des rivières n'est pas représentée car non significatives) et (f) de l'évolution de la masse de vase totale sur la partie centrale de la VOG..... 166
- Figure VI-14 Variabilité mensuelle des forçages et du stockage de sédiment dans la partie Ouest de la VOG simulée au cours des années 2016 et 2017. Moyenne et écart-type mensuels : (a) du débit fluvial de la Gironde (imposé à l'amont), (b) de la contrainte de fond sur la VOG associées aux vagues (même point central de la VOG totale que précédemment), (c) de l'épaisseur moyenne de sédiment sur la partie Ouest de la VOG, (d) des masses de sédiment total et des différentes classes intégrées sur la partie Ouest de la VOG (Tot : sédiment total, VFS : sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$), FS : sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$); les masses de sables moyens et de graviers ne sont pas représentées car non significatives), (e) des masses de vase totale et des différentes provenances intégrées sur la partie Ouest de la VOG (la masse de vase provenant des rivières n'est pas représentée car non significatives) et (f) de l'évolution de la masse de vase totale sur la partie Ouest de la VOG 167
- Figure VI-15 Relation entre la contrainte exercée par les vagues sur le fond et le stockage de vase pour différentes conditions de débits fluviaux sur (a) la partie Est, (b) la partie centrale et (c) la partie Ouest de la VOG simulée..... 169
- Figure 0-1 Variabilité sur les flux annuels de MES apportées par la Garonne calculés par les différentes régressions de Coynel (2005)..... 186

Figure 0-2 Carte de faciès sédimentaires sur le plateau continental adjacent à l'estuaire de la Gironde (Source: SHOM)	187
Figure 0-3 Carte de faciès sédimentaires à l'embouchure de la Gironde et pourcentage de vase pour chaque prélèvement par benne effectué (Ronds rouges) (Source : SHOM).....	187
Figure 0-4 Localisation des points de mesure des missions de surveillance écologique du site du Blayais.....	188
Figure 0-5 Courbes granulométriques aux points St Christoly (gauche) et St Estèphe (droite) pour l'année 2016	188
Figure 0-6 Courbes granulométriques aux points Lamarque (gauche) et Point F (droite) pour l'année 2016.....	189
Figure 0-7 Courbes granulométriques aux points Point E (gauche) et Point K (droite) pour l'année 2016	189
Figure 0-8 Evolution de la fraction de vase aux différents sites de surveillance écologique du blayais en 2016.....	190
Figure 0-9 Position des carottages effectués sur la Vasière Ouest Gironde en février 2017 .	191
Figure 0-10 Courbes granulométriques à la station 1 sur la VOG (gauche) et profils verticaux de la fraction de chaque classe de sédiments (droite)	192
Figure 0-11 Courbes granulométriques à la station 2 sur la VOG (gauche) et zoom sur les diamètres sableux (droite)	192
Figure 0-12 Courbes granulométriques à la station 3 (gauche) et 4 (droite) sur la VOG	193
Figure 0-13 Courbes granulométriques à la station 6 sur la VOG (gauche) et profils verticaux de la fraction de chaque classe de sédiments (droite)	193
Figure 0-14 Courbes granulométriques à la station 7 (gauche) et 8 (droite) sur la VOG	194
Figure 0-15 Courbes granulométriques à la station 9 sur la VOG (gauche) et profils verticaux de la fraction de chaque classe de sédiments (droite)	194

CHAPITRE I Introduction

1. Contexte

Les matières en suspension (MES) issues des rivières et fleuves peuvent directement influencer le fonctionnement des écosystèmes marins ainsi que la qualité des eaux littorales. Elles sont le vecteur principal des nutriments et contaminants déversés par les grands fleuves dans le milieu marin. L'étude de leur dynamique s'avère donc essentielle dans le cadre de la protection des ressources marines. Les estuaires présentent un intérêt scientifique particulier de par la richesse des processus physiques, sédimentaires et biogéochimiques qui s'y développent. Zones de transition où se rencontrent eaux douces et eaux salées, ils jouent un rôle de filtre pour les sédiments issus des bassins versants et déversés ensuite dans les océans (Dabrin, 2009; Lanceleur, 2011). L'enjeu sociétal associé à ces environnements est crucial étant donnée la forte activité anthropique qui s'y développe, susceptible de modifier les propriétés intrinsèques de ces milieux transitoires. Les pressions anthropiques liées à la fois à l'introduction d'éléments chimiques contaminants, à la navigation, à la dégradation des habitats benthiques ou à la surexploitation des ressources, sont autant de facteurs responsables de la modification et fragilisation de la biodiversité qu'ils renferment. Les enjeux y sont d'autant plus importants que ces zones estuariennes sont également un environnement privilégié pour le développement des activités aquacoles et ostréicoles, lesquelles nécessitent une bonne qualité des eaux.

Ces milieux, caractérisés par de fortes variabilités réactionnelles et divers forçages, régulent les flux de contaminants transférés vers le milieu marin, qu'il s'agisse des flux dissous ou particuliers, drainés depuis les bassins versants jusqu'aux interfaces estuariennes. Afin de préciser l'impact réel des rejets terrigènes sur le milieu côtier et de disposer d'outils fiables, il est essentiel de disposer d'une connaissance approfondie des flux « nets » en sortie de ces zones d'interface (Eyrolle, 2008).

L'étude spécifique des flux de contaminants entre les milieux continentaux et marins s'avère en outre plus complexe que la seule estimation de la masse particulaire effectivement déversé en sortie d'embouchure. Outre les incertitudes associées à l'estimation de la quantité de particules d'origine continentale contaminée, l'évaluation du bilan sédimentaire nécessite de discriminer les différentes sources d'apports sédimentaires, dont l'importance peut varier en fonction des caractéristiques hydro-morphologiques propres à chaque estuaire et à son environnement. Les sources d'apports peuvent être multiples : les apports issus du bassin versant amont sont connus pour être la principale source de sédiments d'origine continentale. Ils transitent de l'amont vers l'aval et leur quantité varie significativement avec les caractéristiques des cycles hydrologiques. Ces sédiments résultent majoritairement des processus d'érosion « naturelle » des sols dont l'efficacité, depuis maintenant quelques décennies, tend à être modifiée par l'essor des pressions anthropiques exercées à l'échelle du bassin versant (industrialisation, mise en culture des sols). Des sédiments d'origine continentale peuvent également être apportés au système estuarien par le biais de l'érosion des bassins versants latéraux ou des rives « intra-estuariennes », et par le biais de rejets

industriels et urbains. Souvent moins documentés, les apports de particules d'origine marine constituent également une source prépondérante de sédiments entrant dans le bilan sédimentaire d'un estuaire, en particulier quand celui-ci se trouve à l'interface d'un environnement côtier sujet à des courants de marée et des épisodes de houles importants. Issu du plateau continental adjacent ou des phénomènes d'érosion côtière, le type de sédiments marins observé peut être double : dans l'estuaire de Seine, des sédiments vaseux d'origine marine ont été observés jusqu'à presque 100 km de l'embouchure (Boust, 1996), tandis que les cartes de répartition sédimentaire dans le sédiment surfacique de l'estuaire de la Gironde et l'analyse de carottes sédimentaires dans l'estuaire aval ont révélés la présence de sables marins jusqu'à environ 20 km de l'embouchure (Kapsimalis et al., 2004). Enfin, les bilans sédimentaires sont également composés d'un flux sortant, lequel résulte majoritairement d'un export des particules vers le large, particulièrement dans le cas des particules fines, mais également de la dérive littorale induite par les houles et le vent. Dans un grand nombre d'estuaire, ce flux est également influencé par la quantité de sédiments dragués clapée à l'extérieur de l'estuaire.

Ainsi, l'analyse du devenir au travers d'un estuaire puis en mer du matériel particulaire d'origine continentale est complexe et nécessite de s'intéresser aux différents processus sédimentaires agissant sur le piégeage et les remises en suspension des particules dans les structures intra-estuariennes, à l'embouchure et sur le plateau continental adjacent. Dans le cadre du projet ANR AMORAD (2013-2019) et plus particulièrement de l'axe *Marin* de son volet sédimentaire, cette thèse vise à contribuer à l'amélioration de la compréhension des flux de matières potentiellement contaminées, issues principalement des apports terrigènes délivrés par l'estuaire. De par ses caractéristiques sédimentaires et biogéochimiques, l'estuaire de la Gironde constitue un site d'étude d'intérêts scientifiques forts. La dynamique intra-estuarienne étant relativement bien documentée dans cet estuaire (Castaing, 1981; Sottolichio, 1999; Jalón Rojas, 2016), l'étude en présence s'intéresse plus spécifiquement à la dynamique sédimentaire à l'embouchure de l'estuaire et sur le plateau continental adjacent, et à l'impact des différents forçages sur les flux particuliers en sortie d'estuaire et leur devenir en mer.

2. Revue sur les flux de sédiments déversés dans les océans

D'un point de vue global, les sédiments provenant des bassins versants drainés par les cours d'eau constituent une des sources principales de sédiments déversés dans les océans. Les particules sont transportées par les fleuves jusqu'aux estuaires, lesquels agissent comme filtre réactionnel susceptible de modifier les flux bruts qui sont finalement déversés dans l'océan. Lors de ce cheminement, de nombreux processus viennent augmenter ou réduire le stock de matériel transporté et influencer le bilan sédimentaire dans la zone intra-estuarienne. De par la pluralité et la variabilité des processus estuariens mis en jeu, l'évaluation précise des flux de MES est aujourd'hui devenu un défi à l'échelle internationale. Pourtant, alors que de nombreux travaux se sont intéressés à la dynamique du bouchon vaseux et des vasières latérales en réponse aux forçages hydrométéorologiques, peu se sont concentrés sur la dynamique des flux de particules entre le système estuarien et la zone côtière adjacente et sur

l'estimation des flux résiduels sur des échelles temporelles pouvant aller du cycle de marée à l'échelle pluriannuelle.

2.1. Estimation des flux exportés aux océans à l'échelle globale

Le flux net de sédiments déversé dans les océans sur la planète est estimé à environ 12,6 Bt/an (Syvitski et al., 2005b). Cette estimation se base sur une approche combinant données mesurées et résultats de modèle : à partir des banques de données existantes rassemblant les principaux fleuves du monde, des relations entre flux de MES et caractéristiques du bassin versant sont établies et permettent de calculer, par extrapolation, un flux global à l'océan. Les caractéristiques considérées comprennent notamment la surface de drainage du bassin versant, le relief et le ruissellement mais également l'impact de la géologie sur les flux de sédiments. En règle générale, plus le bassin versant est étendu, ses reliefs montagneux et sa température moyenne élevée, plus sa charge en sédiment sera élevée. Cependant, des facteurs géologiques régionaux comme le type de sol érodé peuvent aussi influencer la quantité de sédiment transportée. Par exemple, le débit liquide du fleuve Jaune, deuxième fleuve le plus long de Chine, correspond à environ 1/15e de celui du Mississippi et 1/183e de celui de l'Amazone, alors que sa charge sédimentaire est 3 fois celle du Mississippi et 2 fois celle de l'Amazone (Wang et al., 1998). Ceci s'explique par le fait que le fleuve Jaune traverse le plateau de Loess, dont le sol est très peu consolidé et sur lequel le fleuve puise la majeure partie de sa charge solide.

2.2. Limitations associées aux méthodes d'estimation des apports fluviaux

2.2.1. Fréquence d'échantillonnage

Un problème intrinsèque à l'évaluation de Syvitski et al. (2005b) des flux de sédiments déversés dans l'océan concerne tout d'abord l'échantillonnage temporel. Certaines données ne couvrent qu'une partie de la période considérée. Or, une extrapolation des flux mesurés d'une année sur l'autre peut être trompeuse étant donnée la variabilité pluriannuelle liée aux caractéristiques hydrologiques des affluents. Une bonne résolution temporelle à l'échelle annuelle est également cruciale, la saisonnalité étant un élément important dans l'étude de la dynamique des flux de sédiments déversés dans les océans. La plupart des rivières transportent 90% de leur charge solide en seulement 6 à 60% du temps (Syvitski et al., 2005a). Par exemple, les rivières dont l'écoulement est nourri par la fonte des neiges subissent une dynamique saisonnière très importante, avec un fort apport en sédiment au début du printemps. Syvitski and Morehead (1999) ont également montré que la rivière Eel par exemple a connu en décembre 1964 une crue exceptionnelle durant laquelle elle a déversé plus de sédiment dans l'océan en 3 jours que sur les 8 années précédentes cumulées.

Pour s'affranchir d'une trop forte incertitude liée à une fréquence d'échantillonnage trop faible qui manquerait des événements cruciaux dans l'évaluation des flux de sédiment, Coynel (2005) préconise une fréquence d'échantillonnage minimale de 100 prélèvements par mois (soit toutes les 7h) pour de petites rivières montagneuses telles que la Nivelle et une

fréquence minimale de 10 échantillons par mois (tous les 3 jours) pour de larges rivières ou fleuves de plaine comparables à la Garonne.

2.2.2. Impact des aménagements et de l'activité humaine sur le flux global de sédiments

De plus, certaines stations de mesures considérées dans le calcul du flux global de sédiment se sont arrêtées il y a quelques décennies et ne comprennent alors pas les récents aménagements et les activités anthropiques subis par les bassins, lesquels peuvent avoir un impact significatif sur les flux nets de sédiments déversés dans les océans.

L'impact de l'activité humaine sur la dynamique sédimentaire a commencé à se faire sentir il y a plusieurs milliers d'années et s'est accéléré ces 1000 dernières années (Syvitski and Kettner, 2011). Les activités anthropiques participent à la fois à l'augmentation du transport de sédiment par les rivières à travers l'érosion des sols par le défrichement, la déforestation et l'agriculture, mais également à la réduction des flux échangés avec l'océan en raison de la construction des barrages et réservoirs artificiels. D'après Syvitski et al. (2005b), le flux net se traduit par une réduction d'environ 1,4 Bt/an par rapport aux valeurs estimées avant le développement des grands aménagements par l'homme. Ils estiment par exemple que les grandes retenues d'eau piègent environ 20% du flux global de sédiment et que les petits réservoirs en retiennent 6% supplémentaires.

Plus récemment, Li et al. (2019) ont tenté de ré-estimer ce flux global. A l'aide d'un modèle développé à l'USGS (LOADEST) permettant de générer des courbes de régression pour estimer les charges en matières solides à partir des séries temporelles de débit liquide, leur estimation sur le long-terme rejoint de très près celle de Syvitski et al. (2005b) : 12,8 Bt/an. Le flux annuel de MES transporté par les fleuves français est estimé quant à lui à environ 16 +/- 4 Mt/an (Delmas et al., 2012). Ces nouvelles estimations se basent sur des modèles de régression permettant d'obtenir des valeurs journalières de flux de sédiments aux stations considérées et ainsi de s'affranchir des problèmes liés à la variabilité des différentes fréquences d'échantillonnage. De plus, le nombre de stations considéré pour le récent calcul du flux global est plus important que lors de la première estimation. La prise en compte des banques de données actualisées sur ces dernières décennies permet de mieux intégrer l'impact des activités anthropiques dans l'estimation des flux sédimentaires. Le degré de rétention des sédiments par les barrages à l'échelle mondiale pour chaque bassin versant considéré est illustré sur la Figure I-1 par Li et al. (2019) et permet de rendre compte de l'impact que les aménagements humains peuvent avoir sur les flux de sédiments à l'océan.

2.3. Rétention des sédiments dans les systèmes estuariens et deltaïques

Les stations considérées dans ces deux études (Syvitski et al., 2005b; Li et al., 2019) correspondent aux stations de mesures les plus à l'aval disponibles dans les bases de données pour chaque fleuve considéré. Bien souvent, ces stations sont toutefois situées relativement à l'amont de l'endroit où se déversent réellement les sédiments dans l'océan, et particulièrement à l'amont de systèmes agissant comme filtres sur les flux de sédiments tels que les deltas, estuaires et plaines d'inondations. Beaucoup de sédiments sont plus ou moins

temporairement conservés dans ces systèmes transitoires entre la zone fluviale et la zone marine. Ainsi, 20% du flux annuel de sédiment délivré par l'Amazone est retenu par son delta, tandis que les 80% restant sont déposés sur le plateau continental et les côtes adjacentes. Environ 55% du flux solide annuel combiné du Gange et du Brahmapoutre est également retenu par leur delta ainsi que 82% dans le cas du fleuve Jaune en Chine (Syvitski et al., 2005a).

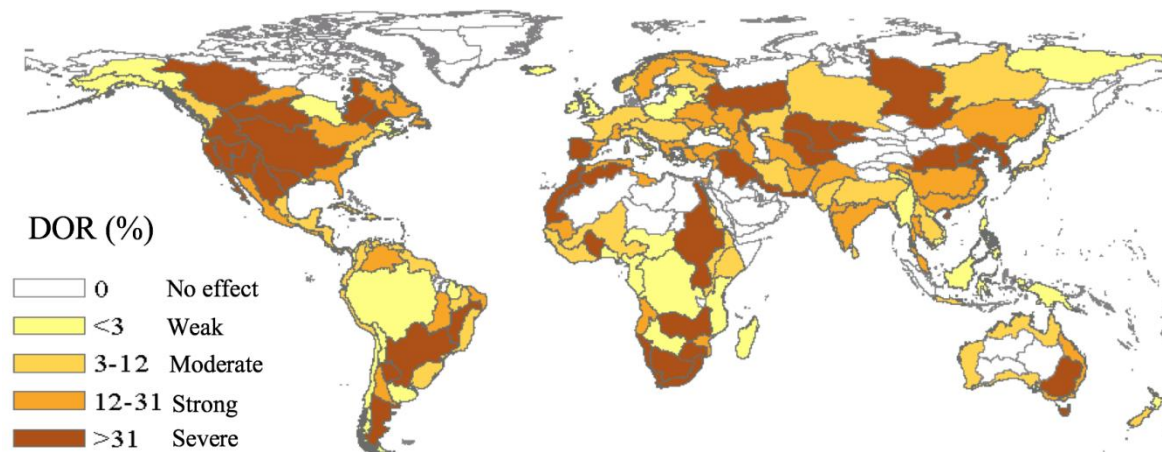


Figure I-1 Carte du pourcentage de rétention des sédiments (DOR : Degree Of Regulation) par les barrages à l'échelle des bassins versants (Li et al., 2019)

2.3.1. Impact des aménagements et des activités sur les systèmes estuariens

Comme illustré sur la Figure I-1, le continent Nord-Américain est l'un des plus impactés par la rétention des sédiments fluviaux par les barrages. Par exemple, la rivière du Colorado, qui autrefois approvisionnait le Golfe de Californie avec environ 150 Mt/an de matière solide, manque aujourd'hui de sédiments, retenus par les barrages en amont, pour nourrir son delta, ce qui se traduit par une importante érosion du littoral (Walling and Fang, 2003). Le même phénomène a été mis en exergue en Espagne dans l'Ebre par Guillen and Palanques (1997) : l'ancien estuaire de l'Ebre a évolué durant le dernier épisode de montée des eaux du Holocène en un système deltaïque considéré aujourd'hui comme le delta de l'Ebre. Depuis le début des années 70, ce dernier a beaucoup souffert de la rétention de sa charge solide par les barrages. En conséquence, la progradation des sédiments deltaïques vers le large a complètement stoppé et le système subit encore actuellement une forte érosion côtière. Des comportements similaires ont également été identifiés dans le delta du Mississippi et du Nil ainsi que dans le fleuve Jaune (Syvitski et al., 2005a). Syvitski et al. (2009) estiment à 90% la réduction des flux nets de sédiment déversés dans le delta du fleuve Jaune en raison de la rétention par les retenues en amont durant les 50 dernières années. Cette réduction, associée aux changements artificiellement induits par l'homme (déplacement artificiel du chenal principal en 1996 pour faciliter l'exploration pétrolière), se traduit par d'importantes modifications morphologiques du système deltaïque (Wang et al., 2010).

2.3.2. Impact des modifications géomorphologiques induites par les activités anthropiques

La géomorphologie d'un estuaire est l'un des facteurs naturels les plus importants influençant la rétention des sédiments par le système (Syvitski et al., 2005a). En effet, l'efficacité du pompage tidal dépend de l'influence de la bathymétrie sur la propagation de la marée vers l'amont (*cf.* Section 3.1). De plus, les effets de circulation de densité et l'influence du bouchon vaseux sont également très importants dans le piégeage et la dynamique des sédiments dans l'estuaire (*cf.* Section 3.2). Les modifications anthropiques telles que l'extraction de granulats, l'approfondissement ou la création de chenaux, et l'aménagement de structures artificielles (*e.g.* ports, digues ou barrages) peuvent avoir de lourdes conséquences sur la géomorphologie des estuaires, sur les processus hydrosédimentaires dominants et peuvent fortement impacter l'équilibre morphodynamique du système. Par exemple en Loire, l'intensification des extractions de granulats marins dans les années 1970 a entraîné un abaissement du niveau des basses mers de l'ordre de 4 m à Nantes, ce qui a conduit à de lourdes modifications du comportement hydro-sédimentaire du fleuve et a considérablement perturbé sa faune, sa flore et mis en péril la stabilité des ouvrages (Dambre, 1996).

Deux comportements semblent se détacher (Syvitski et al., 2005a) : dans les zones tropicales humides, les fortes précipitations accompagnées de la déforestation et du défrichement par l'homme augmentent considérablement la masse de sédiments transportée par les fleuves. De plus, la régulation du débit fluvial entraîne une plus forte contribution du pompage tidal. En conséquence, l'estuaire est susceptible de s'ensaver, comme décrit par Wolanski et al. (2001) dans le système de l'Ord en Australie, où un ensablement considérable a été constaté sur les 30 dernières années, accompagné d'une réduction de près de 50% de sa section transversale. Dans l'éventualité où la quantité de sédiment dépasse la capacité de stockage de l'estuaire, la vase se dépose à la sortie de celui-ci, dans la zone côtière et vient perturber le système côtier, tels que les récifs coralliens (Wolanski et al., 2003). Au contraire, dans les pays plus développés, où l'homme a contribué à retenir les sédiments dans des retenues d'eau ou à réguler le débit des rivières grâce à des barrages, l'équilibre sédimentaire des estuaires est mis en péril : ils tendent à manquer d'apports en matière solide ce qui participe au retrait des côtes, comme décrit précédemment pour le Colorado et l'Ebre par exemple.

Un élément crucial jusqu'alors non résolu pour la plupart des systèmes concerne la quantification précise de la rétention des sédiments par les estuaires. Perillo (2000) propose la formulation d'un indice de rétention des sédiments : « Retention Index ». Il se définit comme le ratio entre la quantité de sédiment retenue de manière permanente dans la zone estuarienne et le sédiment total entrant dans le système, qu'il soit d'origine fluviale, marine, atmosphérique ou intrinsèque au système lui-même. L'évaluation d'un tel indice pour chaque système reste compliqué étant donné qu'il repose sur l'estimation d'un flux entrant et sortant, lesquels sont encore aujourd'hui difficiles à quantifier.

2.4. Méthodes d'évaluation des flux particulaires entre zones continentales et marines

Plusieurs méthodes ont déjà été expérimentées pour estimer plus ou moins directement la quantité de sédiment retenue dans un estuaire et les flux résiduels aux embouchures de ces systèmes. Par exemple, l'analyse d'images satellites permet d'apprécier l'extension du panache turbide à la sortie d'un estuaire et, grâce à des mesures *in-situ* de concentration en MES simultanées, de quantifier les concentrations en MES de la couche de surface captée par le satellite (Froidefond et al., 1998). En revanche, cette méthode permet difficilement de quantifier précisément les quantités de sédiments exportées par l'estuaire étant donné l'épaisseur limitée de la couche de surface mesurée.

Une des méthodes les plus directes pour réaliser un bilan sédimentaire consiste à comparer des cartes bathymétriques de différentes années. Un bilan des masses importées ou exportées annuellement par l'estuaire s'établit par différence entre masse apportée en amont de l'estuaire et masse sédimentée ou érodée dans l'estuaire. Cette dernière est estimée à partir des différences bathymétriques, mais peut s'avérer relativement imprécise. En effet, le temps que peut prendre la réalisation d'une carte bathymétrique (estimée à 6 mois pour l'estuaire de la Seine, Schulz et al. (2018)) et l'incertitude associée aux mesures (estimée à plus ou moins 10 cm, ce qui correspond à une incertitude $\pm 0,1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{km}^2$ d'estuaire) peuvent induire une incertitude sur le bilan sédimentaire du même ordre de grandeur que les variations observées (Schulz et al., 2018).

Une autre méthode permettant de réaliser des bilans sédimentaires et de calculer des taux d'accumulation du sédiment se base sur l'interprétation de profil de sismique-réflexion et l'analyse géochimique de carottes sédimentaires. Le fleuve Jaune s'inscrit comme un site d'étude où cette méthode a été efficacement appliquée pour estimer les flux résiduels de sédiments exportés par l'estuaire et leur devenir (Saito and Yang, 1994). La station de mesures la plus à l'aval de ce fleuve se situe environ 100 km à l'amont de l'embouchure. Les sédiments passant par cette station ne sont donc pas nécessairement tous déversés dans l'océan mais sont susceptibles d'être piégés dans le système deltaïque entre la station de mesure et l'embouchure. A partir de plus de 70 carottes sédimentaires prélevées dans la zone côtière du fleuve Jaune, un bilan sédimentaire a pu être établi. Environ 20 à 30% de la masse sédimentaire passant par la station de mesure est déposée entre la station et l'embouchure, sur le plateau deltaïque. Les sédiments restants sont déversés dans le golfe de Bohai : environ 40-50% de ceux-ci sont déposés dans la zone côtière adjacente, à moins de 30km des côtes, 10-15% atteignent et sédimentent dans le golfe de Bohai, à plus de 30 km des côtes tandis que les 15-20% restants transitent et se déposent dans la mer Jaune (Saito and Yang, 1994).

Enfin, l'une des méthodes les plus répandues et directes pour quantifier des flux particuliers à travers des sections transversales d'un estuaire s'appuie sur des mesures *in-situ* via l'acquisition de points et profils de courant et de concentrations en MES. En effet, de manière théorique, les flux de matières solides traversant une section pendant un temps t donné se calculent en intégrant le produit des vitesses de courant et de la concentration en MES en tout point mouillé de la section considérée sur la période considérée. Pour caractériser les processus dominant le transport de sédiments dans l'Estuaire du Delaware,

Sommerfield and Wong (2011) utilisent des mesures obtenues le long de 3 sections transversales de l'estuaire (mouillages dans l'axe du chenal et mesures ponctuelles proches des deux rives), réparties de l'amont vers l'aval pour englober la zone de turbidité maximum. Ce faisant, ils montrent que dans cet estuaire la circulation résiduelle de densité est un mécanisme fondamental dans le piégeage de sédiment au sein du bouchon vaseux, tandis que le pompage tidal est quant à lui le processus dominant le piégeage des particules dans les vasières latérales. Pour accéder directement aux flux résiduels d'eau et de particules entre l'estuaire et la zone côtière adjacente, Dabrin (2009) met en place une stratégie, basée sur le couplage de mesures par courantomètre Doppler avec des prélèvements *in-situ* de MES, sur un cycle de marée complet. Cette méthode, mise en place à l'embouchure d'un estuaire et dans des conditions hydrométéorologiques contrastées, permet d'estimer un flux net particulaire exporté en zone côtière. Néanmoins, de telles mesures sont relativement lourdes à mettre en place et ne peuvent raisonnablement pas être échantillonnées sur toute une section d'un estuaire pendant de longues périodes. C'est pourquoi, une approche hybride peut également être adoptée, laquelle consiste à combiner plusieurs techniques pour évaluer des flux sédimentaires. Les courants, calculés par les modèles hydrodynamiques 3D, sont en général assez précis et peuvent être combinés aux mesures de concentrations en MES *in-situ* pour estimer des flux à partir de mesures parfois ponctuelles, telles que celles obtenues à partir des réseaux de mesures haute-fréquence dont sont équipés certains grands fleuves. C'est la méthodologie qui a été adoptée par Druine (2018) en estuaire de Seine, pour effectuer des bilans des masses d'eau et de particules sur différentes sections de l'estuaire.

Cependant, toutes les méthodes basées sur des observations *in-situ* nécessitent au minimum une extrapolation temporelle ou spatiale pour couvrir de longues périodes et effectuer des bilans sédimentaires. Etant donnée la variabilité temporelle et spatiale de la dynamique estuarienne, ces extrapolations sont très souvent sources d'incertitudes, voire d'imprécisions. De plus, s'ajoute à celles-ci la complexité liée à la quantification des apports particuliers à un estuaire : si pour certains grands fleuves, les apports amont sont relativement bien connus, les apports par l'aval (apport de sables marins par l'embouchure) sont plus difficiles à quantifier. En effet, et de manière plus générale, qu'ils soient transportés en suspension près du fond ou par charriage, les quantités de sables mobilisées ne sont pas simples à estimer sur le terrain avec les techniques communément utilisées dans les systèmes estuariens.

2.5. Application des modèles numériques hydro-sédimentaires

Les imprécisions liées aux mesures *in-situ*, notamment liées à la difficulté de capter l'importante variabilité des processus régissant le transport sédimentaire sur des échelles de temps et d'espace variables, ainsi que le constant essor de nouveaux moyens numériques de plus en plus performants, ont entraîné un intérêt tout particulier pour la modélisation numérique hydro-sédimentaire.

Cette méthode s'appuie sur la résolution des équations primitives du mouvement des masses d'eau, et permet de définir des courants en tenant compte de différents forçages (bathymétrie, marée, météo). Les modèles utilisés s'appuient classiquement sur un « cœur » hydrodynamique fournissant les champs de courant et les contraintes de cisaillement au fond,

couplé à un modèle de transport, qui reproduit les concentrations en MES dans la colonne d'eau et dans un compartiment sédimentaire, ainsi que les échanges de sédiment entre les deux compartiments. Le mouvement du sédiment peut être suivi de deux façons différentes. De manière lagrangienne, la trajectoire empruntée par chaque particule définie de manière distincte est enregistrée (Souza and Lane, 2013). Cette méthode présente l'avantage de pouvoir définir des caractéristiques différentes pour chaque particule (*e.g.* vitesse de chute, masse) et de pouvoir suivre la provenance des sédiments et leur devenir. Grâce à cette méthode, Souza and Lane (2013) ont pu évaluer l'impact de la prise en compte du débit du fleuve sur le transport sédimentaire à la sortie de l'estuaire du fleuve Mersey, dans la baie de Liverpool. L'introduction des gradients de densité induit un transport résiduel au fond dirigé vers l'estuaire qui tend à ramener une partie des particules issues de la baie dans l'estuaire après seulement quelques jours de simulation. En revanche, ce type de modélisation demande en général de modéliser un grand nombre de particules pour représenter les concentrations de sédiments en suspension observées. Plus communément, la masse sédimentaire est suivie de façon eulérienne et la présence de particules en suspension est définie par une concentration dans chaque maille du modèle. C'est sur ce type d'approche que la suite de cette section se concentre, pour caractériser la dynamique des particules dans les estuaires.

Les modèles tridimensionnels sont rapidement venus compléter les modèles 2D, lesquels supposent quelques approximations sur la verticale (modèles 2DH) ou sur l'horizontale (modèle 2DV). Luo et al. (2013) utilisent le modèle TELEMAC-2D moyenné sur la verticale pour étudier la dynamique sédimentaire entre 3 estuaires (Dee, Mersey et Ribble) et la baie de Liverpool, mais les analyses se trouvent rapidement contraintes par la non prise en compte des effets 3D de la circulation barocline. La complexité, notamment liée au nombre de processus représentés, et les performances des modèles tridimensionnels ont considérablement augmenté au cours de ces dernières décennies. Ainsi, les modèles de transport ont progressivement été améliorés pour prendre en compte les distinctions entre comportements des sables et des vases. Des modèles spécifiques de floculation ont été développés et peuvent être couplés au modèle de transport (Sherwood et al., 2018), ainsi que des modèles de consolidation de la colonne sédimentaire (Grasso et al., 2015) ou des modèles de processus chimiques ou biologiques (Borsje et al., 2008).

2.6. Etude de cas : bilans sédimentaires en estuaire de Seine

En estuaire de Seine, les flux sédimentaires ont été étudiés en détail par approche numérique par Schulz et al. (2018). Une carte de répartition spatiale des flux sédimentaires et des bilans associés a été réalisée pour une année réaliste « typique » (*i.e.* avec des conditions hydrologiques proches de la moyenne et des conditions météorologiques plutôt calmes, Figure I-2).

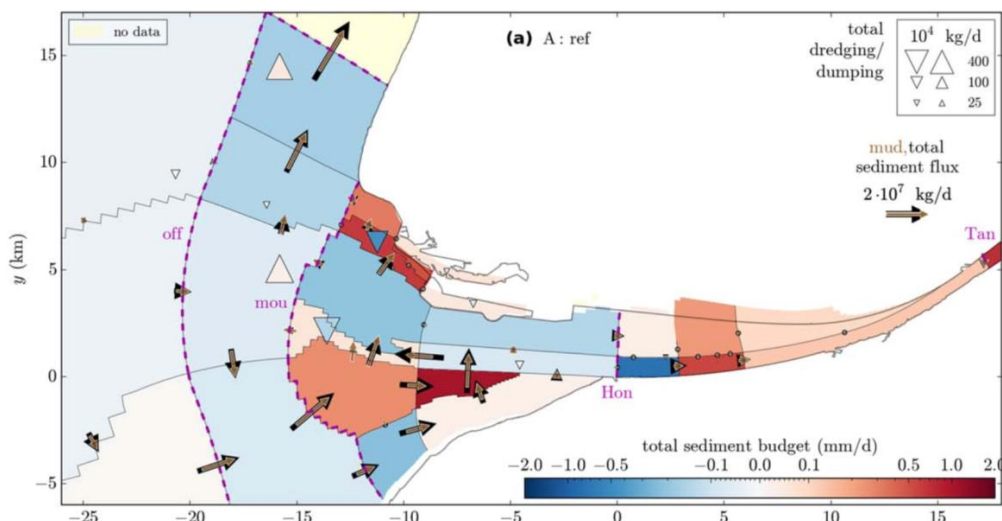


Figure I-2 Flux résiduels de sédiments (flèches : vase en marron et sédiment total en noir), bilans sédimentaires totaux (couleur des boîtes : perte en bleu et gain en rouge sur une échelle semi-logarithmique), masses sédimentaires draguées (triangles vers le haut) et clapées (triangles vers le bas) à l'aval et au large de l'embouchure de l'estuaire sur une année lunaire (354 jours) (Schulz et al., 2018).

Les flux sédimentaires exhibent une circulation antihoraire dans la partie sud de l'embouchure. Le sédiment est transporté vers l'est, en direction de l'estuaire le long de la ligne côtière sud et est expulsé au niveau du chenal principal et du port du Havre. La fraction de vase représente entre 50% et 90% des flux sédimentaires totaux (sable et vase). Le flux sédimentaire est dirigé vers l'amont le long de l'estuaire jusqu'au niveau de l'embouchure et vers le large au niveau de la section transversale offshore.

L'influence des forçages hydrométéorologiques sur les flux sédimentaires a également été étudiée (Figure I-3). A travers la section transversale au large de l'embouchure, les flux résiduels sont dirigés vers le large lors d'une année « normale » de référence, alors qu'une année particulièrement humide induit une forte remontée des sédiments dans l'estuaire (exp. A vs exp. C, Figure I-3). Cette dynamique, qui semble contredire au premier abord les forts exports attendus en cas de fortes crues (observés par télédétection par exemple) est en fait induite par la circulation barocline renforcée en période de crues et engendrant un transport résiduel vers l'amont plus prononcé. Au contraire, sur une année tempétueuse (exp. D), l'export résiduel de référence est multiplié par plus de 10.

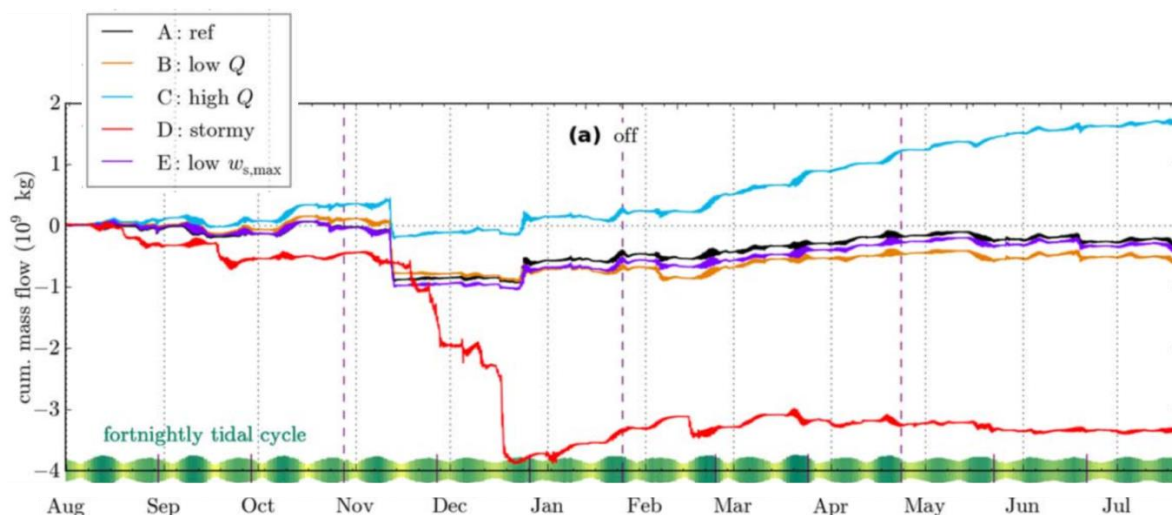


Figure I-3 Flux cumulés de sédiments totaux (positif: vers l'estuaire) au niveau de la section transversale offshore (cf. Section off sur Figure I-2) pour des années hydrométéorologiquement contrastées (Schulz et al., 2018)

3. Rappels succincts sur la dynamique hydro-sédimentaire dans un estuaire macrotidal

L'analyse de la dynamique du matériel particulaire d'origine continentale au travers d'un estuaire est difficile de par la pluralité des processus mis en jeu : les processus intra-estuariens, liés à la forte turbidité, à la propagation de l'onde de marée et aux gradients de salinité dans l'estuaire, et ceux liés à l'hydrodynamique en sortie d'estuaire, influençant le déplacement et le dépôt des particules au large (Sottolichio et al., 2000; Le Hir et al., 2001). A l'inverse des deltas, où la composante fluviale prédomine, les estuaires et la circulation résiduelle s'y développant sont dominés par les fluctuations marines en raison notamment d'une amplitude de marée importante.

Sur la façade Atlantique française, les marées macrotidales favorisent la formation de systèmes estuariens, contrairement aux côtes méditerranéennes qui sont plutôt des zones deltaïques, avec des marées de faible amplitude. En zones estuariennes, le mélange des eaux de salinité contrastée s'effectue en amont de l'embouchure et les conditions hydrodynamiques particulières induisent une dynamique sédimentaire complexe. L'efficacité du piégeage des sédiments dans l'estuaire, ou au contraire, de l'évacuation de ceux-ci au large, dépend fortement des processus hydrodynamiques se développant dans l'estuaire et détermine les flux nets de sédiment transportés entre la zone continentale et le large.

3.1. Propagation de la marée, asymétrie et pompage tidal

La circulation dans un estuaire est tout d'abord fortement dépendante du comportement oscillatoire de la marée et de la déformation de l'onde lors de sa propagation vers l'amont. Les effets cumulés de la perte d'énergie par friction sur le fond, de l'augmentation de l'amplitude due au rétrécissement des sections et à la diminution de la hauteur d'eau ainsi que l'interaction avec le débit fluvial induisent une déformation de l'onde de marée lors de sa propagation dans l'estuaire : l'amplitude et la durée des phases de flot et de jusant peuvent se

voir modifiées et les courants de marée sont alors qualifiés d'asymétriques. Dans les estuaires macrotidaux, et plus particulièrement dans les estuaires hypersynchrones, où les effets de convergence sont dominants sur les effets de friction (Le Floch, 1961), l'asymétrie de marée se traduit par une dominance du flot, majoritairement attribuée à la propagation plus rapide de la pleine mer que de la basse mer (Allen et al., 1980). Cette asymétrie en faveur du flot se traduit par des vitesses de courant plus importantes lors du flot, associées à une durée plus courte du flot que du jusant et provoque un transport résiduel des sédiments vers l'amont : le « pompage tidal ». Ce mécanisme s'amplifie avec l'amplitude de marée vers l'amont jusqu'à un « point nodal de marée », au-delà duquel le transport résiduel est déterminé par les eaux fluviales s'écoulant vers l'aval (Figure I-4).

3.2. Circulation résiduelle de densité

Par ailleurs, la rencontre de deux masses d'eau de densités très différentes (écoulement de l'eau douce vers l'océan et intrusion de l'eau saline dans l'estuaire) provoque la formation de forts gradients de densité à la fois verticaux, longitudinaux et parfois même transversaux. Une circulation résiduelle associées à ces gradients (plus ou moins marqués selon l'intensité du mélange) est susceptible de se mettre en place : l'eau douce, de densité plus faible, s'écoule préférentiellement en surface vers l'aval, au-dessus des eaux marines s'écoulant près du fond en direction de l'amont. Ainsi, les particules sont soit transportées vers l'embouchure avec la masse d'eau de surface soit transportées vers l'amont si elles atteignent la partie inférieure de la colonne d'eau en chutant. Le transport vers l'amont se poursuit jusqu'à un point nodal de densité, point au-delà duquel l'écoulement est entièrement dirigé vers l'aval.

Cependant, en présence de forts courants de marée (i.e. forte turbulence dans la colonne d'eau), le mélange vertical est prépondérant et favorise la diffusion des eaux salées et des suspensions associées vers les eaux de surface. Ce mécanisme est susceptible d'estomper la circulation résiduelle de densité et le transport des sédiments vers l'amont. On parle alors d'estuaire « partiellement mélangé », par opposition aux estuaires « à coin salé », où la stratification est maximale.

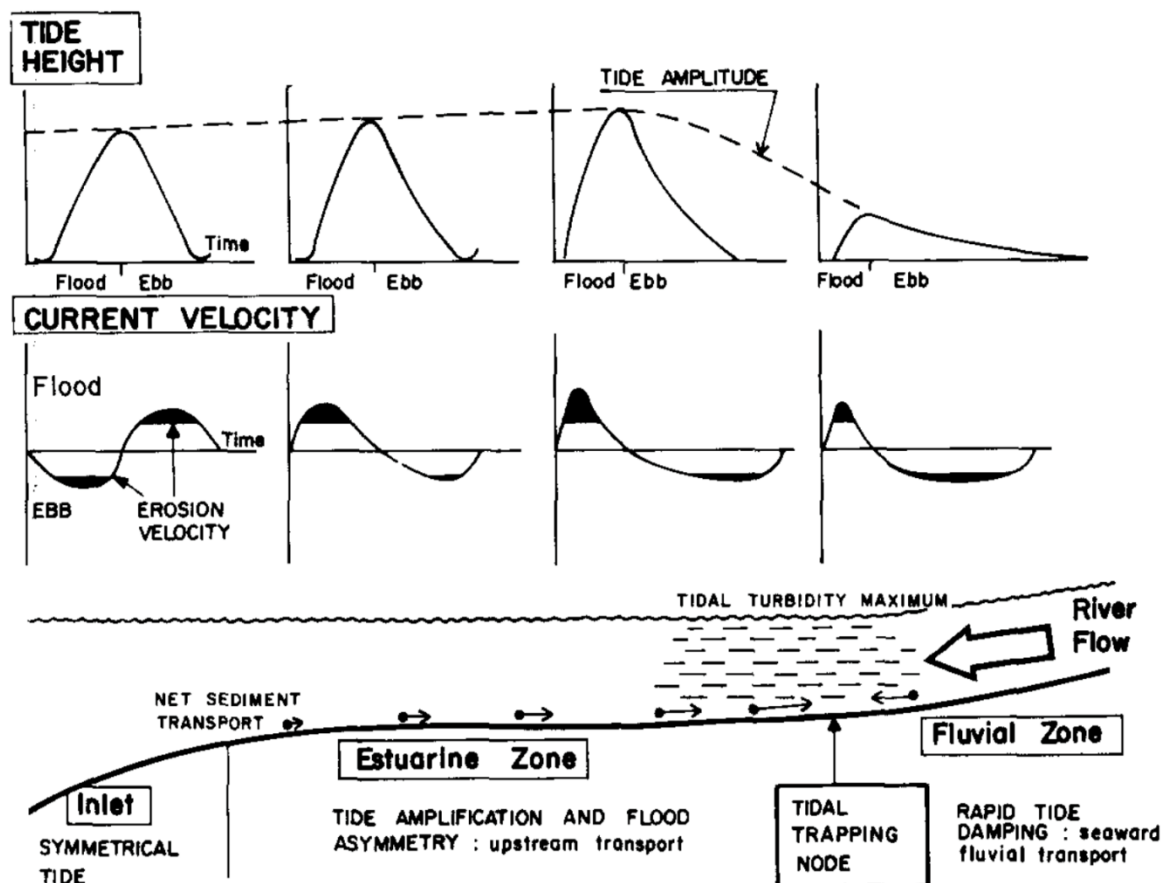


Figure 1-4 Modèle schématique du transport et du piégeage de sédiment dans un estuaire macrotidal sous l'effet des asymétries de courant (Allen et al., 1980)

3.3. Bouchon vaseux

Le transport vers l'amont induit par la dominance du flot dans les estuaires macrotidaux favorise le piégeage des particules dans une zone d'accumulation appelée bouchon vaseux, coïncidant à priori avec le point nodal de marée. Le schéma de circulation induit par les gradients de densité renforce ce piégeage et participe à empêcher l'évacuation des suspensions vers l'océan, particulièrement dans les estuaires où la stratification est importante (e.g. Sottolichio et al. (2000) en Gironde, Brenon and Le Hir (1999) en Seine). Les deux théories combinées donnent lieu à un modèle conceptuel mixte dans lequel les deux effets s'ajoutent ou se relaient, soutenus par d'autres mécanismes sous-jacents tels que les asymétries de mélange et de « tidal straining » (Geyer, 1993; Jay and Musiak, 1994; Burchard et al., 2018).

3.4. Flux à l'embouchure

Les mécanismes précédemment décrits, régulant la dynamique des sédiments entre la zone estuarienne et la zone côtière, peuvent être difficiles à quantifier de par leur forte variabilité spatiale et temporelle. La variabilité spatiale s'exprime non seulement dans la direction longitudinale de l'estuaire (voir sections précédentes), mais également latéralement. En effet, les gradients bathymétriques rencontrés par l'écoulement d'une rive à l'autre, liés

notamment à la présence d'un ou plusieurs chenaux et de zones moins profondes au niveau des bancs latéraux, induisent des courants contrastés sur les sections transversales de l'estuaire. Les échelles temporelles mises en jeu varient également de la dynamique intratidale (quelques heures) aux fluctuations pluriannuelles (liées au cycle hydrologique du système). Le temps de résidence des sédiments dans l'estuaire et les flux résiduels à l'embouchure sont fortement conditionnés par les échanges et le piégeage éventuel des particules dans les vasières latérales (souvent intertidales, au sein de l'estuaire) et dans le bouchon vaseux.

4. Cas de l'estuaire de la Gironde et du plateau continental adjacent

S'inscrivant comme l'estuaire le plus vaste d'Europe occidentale, le système estuarien de la Gironde, situé dans le Sud-Ouest de la France, présente un fort intérêt à la fois scientifique et socio-économique de par les fortes turbidités qui s'y développent et les importants aménagements et opérations de maintenance qu'il subit. L'activité portuaire y est très développée, avec 7 terminaux portuaires le long de l'estuaire. La proximité d'importantes aires urbaines (*e.g.* métropole de Bordeaux, ville de Royan) augmente les risques de pollution accidentelle, risques déjà très élevés liés à la présence d'une centrale nucléaire et à l'utilisation des eaux de l'estuaire pour le refroidissement de celle-ci, ainsi qu'à l'utilisation de ses voies maritimes comme voies de passage de fret. L'intérêt scientifique y est d'autant plus important que cet estuaire présente le bouchon vaseux le plus développé d'Europe avec des concentrations en MES pouvant dépasser plusieurs kg.m^{-3} en surface, impliquant la formation de couches de vase fluide (crème de vase) de plusieurs mètres d'épaisseur.

Dans cette section, nous rappellerons succinctement quelques éléments essentiels quant à la morphologie de l'estuaire de la Gironde et du plateau continental adjacent ainsi que l'état actuel des connaissances hydrosédimentaires de cette zone. Une synthèse sur le contexte environnemental du site d'étude est également effectuée dans le chapitre III section 2.1.

4.1. Présentation générale du site d'étude

4.1.1. L'estuaire de la Gironde

L'estuaire de la Gironde est le plus grand estuaire d'Europe, avec une superficie de 635 km^2 (Jalon-Rojas et al., 2015). Il est situé dans le Sud-Ouest de la France et se déverse dans le Golfe de Gascogne. Il résulte de la confluence au niveau du Bec d'Ambès des deux fleuves Garonne et Dordogne, mais la limite d'influence de la marée se situe bien plus à l'amont, à environ une centaine de kilomètres d'Ambès (Figure I-5), au niveau de La Réole en Garonne et de Pessac en Dordogne.

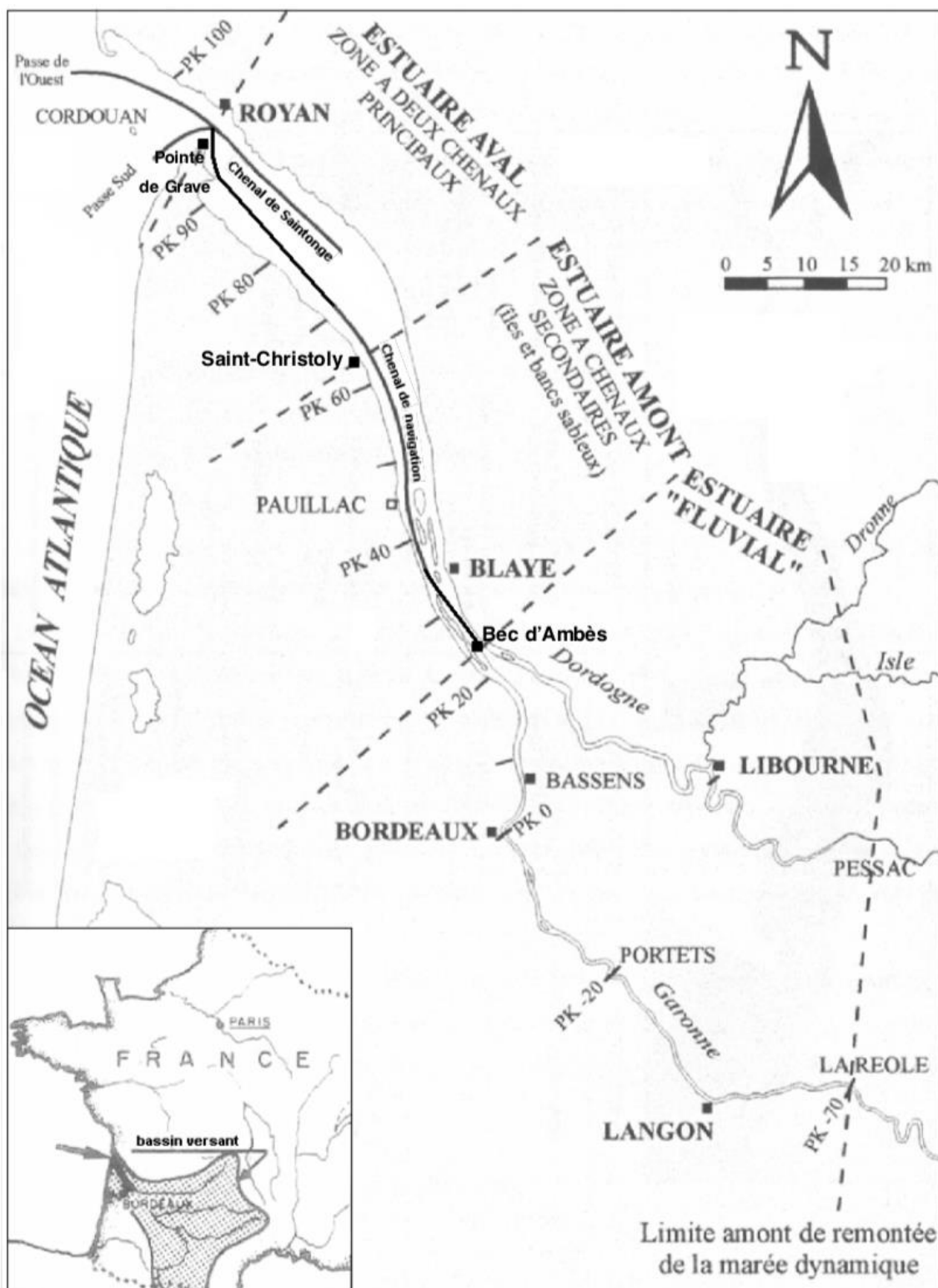


Figure I-5 Système estuarien de la Gironde (Benaouda (2008), modifié de Sottolichio (1999)) et son bassin versant

Il est communément divisé en 4 zones représentées sur la Figure I-5 (Sottolichio, 1999) :

- L'estuaire fluvial, qui s'étend de l'amont de La Réole et Pessac, jusqu'au bec d'Ambès, situé au PK 22. Cette zone est caractérisée par des fleuves à méandres avec un seul chenal.
- L'estuaire amont, entre le PK 22 (Bec d'Ambes) et le PK 62, qui se caractérise par la présence de nombreuses îles et bancs sableux parallèles aux rives, ainsi que par la délimitation d'un chenal principal, qui longe la rive gauche, et d'un chenal secondaire, longeant la rive droite. A l'aval du PK55, d'importantes vasières latérales se développent.
- L'estuaire aval, du PK62 à l'embouchure, où les deux chenaux sont encore bien distincts, séparés par une ligne de hauts fonds, et ce jusqu'à l'embouchure, où le resserrement au niveau de la pointe de Grave les contraint à se rejoindre. On trouve également sur cette partie de l'estuaire les vasières intertidales les plus étendues, en particulier sur la rive gauche, pouvant atteindre plusieurs kilomètres.
- L'embouchure, au-delà de la section transversale joignant la pointe de Grave à Royan, pleinement ouverte sur la zone côtière et exposée à la houle et aux courants de marée. Les deux chenaux se divisent de nouveau pour former une passe Sud et une passe de l'Ouest.

4.1.2. La zone côtière

L'action combinée de la houle, du vent et des courants de marée sur le plateau continental aquitain, au large de l'embouchure de la Gironde, induit des zones préférentielles de dépôts pour les sédiments issus de l'estuaire, mises en exergue par la carte de répartition des sédiments superficiels (Figure I-6). La plus grande d'entre elles, la Vasière Ouest Gironde (VOG), couvre une superficie d'environ 420 km² et se situe face à la passe Ouest de l'embouchure de l'estuaire. Une seconde zone, plus petite (50 km² environ), dénommée Vasière Sud Gironde, se situe un peu plus au sud, face à la passe Sud. Elles se situent toutes les deux à des profondeurs intermédiaires, entre 30 et 75 m de profondeur. L'analyse des particules déposées sur ces vasières a révélé qu'une masse totale d'environ 410 Mt de MES issues de la Gironde est piégée dans ces vasières, dont 75% sur la VOG, ce qui représenterait de l'ordre de 20 et 40% du flux solide annuel exporté par la Gironde cumulé lors des 1000 à 1500 dernières années (Lesueur et al., 2002).

4.2. Contexte hydrologique et hydrodynamique

4.2.1. Débit fluvial

Les débits des fleuves ont été analysés en détail par Allen (1973), puis par Castaing (1981). Plus récemment, Jalón Rojas (2016) a mis en exergue d'importants changements des conditions hydrologiques des deux affluents de l'Estuaire. Le débit moyen annuel a fortement diminué ces dernières années passant de 989 m³.s⁻¹ en moyenne sur le XXe siècle (Sottolichio, 1999) à environ 730 m³.s⁻¹ depuis le début des années 2000 (données de Jalón-Rojas et al. (2015) combinées aux débits des 4 dernières années). La dynamique saisonnière se caractérise par des crues d'hiver (janvier-mars) dont l'intensité varie selon le caractère hydrologique de l'année, pouvant atteindre jusqu'à plus de 6000 m³.s⁻¹ (Figure I-7, valeur journalière enregistrée fin janvier 2018) et une période d'étiage en Août-Septembre. Les fortes crues tendent à se faire de plus en plus rares tandis que les périodes d'étiage sont plus

persistantes. De plus, le bassin de la Garonne présente le déficit hydrique le plus important de France, causé à la fois par le changement climatique et par les activités anthropiques (Mazzega et al., 2014).

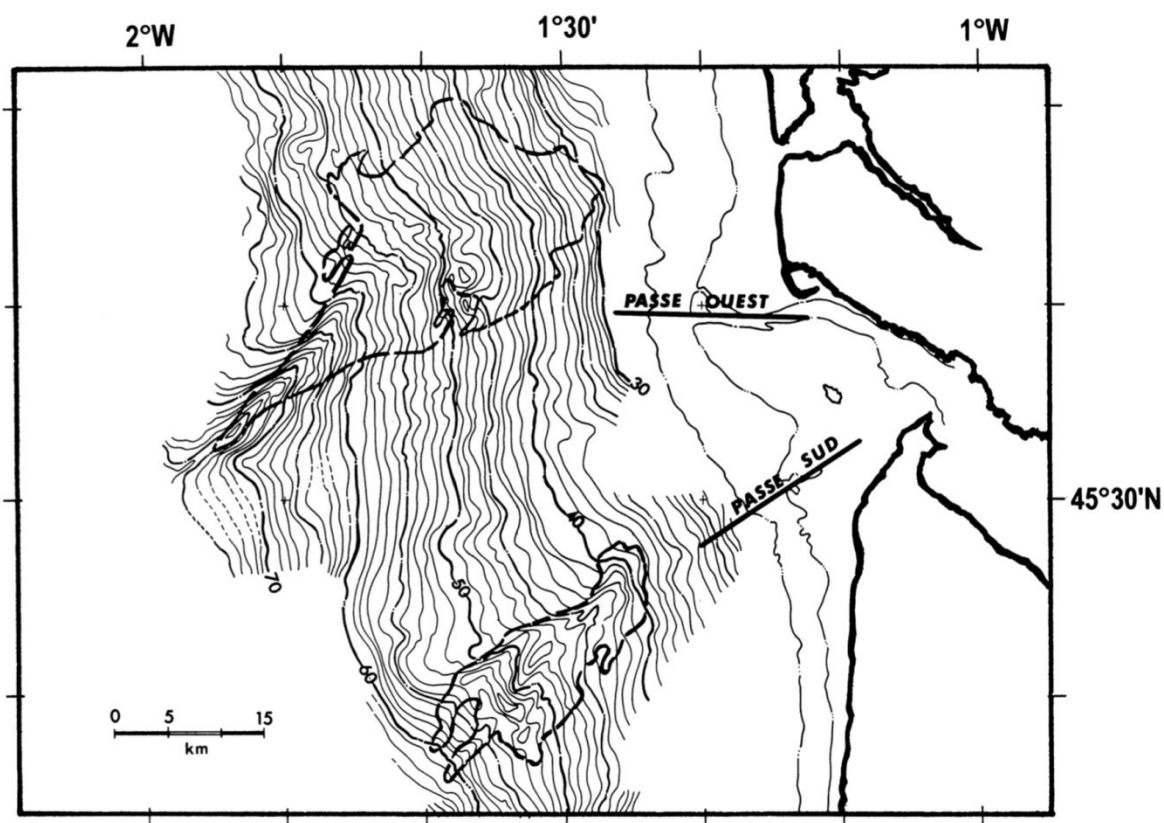


Figure I-6 Vasières Ouest et Sud Gironde (Lesueur et al., 2002)

Les débits solides journaliers apportés à l'estuaire sont plus difficilement quantifiables car non-mesurés par les stations hydrométriques des deux fleuves. En revanche, ceux-ci seront estimés à partir des débits liquides journaliers dans le chapitre II section 2.2.

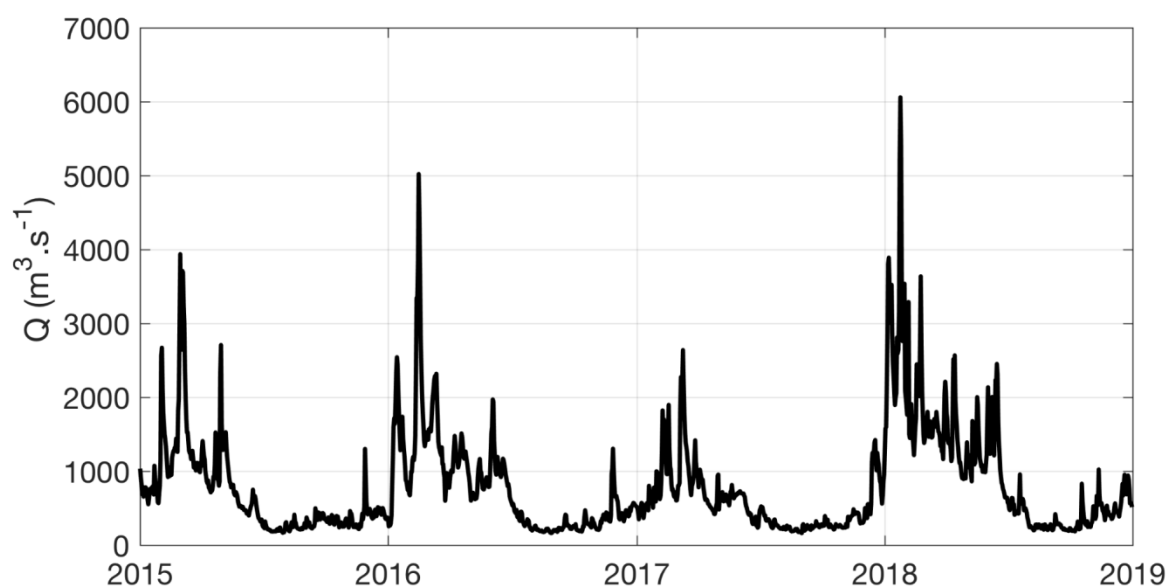


Figure I-7 Débits liquides de la Gironde (Garonne + Dordogne) de 2015 à 2018

4.2.2. La propagation de la marée et les courants associés

L'estuaire de la Gironde est un estuaire macrotidal présentant un marnage à l'embouchure oscillant entre 1,5 m et 5,5 m selon un cycle Vives-Eaux (VE) et Mortes-Eaux (ME) de 14 jours. La marée y est semi-diurne. Le caractère hypersynchrone de l'estuaire se traduit par une augmentation de l'amplitude de l'onde de marée et des courants associés de l'aval vers l'amont de l'estuaire, jusqu'à Portets (Figure I-5). Couplée à une durée plus courte du flot que du jusant et des vitesses de courant plus élevées, la marée devient de plus en plus asymétrique et dominante de flot en se propageant vers l'amont (Figure I-8) (Allen, 1973; Castaing, 1981).

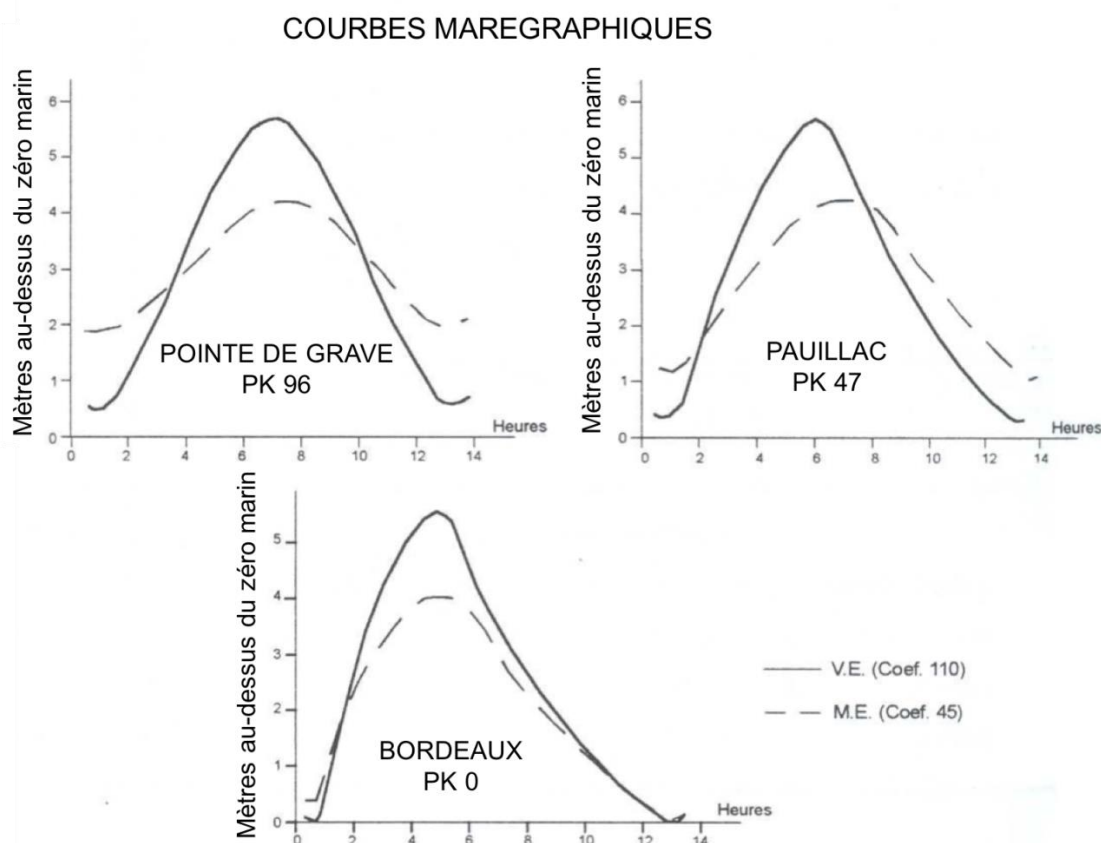


Figure I-8 Hauteurs d'eau le long de l'estuaire, de l'aval vers l'amont, en VE et ME (Allen, 1973)

Castaing (1981), suivi par Sottolichio (1999), a cartographié les vitesses maximales au fond, lesquelles sont maximales en flot, quel que soit le coefficient de marée, excepté parfois dans le chenal de Saintonge. En VE, les vitesses près du fond sont relativement élevées dans l'estuaire amont et aval ($> 0,5 \text{ m.s}^{-1}$). Près de l'embouchure, elles sont plus élevées dans le chenal de Saintonge que dans le chenal de la rive gauche. En revanche en ME, les vitesses sont diminuées environ de moitié par rapport aux vitesses de VE. Toutefois, celles-ci restent supérieures à $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ dans la partie centrale de l'estuaire (par opposition aux slikkes latérales).

4.2.3. La circulation résiduelle

Allen (1973), grâce à la compilation d'une série de mesures obtenues dans l'estuaire, est le premier à mettre en évidence les effets des gradients de densité dans l'estuaire de la Gironde. Ceux-ci sont particulièrement importants à l'aval, où l'écoulement s'effectue vers l'aval en surface et vers l'amont près du fond, et ce même par faible débit. A l'embouchure, des mesures de courant en étiage effectuées par Castaing (1981) permettent d'établir des résiduelles de courant sur la colonne d'eau (Figure I-9), lesquelles sont dirigées vers le large en surface et vers l'estuaire au fond. Le comportement observé est à attribuer majoritairement à une circulation résiduelle de densité, étant donné la quasi symétrie de l'onde de marée à l'embouchure.

En amont, les vitesses résiduelles sont toujours dirigées vers l'aval en surface. En revanche près du fond, une inversion s'opère à l'amont de la limite d'intrusion saline. Le courant résiduel est alors dirigé vers l'aval. De plus, entre le PK 80 et la limite d'intrusion saline (située vers Bordeaux en VE), la présence de bancs et de chenaux influence la circulation résiduelle : en étiage, les vitesses résiduelles près du fond sont dirigées vers l'amont tandis qu'en crue et marée moyenne, les courants résiduels semblent dirigés vers l'aval (Castaing, 1981).

Les études les plus récentes sur l'estuaire de la Gironde sont principalement basées sur une approche numérique. Cependant, il est important de souligner le manque de mesures *in-situ* dans cet estuaire, lesquelles sont essentielles pour la mise en place de modélisation, qui permettrait d'étayer le schéma de circulation résiduelle de l'estuaire.

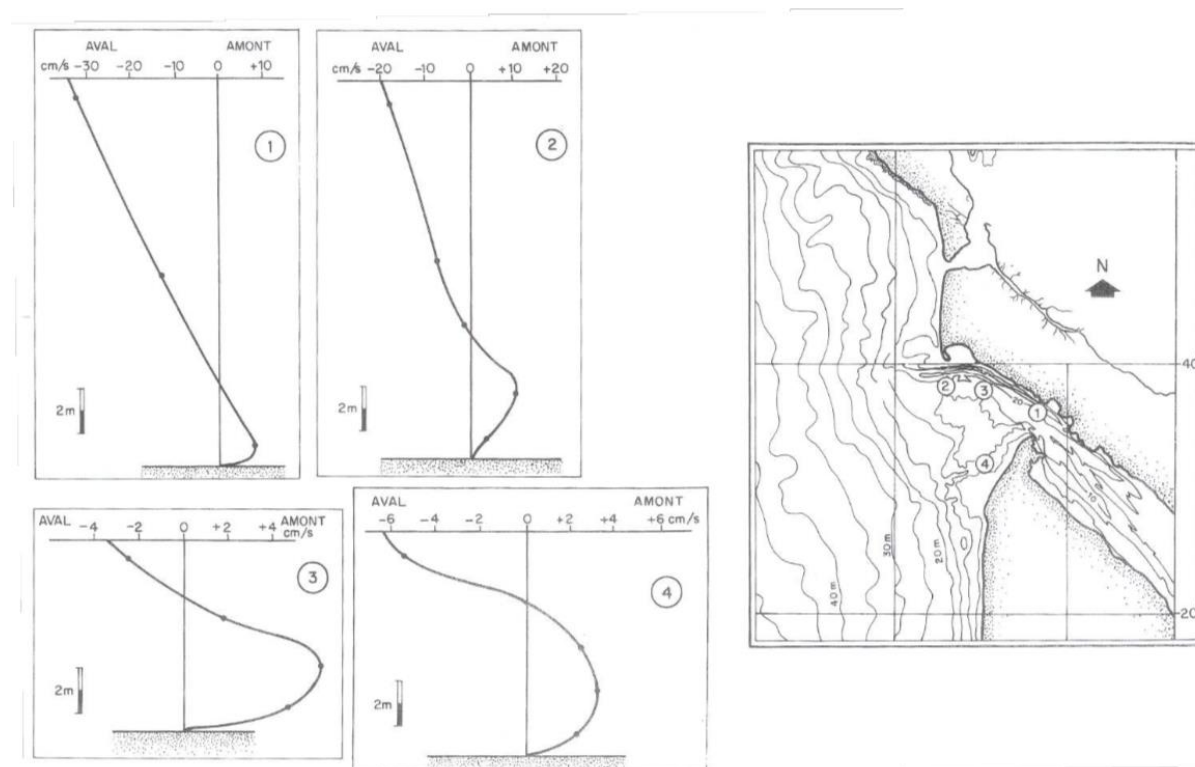


Figure I-9 Profils de courant résiduel dans l'embouchure en période d'étiage (Castaing, 1981)

4.3. Dynamique des sédiments en suspension

4.3.1. Les structures turbides de l'estuaire

L'action combinée du pompage tidal, du débit fluvial et de la circulation résiduelle de densité, aussi appelée circulation barocline (par opposition à la circulation barotrope qui résulte des effets 2D de la marée), induit la formation d'une zone de turbidité maximale ou « bouchon vaseux », lequel est particulièrement prononcé en Gironde. Il se déplace le long de l'estuaire en fonction du débit fluvial : en étiage, il se déplace vers l'amont jusque dans l'estuaire fluvial tandis qu'en période de crue, il migre vers l'aval, jusqu'à être exporté en condition de forte crue (Sottolichio, 1999; Jalón Rojas, 2016). Allen (1973) évalue à entre 2 et 5 Mt la quantité de sédiment en suspension dans le bouchon vaseux. Ce stock est variable suivant les remises en suspension induites par l'intensité des courants de marée, dépendant du cycle VE-ME.

La crème de vase est une formation très turbide près du fond résultant de l'accumulation de vase dans une zone à hydrodynamique faible. Elle tapisse épisodiquement les chenaux et constitue une structure turbide à part entière avec des épaisseurs pouvant atteindre quelques mètres. Dans l'estuaire de la Gironde, sa dynamique a été étudiée par Allen (1973) puis par Sottolichio (1999). Elle présente des concentrations supérieures à 100 g/l et sa position est associée à celle du bouchon vaseux. Elle résulte de la décantation des particules piégées dans le bouchon vaseux, notamment en périodes de ME et aux étales de marée. Sottolichio (1999) a notamment démontré que la stratification verticale de densité, induite par les fortes concentrations en sédiments près du fond, participe à amortir la turbulence. De plus, la stratification induite par les gradients de salinité, très prononcée en aval de l'estuaire, participe à limiter la dispersion des suspensions sur la verticale et donc, à augmenter le temps de résidence des particules dans des lentilles de crème de vase.

4.3.2. Devenir des sédiments hors de l'estuaire

Trajectoire des particules en surface

Le déplacement des particules de surface au sortir de l'estuaire a été étudié par Castaing (1981) grâce au lâcher de flotteurs et perches dérivantes à l'embouchure de celui-ci. L'étude de leurs trajectoires vise à documenter les déplacements privilégiés des particules exportées dans le panache turbide de l'estuaire (Figure I-10). Des particules rejetées au niveau de la pointe de Grave, rive gauche, empruntent la Passe Sud puis sont rapidement déviées vers le Nord-Ouest (moins d'une marée). Au bout de 5 cycles de marée, elles se retrouvent au niveau de la limite interne (limite Est) de la VOG. Certaines particules lâchées dans les mêmes conditions continuent leur dérive vers le Sud-Ouest à la fin de la première marée et rejoignent ainsi la Vasière Sud Gironde (VSG). Ce schéma-là est néanmoins moins fréquent (et non représenté sur la Figure I-10). Les particules relâchées à la convergence des deux chenaux de l'estuaire (au centre de la section transversale entre le Verdon et Royan) empruntent la passe Ouest et se dirigent soit vers le Pertuis de Maumusson et l'Île d'Oléron (Figure I-10), soit vers la VOG (non représenté).

Gradients verticaux du panache turbide

Plus récemment, Froidefond et al. (1998) ont couplé des données *in-situ* recueillies à l'embouchure de la Gironde avec des données satellite pour estimer le devenir du panache turbide en zone côtière. En règle générale, le transport vers le large des matières en suspension au débouché d'un estuaire peut s'effectuer à travers deux structures : (i) un panache particulaire de surface, soumis au régime fluvial dont les particules sont caractérisées par des vitesses de chute relativement faible et (ii) un néphéloïde de fond, ou panache de fond, auquel est associé des particules transitant près du fond, avec des vitesses de chute plus élevées. En période d'étiage, le panache de surface est limité à l'embouchure tandis que le panache de fond, alimenté par les resuspensions locales mais également par les couches supérieures du fait de la chute des particules, s'étend jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur (le long de l'axe de la Passe de l'Ouest, Figure I-11). En revanche en période de crue, les deux panaches sont très étendus (plus d'une centaine de mètres de profondeur). Cette étude confirme que la connaissance seule du panache de surface ne permet pas de rendre compte des flux solides exportés par l'estuaire et que le recours à la télédétection permet difficilement de les quantifier.

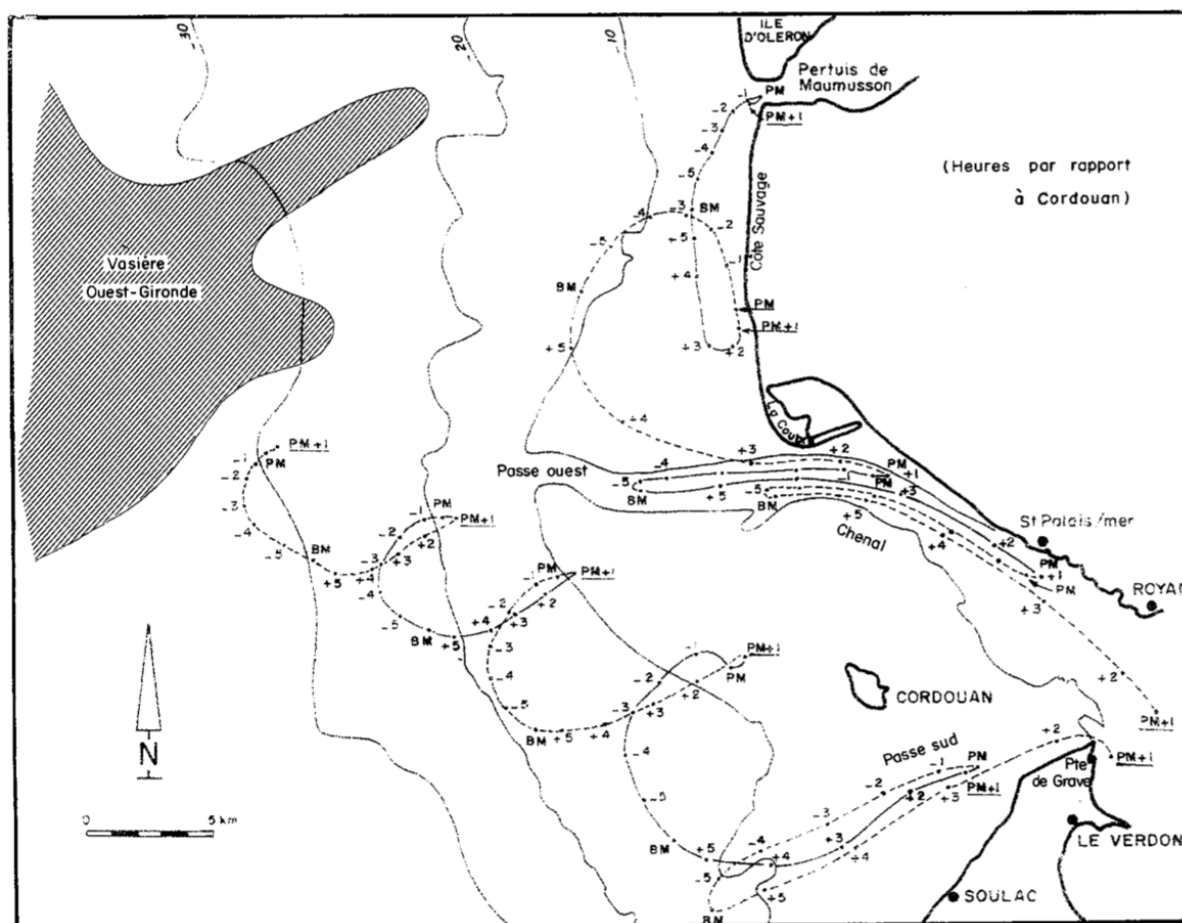


Figure I-10 Trajectoire des flotteurs dans les eaux de surface en période de VE déployés à l'embouchure de la Gironde (Castaing, 1981)

Quantification des flux de sédiments exportés

Plusieurs études plus ou moins récentes ont tenté d'estimer la quantité résiduelle de sédiments exportée à l'embouchure de la Gironde. Castaing (1981) estime, par bilan sédimentaire de l'estuaire, une masse de sédiment exportée de 1,5 Mt/an. Jouanneau (1983) propose, en prenant en compte la variabilité interannuelle, une ré-estimation de cette masse, variant entre 0,5 et 1,5 Mt/an. Dabrin (2009), grâce à la stratégie explicitée en section 3.4 de ce chapitre, accède directement aux flux résiduels de particules au niveau de l'embouchure de la Gironde pour chaque cycle de marée échantillonné. Les 5 cycles documentés ne couvrant pas la gamme complète des débits fluviaux, les résultats sont complétés par les estimations réalisées par modélisation par Benaouda (2008). L'estimation sur l'année 2007 documentée dans l'étude de Dabrin (2009), complétée par la suite par Pougnet (2018), s'élève à 1,6 Mt/an, ce qui est très comparable aux précédentes quantifications de la bibliographie. Enfin, Delmas et al. (2012) estime à 1,86 Mt/an les exports associés à la Gironde à partir de relations entre débits liquides des fleuves et débit solide exporté. Rappelons que cette dernière estimation ne prend probablement pas en considération la masse retenue dans l'estuaire et n'est donc pas représentative du flux solide réellement exporté vers le large.

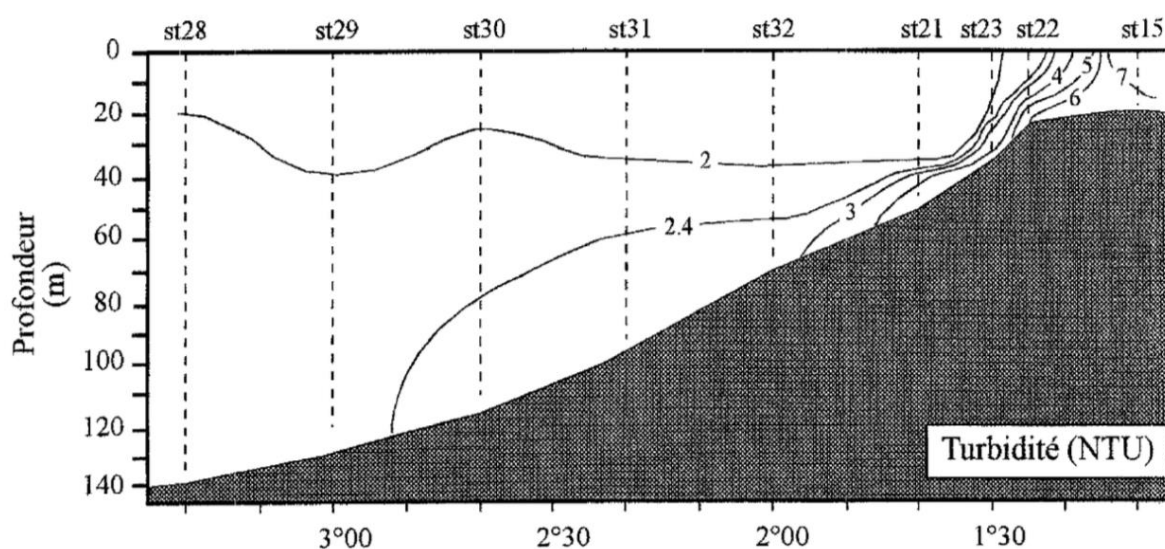


Figure I-11 Le panache turbide de la Gironde en période d'étiage. Coupe verticale Est-Ouest au niveau de la Passe de l'Ouest

Malheureusement, notre connaissance du devenir en mer des suspensions estuariennes demeure très peu documentée. Les flux calculés par Dabrin (2009) puis par Pougnet (2018) reposent sur des mesures au cours de cycles de marée uniques, dont le flux net de sédiments exporté est extrapolé à des gammes de débit couvrant plusieurs centaines de $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ces estimations nécessitent donc d'être considérées avec précaution car relèvent de plusieurs approximations.

5. Questionnements scientifiques et objectifs

L'analyse du devenir du matériel particulaire d'origine continentale au travers d'un estuaire est complexe de par la pluralité des processus intra-estuariens et côtiers, comme

décrit précédemment (Castaing, 1981; Sottolichio, 1999; Le Hir et al., 2001; Lesueur et al., 2002).

Pour tenter de modéliser les processus propres à l'estuaire, plusieurs approches ont permis de représenter la formation du bouchon vaseux (*e.g.* thèses de De Grandpré et Du Penhoat, 1978 ; (Li and Hua, 1994; Sottolichio, 1999). Les plus récentes d'entre elles ont permis de préciser l'importance relative des mécanismes prépondérants dans la formation du bouchon vaseux (Sottolichio, 1999; Benaouda, 2008) et de modéliser les évolutions morphologiques des îles girondines (Van, 2013) et de certaines structures sableuses caractéristiques d'un milieu estuarien ouvert (Mallet, 1998). Doxaran (2002) a évalué ces approches de modélisation numérique de l'estuaire à partir d'images satellite. En revanche, des questions persistent sur les interactions entre les particules fines et les vasières latérales, agissant sur le piégeage de sédiments fins au sein de l'estuaire et, de ce fait, impactant les flux exportés par l'estuaire vers le plateau aquitain.

Malgré le nombre conséquent d'études réalisées sur cet estuaire et ses structures turbides, ce site manque cruellement de données *in-situ* réellement représentatives de la dynamique sédimentaire en présence. Le réseau de mesures haute fréquence dont dispose l'estuaire depuis 2004 (MAGEST) ne comprend qu'une seule station dans l'estuaire « amont-aval », située dans l'estuaire central à Pauillac (PK 45) ; une deuxième station a été déployée à l'embouchure depuis seulement avril 2017. De plus, les mesures effectuées uniquement en surface et proche de la berge, ne sont pas forcément représentatives de la variabilité spatiale (longitudinale et transversale) de la turbidité dans l'estuaire.

Les processus sédimentaires agissant à l'embouchure et sur le plateau continental, et notamment ceux influençant le piégeage des particules dans les vasières subtidales Ouest- et Sud-Gironde, sont également essentiels pour retracer la trajectoire des sédiments fins potentiellement contaminés venant de l'estuaire. Les caractéristiques sédimentaires de celles-ci ont été décrites par Lesueur et al. (2002) de manière assez précise. En revanche, la dynamique sédimentaire associée à ces vasières subtidales reste assez peu documenté, bien que primordiale pour identifier les risques de contamination des secteurs côtiers adjacents et leur évolution morpho-sédimentaire. Aucune modélisation n'a encore été entreprise pour simuler la dynamique des particules fines dans ces structures et l'influence des conditions hydrométéorologiques sur leur respiration (efficacité du piégeage, resuspension éventuelle ou piégeage définitif).

Dans le cadre du projet ANR AMORAD (Axe *Marin* – Volet sédimentaire, 2013-2019), cette thèse vise à contribuer à l'amélioration de la compréhension des flux de matières potentiellement contaminées, issues principalement des apports terrigènes délivrés par l'estuaire. L'objectif principal est donc d'aborder la problématique liée aux transferts de particules fines de l'estuaire de la Gironde au plateau continental, principalement par une approche de modélisation numérique, pour :

- analyser l'influence des événements hydrométéorologiques (crue/étiage, tempêtes) sur les flux particulaires ;

- déterminer les zones privilégiées d'accumulation ou de dispersion des sédiments d'origine continentale potentiellement contaminés sur le plateau continental, et notamment le rôle de la vasière Ouest Gironde dans le piégeage de ceux-ci.

L'originalité de ces travaux s'inscrit également dans la complexité et l'exhaustivité de l'étude, encore jamais atteinte en Gironde sur un domaine d'étude aussi vaste (estuaire et plateau) et des échelles de temps aussi longues (pluriannuelles). Pour une modélisation la plus réaliste possible, une approche 3D a été choisie pour s'assurer, entre autres, d'une bonne représentation des effets de gradients de densité et des asymétries de transport longitudinales et transversales. Une telle approche par modélisation 3D a également l'avantage de fournir une résolution spatio-temporelle très riche permettant de s'intéresser aux flux et bilans sédimentaires à différentes échelles. Cela représente un atout considérable par rapport à la mesure *in-situ* généralement ponctuelle et limitée dans le temps. De plus, l'étude s'attache à représenter la variabilité des caractéristiques de MES, en intégrant des classes de sédiments cohésifs (vase) et non-cohésifs (sables, gravier). L'étude intègre également les effets de floculation sur la vitesse de chute des vases et s'applique à représenter une colonne sédimentaire où les effets de consolidation du sédiment sont pris en compte. Enfin, en vue d'une représentation la plus réaliste possible de la dynamique de la zone d'étude, le modèle est forcé par les champs réalistes de marée, vent, vagues, débits fluviaux et surcotes à des échelles pluriannuelles.

Organisation du mémoire

Suite à ce chapitre introductif, le deuxième chapitre est consacré à la description du cadre méthodologique de cette étude. Y sont décrites la stratégie générale de modélisation ainsi que la méthodologie adoptée pour construire les apports solides des fleuves, nécessaires à une bonne représentativité des flux solides entrants du modèle. Les connaissances sur la distribution des sédiments superficiels et leur granulométrie dans la zone d'étude sont synthétisées, permettant de déterminer l'initialisation du sédiment dans le modèle et le choix des types de particules représentatives pour l'ensemble du domaine. Enfin, les données *in-situ* utilisées pour la validation du modèle sont également décrites.

Le troisième chapitre a pour objectif d'évaluer l'incertitude associée aux flux de sédiments simulés à l'embouchure de l'estuaire sur la base d'une étude de sensibilité du modèle au paramétrage sédimentaire. Il se structure en plusieurs parties comprenant : (i) la validation du modèle en hydrodynamique, puis en concentration en MES de surface sur la zone intra-estuarienne ; (ii) l'analyse de sensibilité de ces concentrations et des flux de MES simulés à l'embouchure ; et (iii) la quantification des incertitudes associées aux flux de MES à l'embouchure, laquelle s'effectue grâce à une définition de sets de paramètres équifinaux (*i.e.* pour lesquels les performances du modèle sont équivalentes, par comparaison aux mesures *in-situ* disponibles). La variabilité des flux sédimentaires simulés pour les différents jeux de paramètres équifinaux est utilisée comme indicatrice des incertitudes pouvant être attribuées au jeu de paramètres choisi. Cette étude a fait l'objet d'une publication soumise dans une revue scientifique de rang A.

Le quatrième chapitre porte sur l'analyse de la dynamique des flux de MES à l'embouchure à des échelles pluriannuelles. Il vise notamment à déterminer une période de

spin-up suffisante à la stabilisation sédimentaire du modèle en termes de flux résiduels à travers plusieurs sections, mais également en termes de couverture sédimentaire. Il relate ensuite la validation du modèle par comparaison à des données de validation sur le plateau continental et dans la partie intra-estuarienne.

Basé sur le modèle précédemment validé, le cinquième chapitre présente la variabilité des flux sédimentaires au niveau de l'embouchure. Il décrit notamment la variabilité associée au cycle hydrologique saisonnier et au cycle VE-ME, en distinguant les différents comportements pour chaque classe de sédiments représentées par le modèle.

Enfin, sur la base de simulations numériques effectuées sur plusieurs années et comprenant un traçage de l'origine des vases en présence, le dernier chapitre vise à mettre en évidence les zones d'accumulation/dispersion des différentes vases sur le domaine d'étude. De plus, il s'attache à décrire la dynamique de la VOG en réponse aux forçages hydrométéorologiques, en décrivant l'origine des vases déposées dans cette zone.

CHAPITRE II Méthodes et stratégie

1. Stratégie de modélisation

Les travaux de modélisation se basent sur le modèle hydrodynamique MARS-3D (Lazure and Dumas, 2008), développé à l'IFREMER, couplé au module sédimentaire MUSTANG (Le Hir et al., 2011) développé au sein de l'équipe DYNECO/DHYSED. Le schéma conceptuel illustré sur la Figure II-1 décrit le fonctionnement général de la configuration et récapitule les différents forçages pris en compte.

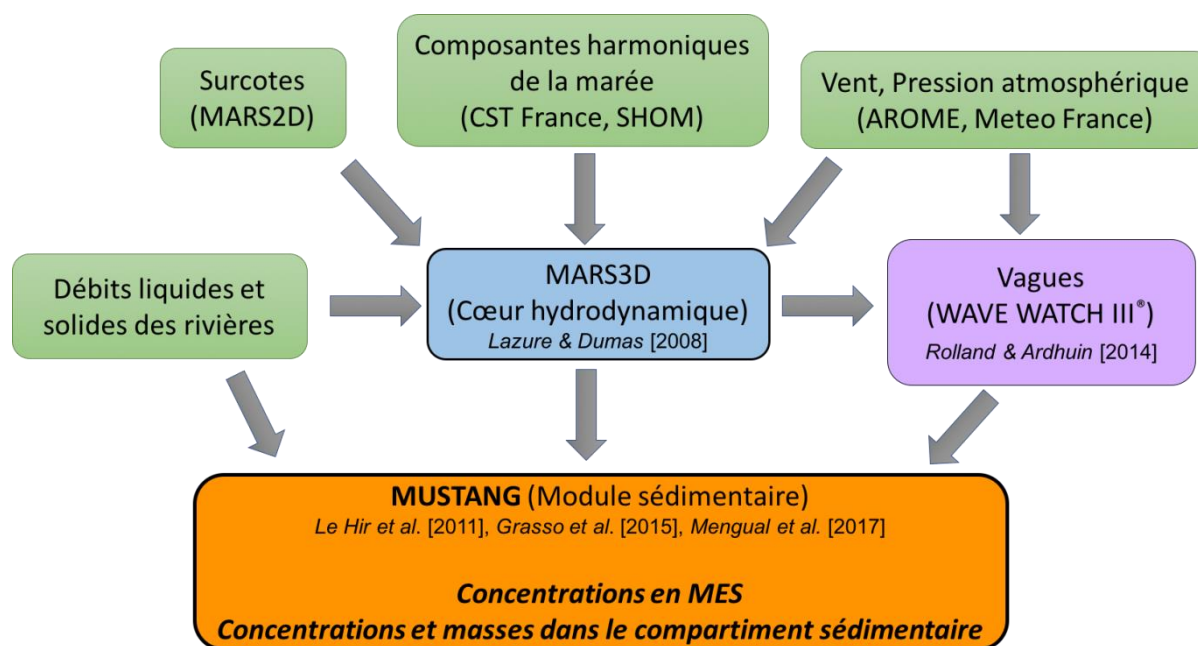


Figure II-1 Schéma conceptuel du modèle numérique utilisé

1.1. Modèle hydrodynamique MARS3D

Le modèle hydrodynamique MARS3D (3D hydrodynamical Model for Applications at Regional Scale) est un modèle à surface libre aux différences finies suivant une grille Arakawa-C qui résout les équations de Navier-Stokes sous l'approximation de Boussinesq et l'hypothèse d'hydrostaticité. Le modèle résout séparément, mais avec un même pas de temps, un mode barotrope 2D, qui fournit l'élévation de la surface libre et les courants barotropes, et un mode barocline 3D qui calcule les courants baroclines 3D.

La configuration en présence utilise un maillage horizontal curviligne (Figure II-2) réalisé par DYNECO/DHYSED, en collaboration avec le LEGOS, permettant de garantir une résolution adaptée aux processus physiques de l'estuaire au plateau continental, et d'assurer des temps de calcul raisonnables. Ce dernier autorise à la fois la modélisation des méandres (Figure II-3), un raffinement transversal dans l'estuaire (Figure II-4), une résolution fine à l'embouchure (inférieure à 500 m, Figure II-5) et une emprise étendue aux abords du plateau continental (résolution de l'ordre de 2 km). La résolution verticale est répartie sur 10 niveaux σ équidistants et qui épouse les reliefs bathymétriques.

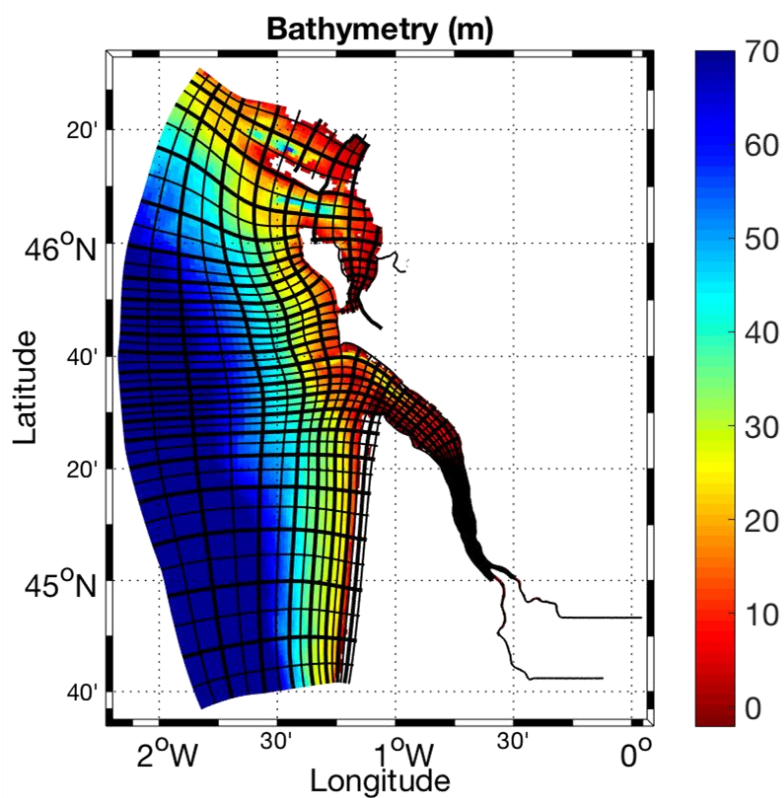


Figure II-2 Emprise, maillage et bathymétrie (relative au niveau moyen) de la configuration utilisée. Pour le maillage, une maille sur dix est représentée en gras et une maille sur cinq en trait fin

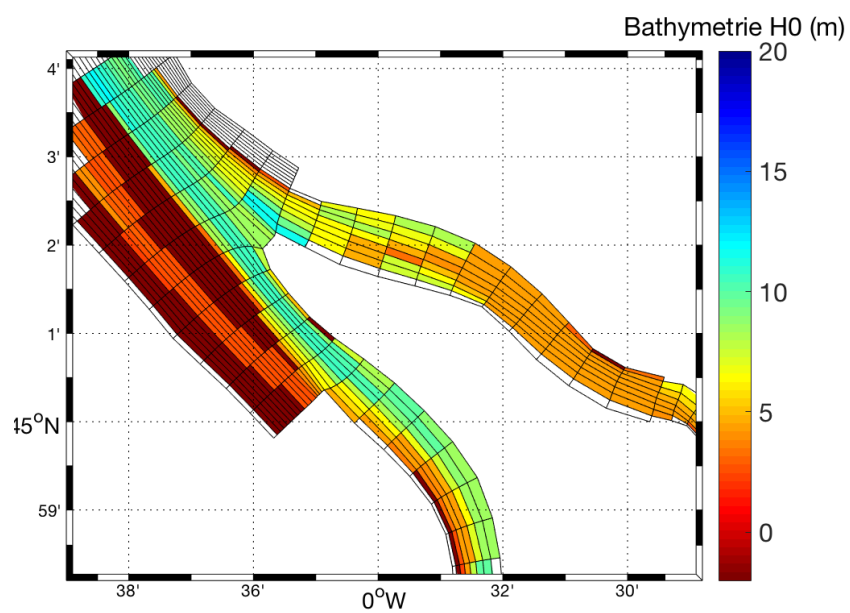


Figure II-3 Bathymétrie et maillage au niveau du bec d'Ambès (toutes les mailles sont représentées)

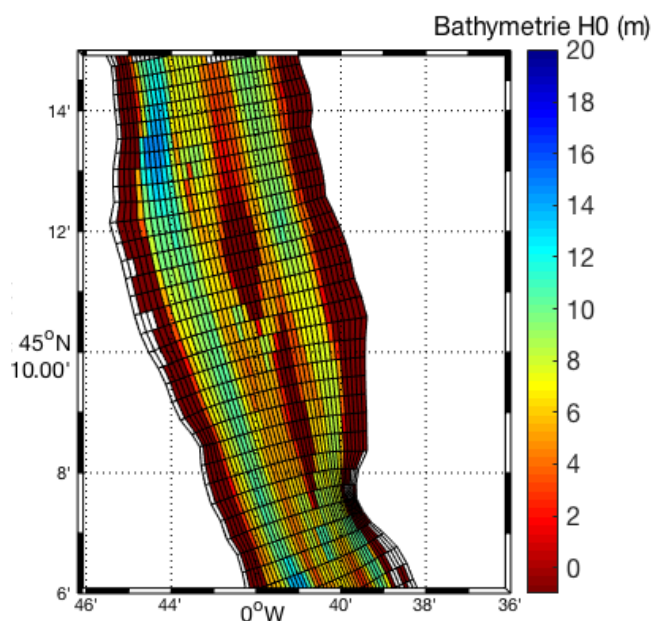


Figure II-4 Bathymétrie et maillage dans l'estuaire central

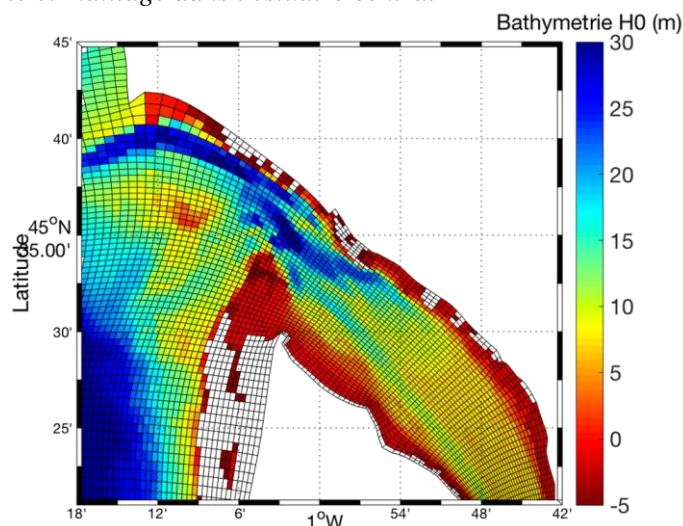


Figure II-5 Bathymétrie et maillage au niveau de l'embouchure

Le modèle est forcé à la limite marine par les composantes harmoniques de la marée (CST France, SHOM), aux limites amont des fleuves par les débits solides et liquides issus de la Garonne, de la Dordogne et de la Charente, et, sur tout le domaine, par les vents issus du modèle Météo-France haute résolution AROME et par les vagues issues du modèle Wave Watch 3[®] (WW3). La prise en compte des vagues dans le modèle hydrodynamique s'effectue en deux temps : pour le calcul des vagues, le modèle WW3 est forcé par les hauteurs d'eau et courants du modèle hydrodynamique MARS3D. Les vagues calculées par WW3 servent ensuite de forçage pour le modèle sédimentaire (contraintes de cisaillement au fond).

Plus de détails sur la paramétrisation du modèle hydrodynamique dans la configuration en présence et la calibration de celui-ci sont disponibles dans le chapitre suivant section 2.2.1 La validation du modèle hydrodynamique est également présentée dans le chapitre suivant, section 3.1 en termes de hauteur d'eau, vitesse et direction du courant et salinité. Pour plus

d'informations sur le fonctionnement général du modèle MARS3D, se référer à Lazure and Dumas (2008).

1.2. Module sédimentaire MUSTANG

Les concentrations en MES dans l'ensemble de la colonne d'eau et la dynamique du sédiment dans le compartiment du fond sédimentaire (en termes de nature et d'épaisseur) sont simulées par un module sédimentaire MUSTANG (MUD Sand TRANsport modellinG). Celui-ci est dérivé de l'ancien module sédimentaire MIXSED, décrit par Le Hir et al. (2011), puis par Grasso et al. (2015) et Mengual et al. (2017). Couplé au modèle hydrodynamique précédemment décrit, le module sédimentaire MUSTANG, modèle multicouches et multi-classes (sable/vase), reproduit les processus d'érosion, de dépôt, de transport en suspension et de consolidation. A partir d'une couverture sédimentaire initiale, le module permet de simuler la concentration et les flux des sédiments en suspension, l'épaisseur et la nature du lit sédimentaire et son évolution. Le compartiment sédimentaire au fond fonctionne à partir d'un nombre de couche variable dont l'épaisseur est elle-même variable. Compte tenu des objectifs de l'étude en présence et des « courtes » périodes modélisées (échelles annuelles à pluriannuelles mais inférieures à la décennie), l'impact sur l'hydrodynamique des évolutions morphologiques des reliefs bathymétriques n'ont pas été considérées (*i.e.* approche morpho-statique).

Le fonctionnement de ce module sédimentaire nécessite de définir un nombre fini de classes de sédiments, auxquelles sont associées un type de sédiment, une taille de particules et des caractéristiques intrinsèques à la classe considérée (*e.g.* vitesse de chute, érodabilité). La définition de la couverture sédimentaire initiale, choisie uniforme selon la verticale, nécessite de préciser une épaisseur sédimentaire initiale et un pourcentage de chaque classe initialement présente dans cette épaisseur de sédiment, ce qui détermine un stock de particules disponibles initialement dans chaque maille du domaine.

L'ensemble des équations régissant les phénomènes d'érosion/dépôt et la gestion du sédiment mixte par distinction d'un comportement cohésif et non-cohésif sont détaillés dans la section 2 du chapitre III, tandis que la calibration et la validation du modèle sédimentaire sont en section 3.2 du chapitre III).

2. Apports solides par les fleuves

2.1. Débits liquides

Comme représenté sur la Figure II-1, les débits réalistes liquides et solides des fleuves sont utilisés pour forcer le modèle à la limite amont. Les débits liquides sont mesurés quotidiennement aux limites amont de l'influence de la marée dans les fleuves par le Grand Port Maritime de Bordeaux (GPMB) à La Réole en Garonne et à Pessac en Dordogne. Pour représenter au mieux les apports en eau douce au modèle, les débits liquides de l'Isle (mesurés à la station Abzac par la Banque Hydro), qui rejoint la Dordogne au niveau de Libourne à l'aval de Pessac (Figure I-5), sont ajoutés aux mesures des débits de la Dordogne. Sa contribution est estimée à environ 15% du débit de la Dordogne et à environ 5% du débit

entrant en Gironde (Garonne (63%) + Dordogne (32%) + Isle (5%), Pougnet (2018)). Les débits liquides réellement imposés au modèle sont représentés sur la Figure I-7.

2.2. Débits solides

Les débits solides quant à eux ne sont pas disponibles aussi aisément et notre stratégie consiste à relier le débit solide au débit liquide. La présente section a pour but de déterminer une relation permettant de calculer la concentration en MES en fonction du débit liquide du fleuve.

Pour estimer des concentrations en MES déversées par les fleuves à partir du débit liquide journalier, j'ai cherché dans la littérature des relations existantes pour les principaux affluents de la Gironde : la Garonne et la Dordogne. Pour ce faire, Coynel (2005) estime des courbes de régression entre débits liquides et solides pour plusieurs bassins dont la Garonne et la Dordogne sur plusieurs années comprises entre 1994 et 2003. Plusieurs types de régressions sont proposés par Coynel (2005) pour chacune des années étudiées : linéaires, polynomiales, exponentielles, logarithmiques et puissance (Annexe 1). Une étude sur la pertinence des différents types de régressions dans l'estimation des flux en MES permet de sélectionner le type de régression le plus adapté au bassin en présence : une régression polynomiale d'ordre 2 est préférable dans le cas de la Garonne (Coynel, 2005) et une régression de type exponentielle semble plus fidèle dans le cas de la Dordogne, bien qu'elle surestime les valeurs de flux dans le cas d'années humides (Larrose (2011) sur les données de Coynel (2005)).

Les régressions estimées par Coynel (2005) varient énormément d'une année sur l'autre et ne constitue pas une régression unique par affluent (Annexe 1). De ce fait, il m'a paru plus pertinent de privilégier le caractère hydrologique de l'année considérée et de l'année qui précède afin, notamment, de tenir compte de la disponibilité du sédiment dans le bassin versant au moment considéré, plutôt que d'estimer des coefficients de régression moyen. Ainsi, pour obtenir la meilleure courbe de régression pour nos années d'étude (de 2015 à 2018) à partir des régressions disponibles, j'ai privilégié à la fois la correspondance des débits liquides moyens annuels de l'année i et de l'année $i-1$, ainsi que les débits liquides maximum sur l'année i et $i-1$, afin de tenir compte des événements de crues exceptionnelles, susceptibles de lessiver les sédiments du bassin versant.

Pour les années considérées dans la présente étude (2015 à 2018) et les années correspondantes choisies (parmi celles étudiées par Coynel (2005), voir Tableau 1), j'ai comparé les flux annuels de MES estimés aux flux annuels mesurés *in-situ* (données communiquées par A. Coynel), en considérant les deux types de régressions. Dans les deux cas (Figure II-6, exemple pour la Dordogne), l'utilisation d'une régression de type exponentiel tend à surestimer fortement les flux annuels. De ce fait, les régressions polynomiales d'ordre 2 ont été considérées pour les deux fleuves.

Par la suite, les coefficients associés aux régressions considérés ont été ajustés pour obtenir un flux solide annuel calculé en adéquation avec le flux solide annuel réel. De cette manière, nous obtenons un comportement « réaliste » des flux de sédiments déversés dans la

Gironde tout au long de l'année en fonction du débit liquide. Par exemple, les périodes de crue déversent la majorité de la charge solide annuelle des fleuves à l'estuaire (Figure II-7).

Tableau 1 Caractéristiques associées à la construction des chroniques d'apports solides amont

		Garonne				Dordogne			
		2015	2016	2017	2018	2015	2016	2017	2018
Type de régression utilisé		polynomial d'ordre 2				exponentiel => surestime les flux solides dans le cas d'années humides polynomial d'ordre 2			
Années étudiées par Coynel (2005)		1994 à 2003 (excepté 1999)				1999 à 2001			
Régression choisie pour chacune des années 2015 à 2018		1997	1998	2002	1995	La régression de l'année 1999 a initialement été considérée pour toutes les années 2015 à 2018 (avant ajustement)			
Flux solides annuels réels (Mt/an)		NC	0,708	0,402	1,920	NC	0,152	0,06	0,109
Régression finale utilisée	2015	$37,1 \times 10^{-6} Q^2 - 0,0257 \times Q + 23,8$				$70,0 \times 10^{-6} Q^2 + 0,013 \times Q + 2,16$			
	2016	$40,6 \times 10^{-6} Q^2 - 0,0050 \times Q + 6,0$				$15,2 \times 10^{-6} Q^2 + 0,0075 \times Q + 2,2$			
	2017	$36,6 \times 10^{-6} Q^2 + 0,0313 \times Q + 1,2$				$22,7 \times 10^{-6} Q^2 + 0,0083 \times Q + 2,2$			
	2018	$19,2 \times 10^{-6} Q^2 + 0,0251 \times Q + 8,2$				$5,50 \times 10^{-6} Q^2 + 0,0066 \times Q + 2,2$			

Les apports liquides et solides de la Charente sont également pris en compte dans le modèle. Des suivis de débits liquides journaliers sont utilisés et les concentrations en MES associées sont fixées à 0,05 g/l (Modéran et al., 2012; Toublanc, 2013).

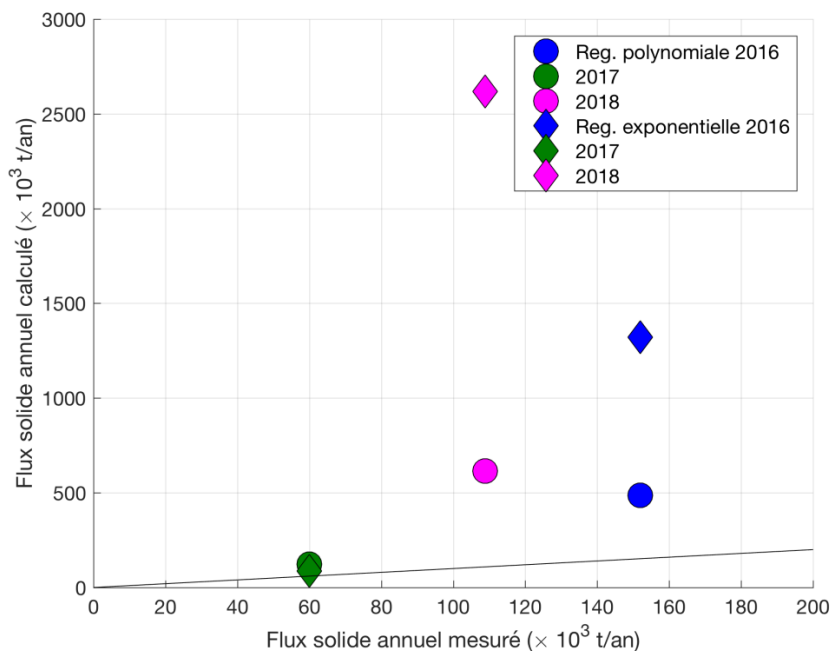


Figure II-6 Flux solides annuels calculés par différents types de régression par rapport aux flux solides annuels réels en Dordogne

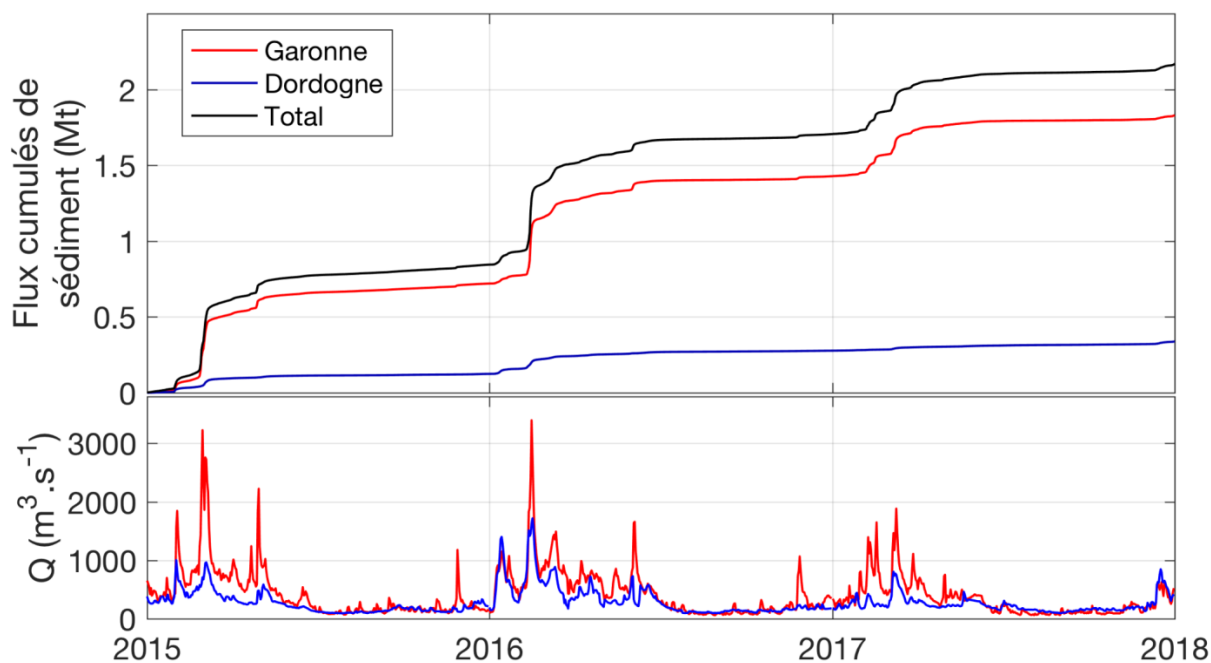


Figure II-7 Flux cumulés de sédiments (haut) et d'eau douce (bas) déversés par les fleuves à l'estuaire sur les périodes étudiées

3. Initialisation du module sédimentaire

3.1. Synthèse de données de granulométrie sur le domaine étudié

Dans cette section, les données granulométriques des sédiments de l'estuaire de la Gironde et du plateau continental adjacent sont étudiées à partir de données bibliographiques,

ainsi que de quelques campagnes et études granulométriques pour certaines non publiées. La réflexion associée aux données qui vont suivre a été entreprise dans un but d'application au modèle numérique et l'étude décrite dans cette section ne se veut pas exhaustive.

L'objectif de cette étude est double :

- déterminer les types de sédiment présents de l'estuaire amont au plateau continental (jusqu'aux Pertuis Charentais) ;
- choisir un nombre de classe de sédiment à considérer dans notre modèle et associer à chaque classe une taille moyenne de particules.

L'étude s'intéresse exclusivement aux tailles des sables et graviers (sédiments non-cohésifs de diamètre supérieur à 63 μm). En effet, dans le modèle, les vases (sédiments cohésifs de diamètre inférieur à 63 μm) sont caractérisées par leur vitesse de chute et non par leur taille. En revanche, la vitesse de chute des sables et graviers est très dépendante de la taille des particules considérées. L'une des difficultés réside particulièrement dans le choix d'un compromis entre les tailles de particules réellement prédominantes et un nombre fini de classes modélisées. En effet, les tailles de grains présents sur ce domaine très étendu constituent en réalité un continuum de tailles différentes. De plus, le nombre choisi de classe de particules se doit de rester « raisonnable » afin de réduire les temps de calcul.

La distribution granulométrique d'un échantillon de sédiment décrit l'histogramme des tailles des particules collectées, lesquelles sont généralement observées par des mesures de granulométrie laser. Pour l'ensemble de la population étudiée, le pourcentage de particules contenues dans chaque classe de taille est reporté sur un graphique en fonction des classes de taille considérées. A partir des courbes obtenues, un indice de classement moyen est calculé : un indice faible indique une certaine homogénéité dans la taille des grains de l'échantillon, qui est alors qualifié de très bien classé ou bien classé. Une valeur plus élevée (typiquement >1) est caractéristique d'un échantillon constitué d'un mélange de différentes classes de tailles. L'échantillon est alors caractérisé de mal classé ou très mal classé.

Les cartes de répartition du grain moyen et de l'indice de classement dans l'embouchure issues de la thèse de Mallet (1998) ont tout d'abord permis de sélectionner un nombre approximatif de classes à considérer (Figure II-8). En concentrant l'analyse sur les zones où le sédiment était qualifié de très bien classé, des types de sédiments associés ont pu être extraits (Figure II-9) : un sable moyen entre 250 μm et 500 μm , un sable fin entre 125 et 250 μm et un sable très fin entre 63 et 125 μm .

La compilation des données de granulométrie sur l'ensemble du domaine, permettant de déterminer les tailles de particules à attribuer pour chaque classe, est schématisée sur la Figure II-10. Les données de faciès sédimentaires fournies par le SHOM au niveau de l'embouchure (Annexe 2 Figure 0-2) ont notamment révélé la présence de graviers dans les échantillons, ce qui a motivé notre choix de définir une classe supplémentaire de type gravier. L'ensemble des données utilisées pour raffiner le choix du diamètre associé à chaque classe de sédiment définie sont représentées en Annexe 2. Y sont notamment représentées les courbes granulométriques fournies par EPOC sur les points échantillonnés lors des missions de surveillance écologique du site du Blayais (le long de l'estuaire, seules les données de

2016 sont représentées), et les courbes granulométriques issues des carottes sédimentaires prélevées dans la VOG en février 2017 par l'équipe EPOC également.

Depuis le début de cette thèse et la réalisation de cette étude bibliographique, de nouvelles données ont été acquises sur la zone d'étude et n'ont pas pu être considérées dans cette étude. Je souhaite faire référence notamment aux récents travaux de Virolle et al. (2019), qui ont échantillonné 16 barres sableuses le long de l'estuaire lors de 6 campagnes différentes, pour en analyser les caractéristiques sédimentaires, dont la taille moyenne des grains par prélèvements.

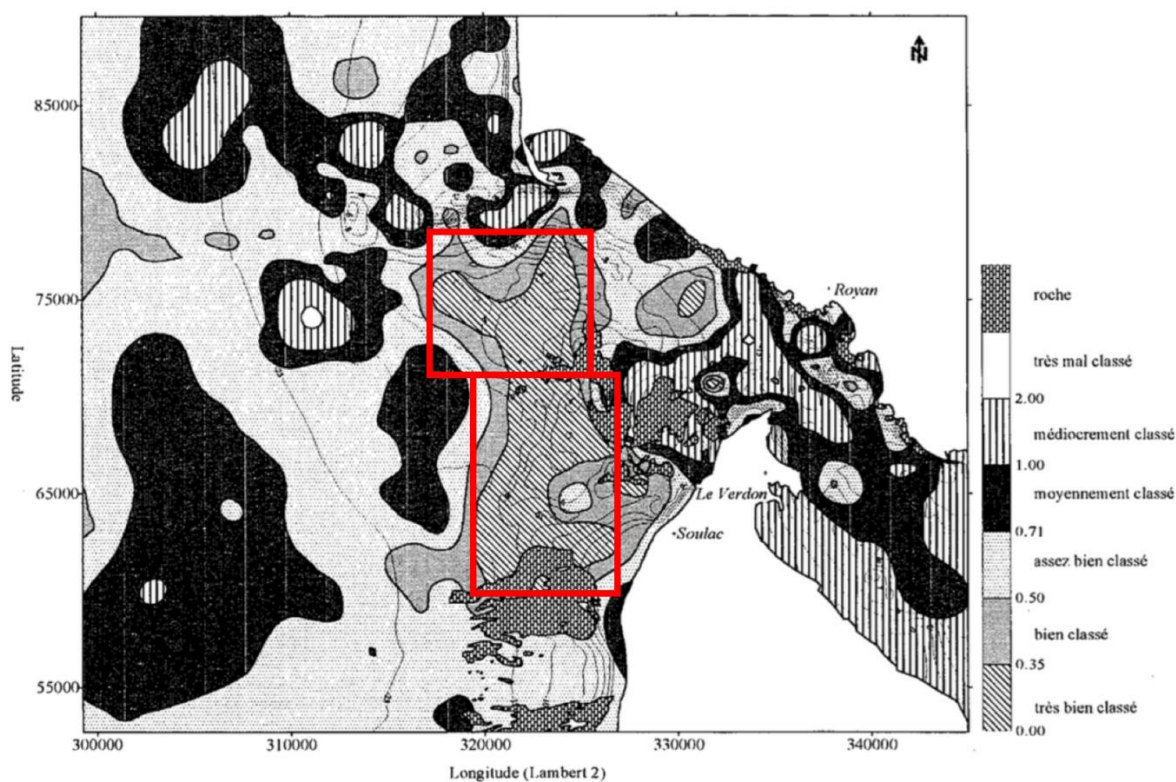


Figure II-8 Répartition de l'indice de classement dans l'embouchure de l'estuaire (Mallet, 1998)

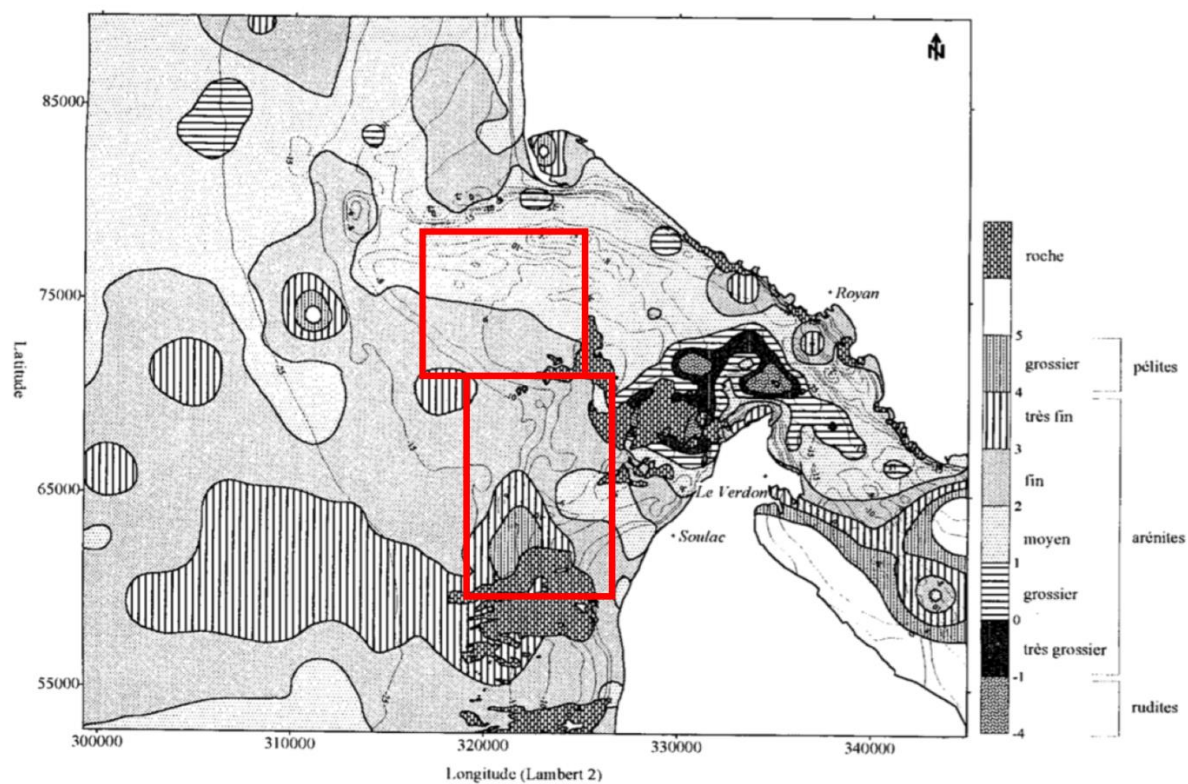
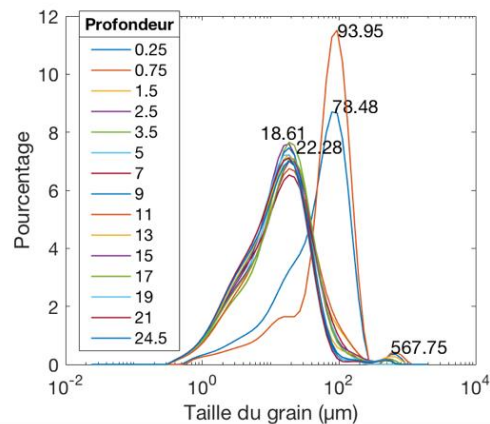


Figure II-9 Répartition du grain moyen dans l'embouchure (en unité phi, Mallet (1998))

Distribution granulométrique sur la vasière Ouest Gironde



Données du pourcentage de chaque type de sédiment et de leur taille moyenne (SHOM, pour les échantillons repérés par des points rouges)

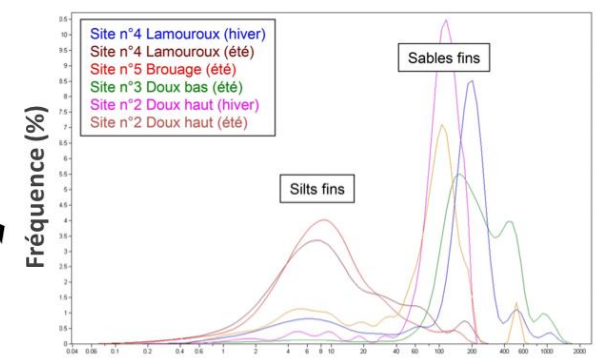
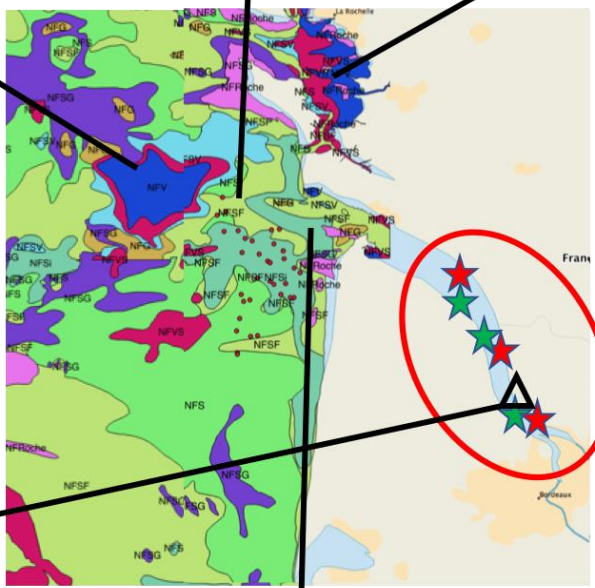
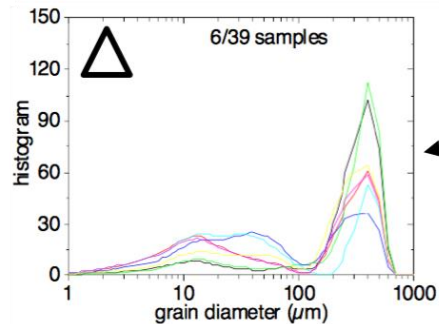


Figure IV-2 : Fréquences relatives de taille de particules pour différents sites de la baie de Marennes-Oléron (Kervella, 2009)

Distribution granulométrique en aval de l'île de Patiras (Van, 2013)



Diamètre médian de 250 à 380 µm (G.P.M.B, 2002; Mallet, 1998; Van, 2013)

Missions de surveillance du site du Blayais

- ★ Sites subtidaux
- ★ Sites intertidaux

Figure II-10 Compilation des données de granulométrie des sédiments sur l'ensemble de la zone d'étude

3.2. Choix des classes de sédiment

Les données de la bibliographie issues des travaux de Van (2013) sur l'estuaire central (zone des îles girondines), de Mallet (1998) à l'embouchure et de Kervella (2009) dans la baie de Marennes-Oléron, combinées à d'autres données non publiées fournies par le SHOM à l'embouchure (Annexe 2) et par EPOC dans l'estuaire et sur la VOG (Annexe 2) nous permettent de définir des tailles dominantes pour les 3 types de sables précédemment identifiés et la classe de gravier :

- Gravier : diamètre = 3 mm
- Sable moyen : diamètre = 400 μm
- Sable fin : diamètre = 250 μm
- Sable très fin : diamètre = 100 μm

Une classe de vase de vitesse de chute variable, dont les caractéristiques sont calibrées dans le chapitre suivant au moyen d'une analyse de sensibilité du modèle, est également définie.

Ces cinq classes de sédiments sont initialement distribuées uniformément sur l'estuaire et le plateau. L'analyse des données de granulométrie sur les sites des missions écologiques de surveillance du Blayais ont révélés des proportions de vase très variables dans le sédiment superficiel le long de l'estuaire (de moins de 5% au point K à plus de 90% au point E et sur la rive gauche, Annexe 2 Figure 0-8). Combinées aux données de fraction de vase à l'embouchure (Annexe 2 Figure 0-3), les proportions initiales de chaque classe ont été définies de la manière suivante : 30% de vase, 20% de sable très fin, 20% de sable fin, 20% de sable moyen et 10% de graviers. Une période de spin-up (de durée variable, au moins égale à un an, voir analyses dans le chapitre IV) est considérée pour l'ensemble des simulations effectuées, afin de laisser le système se stabiliser et la couverture sédimentaire se redistribuer sur le domaine en fonction des contraintes exercées sur le fond.

4. Mesures *in-situ* utilisées pour la validation

Les présents travaux de modélisation hydro-sédimentaire s'appuient sur différentes données de validation. Dans cette section, une synthèse des données utilisées dans le cadre du processus de calibration/validation du modèle, ainsi que les stratégies de mesures associées, est effectuée. De fait, les données présentées ici ne constituent pas uniquement le fruit du travail effectué dans cette thèse mais visent à être exploitées dans la suite de cette étude. Plus particulièrement, le réseau MAGEST sera présenté succinctement ainsi que les bouées de mesures GEMMES, mises en place dans le cadre du projet AMORAD par l'équipe DYNECO/DHYSED.

4.1. Réseau de mesure haute-fréquence MAGEST

L'estuaire de la Gironde dispose d'un réseau d'observation automatisée à haute fréquence : le réseau MAGEST (MArel Gironde ESTuaire). Il a pour objectif premier le suivi haute-fréquence et long terme de la qualité physico-chimique des eaux de l'estuaire. Quatre stations automatisées sont disposées le long de l'estuaire (Figure II-11) et équipées pour mesurer l'oxygène dissous, la température, la salinité et la turbidité toutes les 10 minutes à 1m

sous la surface de l'eau. Les sondes utilisées (Endress and Hauser, CUS31-W2A) mesurent des valeurs en NTU (Nephelometric Turbidity Units) comprises entre 0 et 9999 (valeur de saturation) avec une précision de 10%.

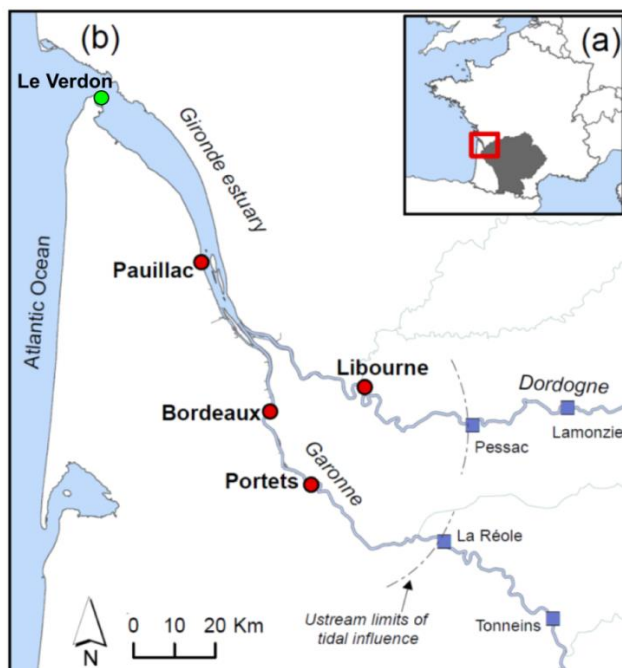


Figure II-11 Localisation des stations de mesure MAGEST. La station Le Verdon (vert) n'est active que depuis avril 2017 (modifié de Jalon-Rojas et al. (2015)).

Les données de validation issues de ce réseau de mesures sont détaillées dans les chapitres suivants sur les 3 années étudiées (2015, 2016 et 2017). Elles ont fait l'objet d'une calibration pour convertir les données initialement en NTU en concentrations en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. La courbe de calibration pour la station Bordeaux (Figure II-12) issue de Schmidt et al. (2014) a été appliquée aux stations Pauillac et Bordeaux (s'agissant du même type de sonde et par manque de données de calibration à Pauillac) pour les années 2015 et 2016. Les sondes de turbidité ayant été remplacées en 2017, à partir de cette année-là, les mesures sont calibrées à partir d'une courbe de correspondance avec les valeurs en NTU de l'ancienne sonde (Figure II-13).

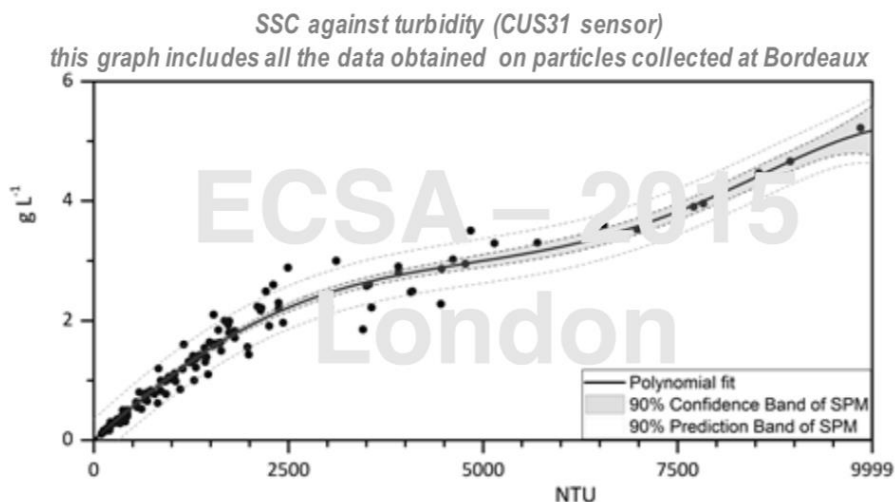


Figure II-12 Concentrations en MES en g/l en fonction de la turbidité mesurée à la station Bordeaux (Schmidt et al., 2014)

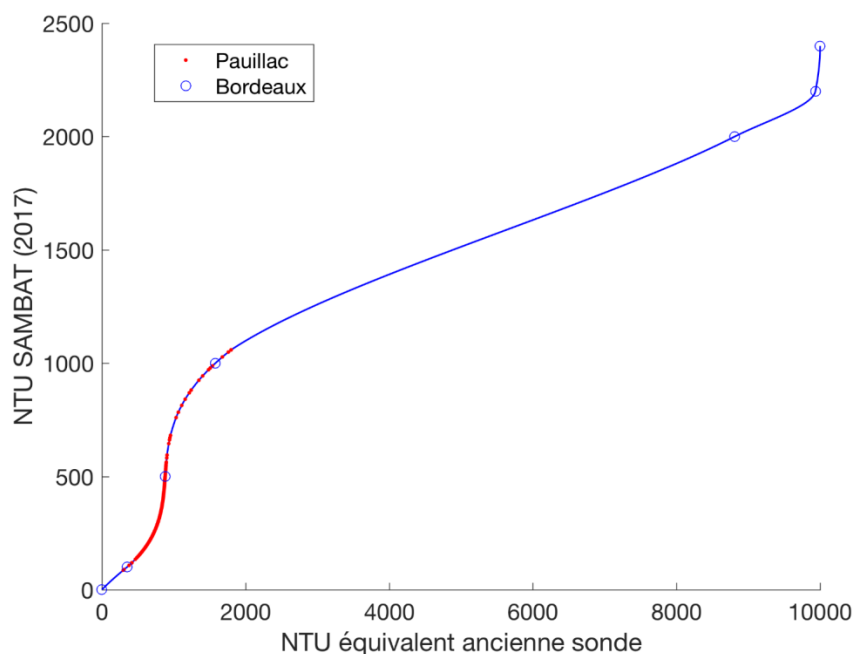


Figure II-13 Correspondance entre les mesures en NTU des nouvelles sondes SAMBAT (ordonnées) et les anciennes sondes (abscisses).

Pour une description plus détaillée du réseau de mesures et des caractéristiques techniques des sondes utilisées, le lecteur peut se référer aux travaux de Etcheber et al. (2011), Jalón Rojas (2016) et Schmidt et al. (2016).

4.2. Mesures des bouées instrumentées GEMMES

Les travaux de modélisation s'appuient également sur l'acquisition de nouvelles données de validation sur le plateau continental, au large de l'embouchure. 4 campagnes METEOR (MESures de Turbidité à l'EmbOuchure de la GiRonde), ayant pour objectif de documenter un secteur encore peu instrumenté, ont été réalisées, au cours desquelles ont été mises à l'eau deux bouées instrumentées GEMMES (Gironde Estuarine Mouth MEasurement

Stations) qui ont permis d'acquérir de longues séries de données de salinité, de turbidité, de courants et de vagues.

Deux stations mouillées ont été déployées, par environ 20 et 40m de fond dénommées GEMMES 20 et 40 (Figure II-14). La station GEMMES 20, à la sortie de l'embouchure de l'estuaire de la Gironde, au large de la passe de l'Ouest est constituée d'une bouée de surface pourvue de capteurs de température, salinité, fluorescence, turbidité et chlorophylle-A, et d'une cage instrumentée au fond composée d'un ADCP et d'une sonde de fluorescence et turbidité. Initialement idéalement positionnée pour capter les sédiments sortants de l'embouchure, la mise en place d'un ADCP, fournissant les profils verticaux de courant, associé à des capteurs de turbidité au fond et en surface, représente la combinaison de capteurs adéquate pour estimer le plus précisément possible les flux sur toute la colonne d'eau. Malheureusement, la cage de fond à la station GEMMES 20 a été ensevelie et les données de courant et de turbidité associées n'ont pas pu être récupérées. Les données analysées dans le chapitre IV concernent donc seulement les mesures issues de la bouée de surface de GEMMES 20 et les données de GEMMES 40.

Le point GEMMES 40 a été instrumenté grâce à une cage posée sur le fond analogue à celle de la première station, équipée d'un ADCP et d'une sonde de fluorescence et turbidité. Elle est positionnée à proximité de la vasière Ouest Gironde et permet ainsi de mesurer les concentrations en sédiments proche de cette structure.

Les stations ont été mises à l'eau en novembre 2016 pour une durée approximative d'un an. Les campagnes METEOR, conduites environ tous les trois mois, ont permis de calibrer les mesures de turbidité grâce à des prélèvements (par bouteille NISKIN) et d'assurer la relève des données des capteurs. Les prélèvements *in-situ* sont indispensables pour calibrer les turbidimètres optiques, lesquels, de la même manière que précédemment pour le réseau MAGEST, fournissent des valeurs mesurées en NTU. Pour les stations GEMMES, une calibration linéaire a été déterminée avec un coefficient de calibration moyen pour les deux stations estimé à $0,0015 (\pm 0,0003)$.

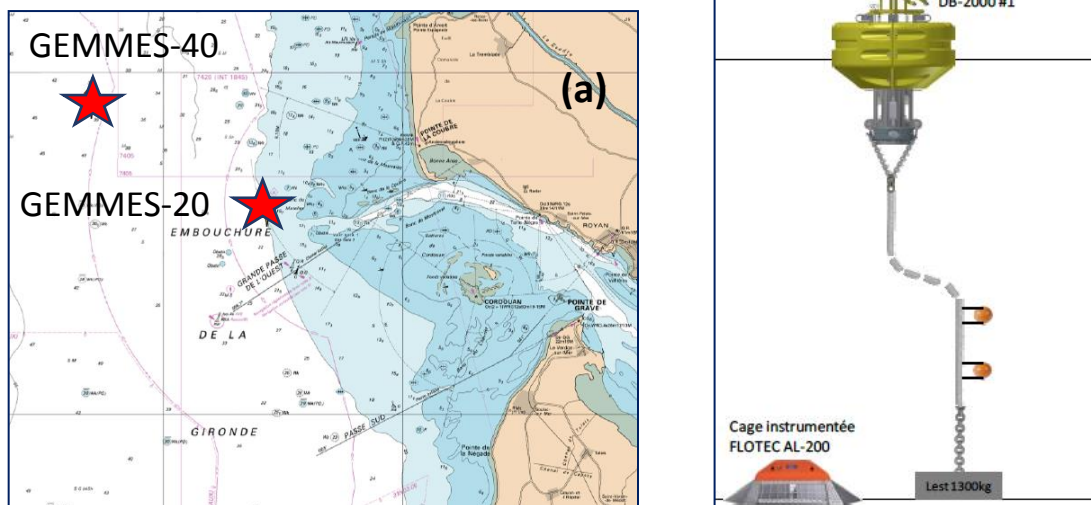


Figure II-14 (a) Position des stations GEMMES 20 et 40 (b) schéma de la bouée instrumentée de surface et de la cage de fond déployées sur la station GEMMES 20.

CHAPITRE III Influence de la paramétrisation du modèle de transport sur la dynamique sédimentaire

Modeling mud and sand transfers between a macrotidal estuary and the continental shelf: influence of the sediment-transport parameterization

M. Diaz¹, F. Grasso¹, P. Le Hir¹, A. Sottolichio², M. Caillaud¹ and B. Thouvenin¹

¹IFREMER - DYNECO/DHYSED, Centre de Bretagne, CS 10070, 29280 Plouzané, France.

²University of Bordeaux, EPOC, UMR 5805, F33600 Pessac, France.

Corresponding author: Melanie Diaz (melanie.diaz29@hotmail.com)

Key Points:

- A 3D process-based model is used to study sediment flux sensitivity to sediment transport parameters along the estuary-shelf system
- Besides erosion and settling parameterizations, sediment fluxes are notably sensitive to sediment sliding process and spin-up period
- For equifinal parameter sets, uncertainties associated with sediment fluxes at the estuary mouth can reach 93% for mud and 51% for sands

Ces résultats ont été présentés à la conférence PECS 2018 à Galveston (Texas, USA) et font l'objet d'un article publié dans la revue spéciale dédiée à la conférence dans *JGR-Oceans* :

Diaz, M., Grasso, F., Le Hir, P., Sottolichio, A., Caillaud, M., & Thouvenin, B. (2020). Modeling mud and sand transfers between a macrotidal estuary and the continental shelf: Influence of the sediment transport parameterization. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2019JC015643. <https://doi.org/10.1029/2019JC015643>

Introduction au chapitre III

La quantification des flux de sédiments échangés entre un estuaire et l'océan résulte d'interactions complexes entre les apports fluviaux en amont de l'estuaire et les processus hydrodynamiques et hydrologiques intra-estuariens influençant le piégeage des particules au sein de celui-ci. Leur étude nécessite une bonne connaissance des processus sédimentaires se développant le long du continuum estuaire-plateau à des échelles spatio-temporelles variées. L'utilisation d'un modèle numérique permet de fournir une information très riche et de s'affranchir des limitations généralement liées à la ponctualité dans l'espace et le temps des mesures *in-situ*.

L'analyse par approche numérique de la variabilité associée au transport de sédiments sableux et vaseux dans ces environnements à des échelles pluriannuelles nécessite des modèles numériques très complets en termes de processus représentés auxquels sont associés un certain nombre de paramètres empiriques qui nécessitent d'être calibrés. L'étape de calibration est primordiale pour arrêter un jeu de paramètres adapté à la bonne reproduction de la dynamique hydro-sédimentaire propre au site d'étude par le modèle. Cette étape requiert de réaliser un nombre conséquent de simulations pour tester une large gamme de paramètres parmi des valeurs réalistes selon la littérature. Cependant, le nombre de simulations réalisable est souvent limité par les coûts de calcul des modèles. De plus, la calibration se base en général sur la comparaison des sorties de modèle avec des observations *in-situ*. Les données terrains étant très coûteuses en temps et en moyens, elles ne permettent en général pas de couvrir la large gamme de processus que le modèle vise à représenter, ni leurs variabilités spatio-temporelles.

Ces limitations compliquent significativement la calibration d'un modèle et la détermination du jeu de paramètres le plus performant et il n'est pas rare d'aboutir à plusieurs paramétrages équifinaux (*i.e.* dont les performances sont équivalentes par comparaison aux mesures *in-situ* disponibles). De plus, dans le cadre d'un modèle destiné à reproduire de manière réaliste les échanges de matière entre les domaines estuariens et marins, peu de mesures directes de ces échanges sont disponibles pour s'assurer de la représentativité du modèle et quantifier les incertitudes associées aux flux de sédiments simulés. De ce fait, cette étude a pour objectif d'évaluer l'incertitude associée au paramétrage sédimentaire choisi sur les flux sédimentaires simulés.

Pour ce faire et à partir d'une étude de sensibilité du modèle au paramétrage sédimentaire, une méthode basée sur la définition de paramètres équifinaux en termes de concentration de surface en MES (la majeure partie des mesures disponibles) est proposée. La variabilité des flux sédimentaires simulés pour les différents jeux de paramètres équifinaux est utilisée comme indicatrice des incertitudes pouvant être attribuées au jeu de paramètres choisi.

Abstract

Coastal environments are directly influenced by terrigenous inputs coming from rivers through estuaries. Quantifying the amount of nutrients and contaminants transported by sediments from continental areas to the sea is crucial for marine resources protection. However, the complexity of estuarine dynamics makes it difficult to quantify sediment fluxes from field measurements alone and requires numerical modeling. Thus, using a realistic 3D hydrodynamic and sediment transport model, this study aims at evaluating the influence of model empirical parameters on sediment fluxes and estimating uncertainties on mud and sand transfers at a macrotidal estuary mouth. A sensitivity analysis, considering changes in sediment transport parameters, revealed that the system is not only sensitive to settling and erosion parameterizations, but also to the spin-up period and the sediment sliding process. Both estuarine circulation and tidal pumping induce a residual up-estuary transport, which is balanced by seaward export during spring tides. Although more fine sediments are exported within the surface turbid plume during high river discharge, the net mud transport is directed up-estuary due to increased baroclinic circulation. Besides, model results highlighted a strong seasonal variability in sediment fluxes with a short and high import during high river flow and a long and weak export during low river flow. Uncertainties associated with the simulated fluxes were about 93% for mud and 51% for non-cohesive classes, based on the best performing parameter sets for surface suspended sediment concentrations. These results can be reliably extrapolated to similar macrotidal estuarine systems.

Plain language summary

Estuaries are transitional zones between terrestrial and marine environments (freshwater vs saltwater). Because of their potential to transport nutrients and contaminants, quantifying the amount of sediment particles (mud and sand) exchanged at this interfacial area is essential for marine resources protection. Here, we use a realistic numerical model of sediment transport applied to an estuary and its adjacent continental shelf. Some parameters in the model are not well-known and require calibration. This study aims at evaluating the impact of various model calibrations on simulated sediment exchanges at the estuary mouth. We found that the simulated sediment behavior is very sensitive to the selected model parameters. The quantity and direction of simulated exchanges are influenced by the parameterization of sediment erosion and settling (*i.e.* the rate at which particles are suspended and settle out). The dominant physical processes driving these exchanges are strongly influenced by river flow and tide amplitude. Sediment transfers are very intense and directed upstream during a short period in winter and compensated by weak export seaward during a long period in summer. Besides, uncertainties associated with simulated sediment exchanges are about 93% for mud and 51% for sands, which can reliably be applied to similar estuarine systems.

1. Introduction

Many ecological and physicochemical processes take place in estuaries (Chapman and Wang, 2001; Ridgway and Shimmiel, 2002), which makes them complex, dynamic and, above all, crucial environments for the ecology, biology and other biogeochemical functioning of the coastal ocean. During their transfer from continental areas to the sea, pollutants, such as heavy metals and radionuclides, can be adsorbed by fine suspended particles and trapped in sediments in the estuary or exported to the sea. As estuaries are among the most productive marine ecosystems in the world (Morris et al., 1978; Underwood and Kromkamp, 1999),

investigating estuarine sediment dynamics is of major interest for the protection of coastal and estuarine resources, as well as for economic stakes (McSweeney et al., 2017).

Because of the influence of both tide and river regimes in tide-dominated estuaries, the transport of particles is governed by complex processes involving hydrodynamics, hydrology and sediment dynamics (Burchard and Baumert, 1998). The interaction between river discharge, gravitational circulation and tidal pumping induces an accumulation of suspended sediment in an Estuarine Turbidity Maximum (ETM) (Allen et al., 1977; Festa and Hansen, 1978; Geyer, 1993; Scully and Friedrichs, 2007; Burchard et al., 2018). In these environments characterized by high turbidity levels and intricate sediment dynamics, particle contamination by pollutants can have severe implications for ecology and biology (Roberts, 2012).

The residence time of sediments within an estuary and the net sediment fluxes to the open sea, which are strongly influenced by both the ETM and the river flow dynamics, are key parameters to better understand the fate of contaminants and to protect coastal resources. Due to the broad range of spatial and time scales involved, quantifying sediment fluxes between the estuary and the adjacent continental shelf is challenging and only few studies have investigated their seasonal and annual variability (Dyer, 1989). Schulz et al. (2018) summarized the various methods generally used to investigate such quantities. Approaches based on field data are challenging to implement due to the cost in time and money to collect sufficiently accurate measurements (Sommerfield and Wong, 2011). An alternative method for assessing sedimentary fluxes, as proposed by Doxaran et al. (2009), combines *in-situ* measurements with ocean color satellite data. It enables to overcome the constraints of space but its applicability is often limited in estuarine environment because of the limitations of calibration algorithms and the low temporal discretization. Besides, it only provides information about the surface layer, which is not sufficient to quantify sediment fluxes accurately over the whole water column. Therefore, as proposed by Schulz et al. (2018), one of the most appropriate ways to quantify suspended sediment fluxes is to use validated numerical models.

Numerical hydrodynamic and sediment transport models provide a strong scientific basis for improving our understanding of estuarine and coastal sediment dynamics. Merritt et al. (2003), followed by Aksoy and Kavvas (2005), reviewed the different types of models used to simulate sediment transport: empirical or statistical (Wischmeier and Smith, 1978), conceptual (Viney and Sivapalan, 1999) and physics-based models. The differences mainly arise from the physical processes considered, the algorithms used to describe the physical processes and the conditions for which the model was developed. Physics-based models, also called process-based models, solve the fundamental physical equations of mass and momentum conservation for flow and mass conservation for sediment. They differ from one another in terms of complexity, ranging from exploratory (Huijts et al., 2006; Dijkstra et al., 2019) to complex models, which aim is to reproduce real-life systems as accurately as possible.

With growing computational ability and facilities, process-based models are becoming increasingly exhaustive in terms of computed physical processes. About sediment transport models in particular, recent efforts have focused on developing mixed sediment (mud/sand) transport models taking into account erosion, deposition and consolidation processes in a two or multi-layered sediment compartment (Sanford, 2008; Le Hir et al., 2011; van Kessel et al., 2011; Bi and Toorman, 2015; Grasso et al., 2015; Sherwood et al., 2018). However, these realistic complex process-based models still need to be calibrated by adjusting several independent empirical parameters (Murray et al., 2016). As argued by van Maren and Cronin (2016), the higher the complexity of a model, the higher the computational cost of model runs. This implies that the number of simulations that can be carried out within a reasonable

framework is often limited and stochastic simulations are not possible. Besides, due to the number of parameters involved, the calibration process requires a lot of *in-situ* measurements under different conditions. As French (2010) points out, given the cost and difficulty of collecting data in the field, their quantity and quality often do not match the broad range of complex physical processes considered. In addition, the calibration phase is based on comparisons of modeled and observed time-series at a few specific locations, not always coinciding with the purpose of the study in terms of considered area or parameters. In some circumstances, this allows several empirical parameter values to perform equally well compared to the measured data. Therefore, it is challenging to evaluate the performance of models for several sets of parameters and to discriminate the “best fit”.

An inaccurate quantification of hydrodynamic and sediment transport key parameters leads to epistemic uncertainty (Roy and Oberkampf, 2011; van Maren and Cronin, 2016). van Maren and Cronin (2016) investigated the effect of *equifinality* on predictive model capacities. Equifinal parameter sets are defined as different combinations of parametric values that can reproduce observational data equally well (Beven, 1993) and are mainly caused either by a lack of validation data or by redundant model parameters. Using a complex 3D process-based model, van Maren and Cronin (2016) explained that stochastic simulations are not only inappropriate because of the required computational cost, but also because of the interdependence of the input parameters. A random distribution of their values would result in physically meaningless parameter sets and, therefore, irrelevant model outcomes. Therefore, they proposed a methodology consisting of studying a limited number of equifinal calibration sets, each with similar performance when compared to suspended sediment concentration (SSC) field measurements, in order to evaluate the impact of equifinality on suspended sediment dynamics. Given that the only available measurement data for calibration are often limited to SSC measurements, the validation of sediment transport models is frequently based solely on simulated and measured SSC comparisons. Thus, properly calibrating models and quantifying uncertainties for the estimation of sediment budgets remains a challenging issue. Therefore, the proposed methodology hereafter is to investigate the impact of equifinality, identified during the calibration process, on simulated sediment fluxes.

Based on a realistic 3D process-based numerical model of the Gironde Estuary (France), this study aims at estimating the influence of sediment transport parameters on sediment fluxes between a macrotidal estuary and the adjacent continental shelf. Particularly, one of the key objectives is to quantify uncertainties on mud and sand transfers along the land-sea continuum (i.e. river catchment to open sea). The Gironde Estuary is one of the largest estuaries in Europe and is characterized by a well-developed turbidity maximum, with surface SSC up to a few $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Castaing and Allen, 1981; Doxaran et al., 2009; van Maanen and Sottolichio, 2018). It is a partially- to well-mixed macrotidal estuary with a strong river discharge influenced by a pronounced seasonal variability. The implemented hydrodynamic model is coupled to a multi-layer mud and sand transport module that takes into account advection, diffusion and consolidation processes, and is forced by realistic boundary conditions (tide, wind, waves, river flow and meteorological surges). Most of the estuarine sediment transport processes and patterns are found in this estuary and are simulated by the implemented process-based model implemented.

To reach the objectives of this study, a sensitivity analysis of the sediment fluxes at the mouth of the estuary is applied considering changes in key sediment parameters. Following the methodology proposed by van Maren and Cronin (2016), a sensitivity analysis is first carried out to identify which key sediment parameters contribute the most to output variations and perform the best in terms of SSC dynamics. Due to the computational cost of running the model (two-year simulations), a single-parameter perturbation approach was used,

where parameters were varied in a range of physically meaningful values. Model performances were then calculated in order to define equifinal parameter sets. Finally, the sensitivity of simulated fluxes through a section is investigated, and especially the sensitivity to previously-defined equifinal parameter sets, in order to evaluate the corresponding uncertainties on computed sediment fluxes. The study area and numerical modeling setup are described in section 2 as well as the strategy established for the sensitivity analysis. Section 3 describes model results in terms of hydrodynamics and hydrology, as well as the sensitivity of SSC to sediment model key parameters. Finally, the sensitivity of sediment fluxes between the estuary and the continental shelf to the various sets of parameters is presented in section 4.

2. Methods

2.1. Study area

The Gironde Estuary has a total surface area of 635 km² (Jalon-Rojas et al., 2015). It is located in the Bay of Biscay in the southwest of France (Figure III-1) and drains a watershed of about 71,000 km² (Allen et al., 1980; Savoye et al., 2012; Fuentes-Cid et al., 2014). The estuary has a regular funnel shape extending over about 75 km from the mouth to the junction of the Garonne and Dordogne tidal rivers. The tide propagates in the river as far as 170 km from the mouth. The yearly-averaged total river discharge of both the Garonne and Dordogne rivers is about 700 m³.s⁻¹ (Jalon-Rojas et al., 2015). The Garonne River is the main tributary, supplying about 60% of freshwater and 70% of the suspended sediments to the estuary, while the Dordogne River provides the rest (Parra et al., 1999; Schäfer et al., 2002). A clear river flow seasonality is observed for the Garonne and Dordogne regimes combined, a flood period from November to May (maximum monthly mean values of 1500 m³.s⁻¹, usually in January) and a low flow period from June to October (less than 200 m³.s⁻¹ in August). It is one of the two main estuaries of the French Atlantic coast flowing into the Bay of Biscay (Jouanneau et al., 1999). The riverine sediment supply from the Gironde Estuary to the continental shelf is about 1.5×10⁶ t.year⁻¹ and is estimated to contribute 60% of fine sediment input into the Bay of Biscay (Jouanneau et al., 1999).

The Gironde estuarine system is macrotidal, with tides at the mouth ranging on average from 1.5 m during neap tides to 5.5 m during spring tides (Castaing and Allen, 1981). Following the classification of Le Floch (1961), the Gironde is considered hypersynchronous (Allen et al., 1980). This means that the tidal wave amplitude reaches a maximum in the estuary, where a balance occurs between the amplification due to cross-section reduction and the attenuation due to bottom friction. Hydrodynamics are strongly influenced by asymmetrical tidal currents as well. Large amounts of mud are resuspended during peak tidal currents, particularly during flood, and rapid settling occurs during the following high-water slack, resulting in upstream sediment tidal pumping (Allen et al., 1980; Castaing and Allen, 1981; Uncles et al., 1985).

The combination of gravitational circulation, tidal asymmetry mixing and tidal pumping generates one of the most developed and concentrated ETM in Europe, with more than 1 kg.m⁻³ SSC in surface waters (Castaing and Allen, 1981; Doxaran et al., 2009) and an estimated ETM mass of 4 to 6 Mt during spring tides (Allen et al., 1977; Jouanneau, 1979; van Maanen and Sottolichio, 2018). The seasonal variability in suspended sediment concentration is particularly high with bottom values ranging from less than 0.1 up to a few kg.m⁻³ (Sottolichio and Castaing, 1999). The longitudinal location of the ETM in the estuary depends on the seasonal dynamics of the river flow and changes in salinity intrusion (Allen et al., 1980; Sottolichio et al., 2000; Jalon-Rojas et al., 2015). During high river flow, the

density gradient is well developed and the ETM is located at the density node (Allen et al., 1980). During periods of low river flow, the ETM stretches upstream over up to 40 km to reach Portets on the Garonne River and Libourne on the Dordogne River (Figure III-1b). The deepest and broadest parts of the channel, where the ETM occurs, are likely to trap large quantities of fine particles. This particulate matter forms highly concentrated benthic suspensions, resulting in thick layers of fluid mud, with concentrations up to $300 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Allen, 1971). A secondary stable turbidity maximum was observed in the middle of the estuary (near Pauillac, Figure III-1b) and is induced by a very dynamic zone often referred to as the “erosion maximum zone” (Allen et al., 1980; Sottolichio and Castaing, 1999; Doxaran et al., 2009). The enhanced deposition occurring at this site has been linked to the presence of a narrow deep pit in the axis of the channel. This feature acts as a permanent source of easily erodible mud, which maintains the secondary peak of turbidity (Sottolichio and Castaing, 1999).

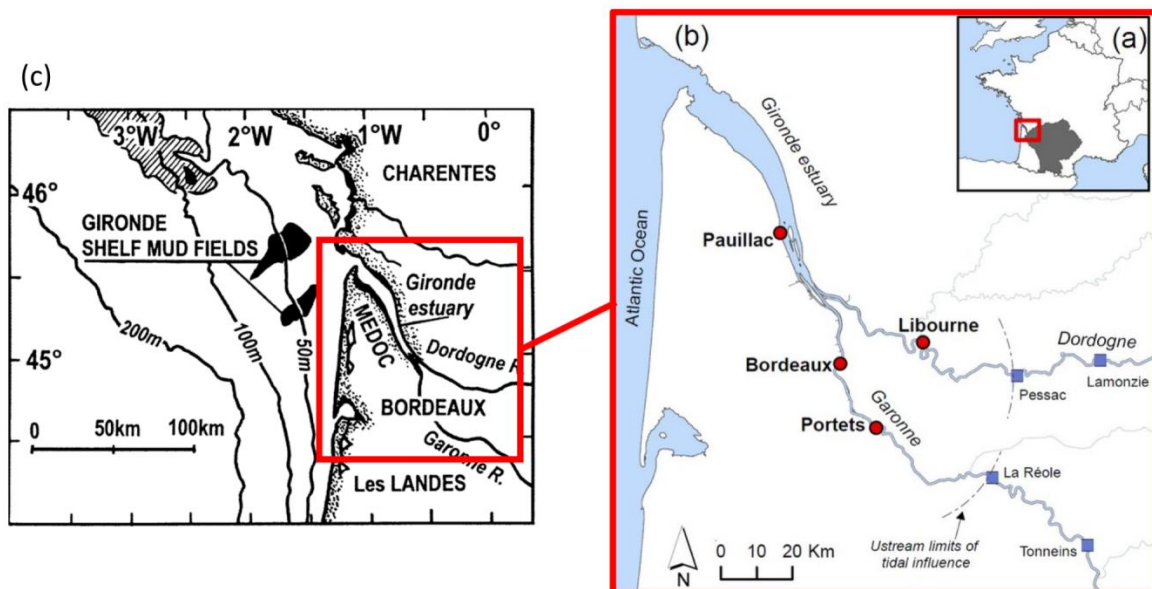


Figure III-1 The Gironde fluvial-estuarine system: (a) location map. The gray area indicates the watershed of the Garonne and Dordogne rivers; (b) the estuary and its main tributaries. Red circles indicate the MAGEST stations (see section 3); blue squares indicate the hydrometric stations. (c) Location map of muddy patches (Gironde shelf mud fields in black) on the continental shelf of the Bay of Biscay, France. The gray area represents an extended muddy sand patch. Figures were modified from Lesueur et al. (2002) and Jalon-Rojas et al. (2015).

The surficial sediment map also shows the presence of two mud fields off the Gironde Estuary mouth, on the continental shelf (Figure III-1c; Lesueur et al. (1996)). The largest (420 km^2) is called the “West-Gironde Mud Patch” (WGMP) and is located about 30 km west of the mouth. The second (50 km^2) is observed south of the WGMP and is referred to as the “South-Gironde Mud Patch” (SGMP). Both are located in front of the two channels of the Gironde mouth, at intermediate depths between 30 and 75 m deep. Most of the particles contributing to these muddy patches originate from the Gironde watershed (Lesueur et al., 2002), indicating that fine particles can accumulate in these areas when flowing out of the estuary.

2.2. Numerical model set-up

2.2.1. Hydrodynamic model

For studying sediment transport in the Gironde Estuary and on the continental shelf, a 3D numerical model was developed, based on the MARS3D model (Lazure and Dumas, 2008). It solves the momentum equations using a finite difference scheme under the Boussinesq and hydrostatic hypotheses.

The model grid covers the Gironde Estuary and its tributaries, from the upper limit of tidal influence (La Réole in the Garonne River and Pessac in the Dordogne River) out to about the 100- m isobath offshore, and from the Arcachon basin in the south to Les Sables-d'Olonne in the north (Figure III-2). An orthogonal curvilinear grid was implemented to better account for the complex shape of the estuarine mouth, the river meanders and the Marennes-Oléron system. The smallest computational cells are located upstream in rivers and are approximately 40×350 m, while offshore cells measure up to $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$. The grid contains over 400×220 cells along the west-east and south-north directions, respectively. The vertical grid was discretized in 10 equidistant sigma layers across the water column.

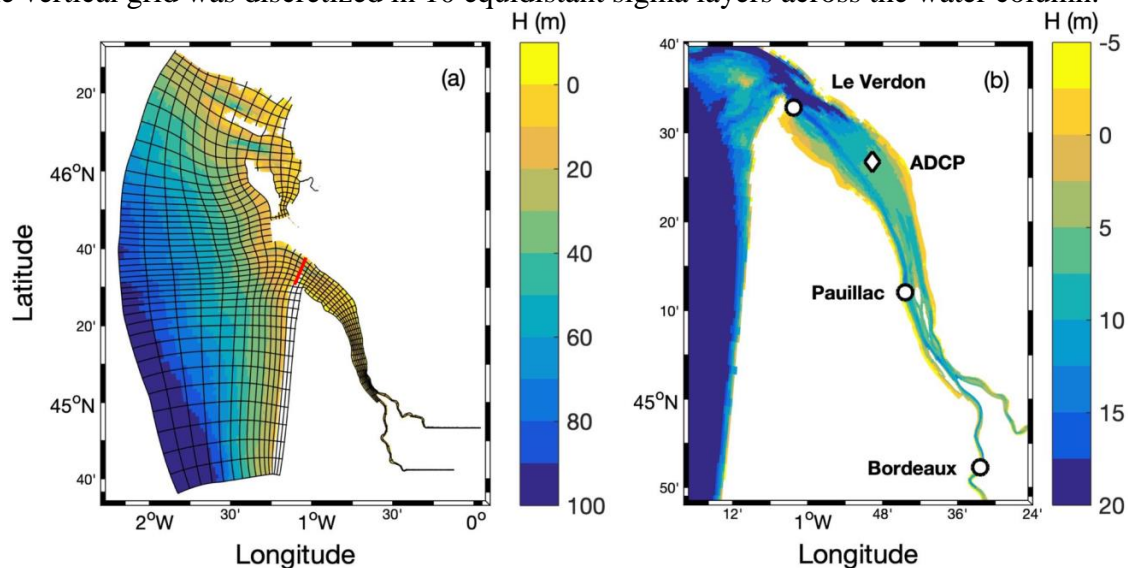


Figure III-2 (a) Geographic extent of the 3D model configuration with its bathymetry (mean sea level chart datum). The black lines represent the mesh grid (every fifth cell). The red line illustrates the cross-section where the sediment fluxes were calculated. (b) A zoom on the estuary and its bathymetry. The white circles indicate the points where water level, salinity and SSCs were measured (only water level measurements are available at Le Verdon), and the white diamond represents the ADCP location.

The circulation was forced at the open (west and south) using the main tidal components. The model was also forced using wind stresses and pressure gradients provided by the high-resolution meteorological AROME model (Meteo-France). Surges at the open boundaries were provided by a configuration of the MARS2D numerical model applied to a larger domain. The realistic Garonne, Dordogne and Charente river flows were prescribed at La Réole, Pessac and Rochefort, respectively (Figure III-1b). Waves were simulated using the WAVEWATCH III® (WW3) numerical model on the same computational grid as the circulation model (Roland and Ardhuin, 2014). The wave model was forced using the free surface elevation and current velocity provided by the hydrodynamic model MARS3D, as well as local winds and, at the shelf boundary, the swell data extracted from a larger Atlantic Ocean model. The total bed skin shear stress was expressed as a combination of the current

and wave-induced bed shear stresses (Soulsby, 1997) as described in detail by Grasso et al. (2018) and Appendix A.

2.2.1. Sediment transport model

The hydrodynamic model was coupled with the process-based multi-class, multi-layer sediment transport module MUSTANG (MUD and Sand TRANsport modellinG) described by Le Hir et al. (2011), Grasso et al. (2015) and Mengual et al. (2017). The sediment transport module computes the spatial and temporal variations of sand and mud mixtures under the effect of hydrodynamic forcing, including the combined action of current and waves. In the water column, it solves the advection-diffusion equations for different particle classes (in a 3D framework for mud, depth-averaged for sands) as well as sediment exchanges at the bed interface through erosion and deposition processes. It also simulates the bed sedimentation and consolidation processes.

In this study, five representative sediment classes were chosen based on the granulometry data available for the Gironde Estuary and the adjacent continental shelf: gravel (diameter $d = 3$ mm), three sizes of sands (medium sand $d = 400$ μm , fine sand $d = 250$ μm and very fine sand $d = 100$ μm) and mud ($d = 30$ μm). For each class, the grain density was $2,600$ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. The initial distribution of sediment classes over the domain was considered uniform with 10% of gravel, 20% of each sand class and 30% of mud. The initial sediment bed had a uniform thickness of 3.67 m, which followed a model adjustment based on the initial sediment concentration, the sediment class fractions and a bed porosity of 0.61.

The river sediment supplies were pure mud and are forced upstream at the same location as river flows. Concentrations were dependent on the water discharge, following Coynel (2005) for the Garonne and Dordogne rivers, and were imposed at a constant value of 0.05 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ for the Charente River.

2.2.2.1 Settling

Non-cohesive classes (gravel and sands) had fixed settling velocities depending on their diameters (Soulsby, 1997). Their advection, computed as depth-averaged, is corrected using a logarithmic vertical profile of current and a "Rouse" vertical profile of concentration (Waeles et al., 2007). The mud class was defined as a three-dimensional variable with a settling velocity $w_{s,mud}$ varying in time and space following van Leussen (1994):

$$w_{s,mud0} = \min \left[w_{s,max}, \max \left(w_{s,min}, c_1 C_{mud}^{c_2} \frac{1+aG}{1+bG^2} \right) \right] \quad (1)$$

with C_{mud} the mud concentration, G the turbulent shear rate and a , b , c_1 and c_2 the calibration parameters. $w_{s,mud0}$ was limited by minimum and maximum values ($w_{s,min}$ and $w_{s,max}$). Such a formulation makes it possible to account for flocculation processes, thus increasing the mud settling velocity when the mud concentration in the water column increases (see Appendix C, Figure C.1 a). The equation also considers the turbulence effects on flocs: small turbulence increases the flocculation process, whereas larger turbulence tends to disaggregate flocs and reduce the settling velocity (Figure C.1 b).

To account for the influence of salinity on flocculation, a dependency between the mud settling velocity and salinity (S) was computed (Migniot, 1968; Thill et al., 2001; Mikes et al., 2004). This effect was previously accounted for by Lajaunie-Salla et al. (2017) in the Gironde estuarine system and largely contributed to simulate high SSC levels and maintain the ETM in the tidal rivers. A critical salinity S_{cr} of 5 psu was chosen, below which settling velocity decreases with salinity, as follows:

$$w_{s,mud} = \begin{cases} w_{s,mud0}, & \text{if } S \geq S_{cr} \\ \max\left(w_{s,min}, \frac{S \cdot w_{s,mud0}}{S_{cr}}\right), & \text{if } S < S_{cr} \end{cases} \quad (2)$$

The deposition flux D_i for each sediment class i was calculated using a critical shear stress for deposition $\tau_{d,i}$. The general formulation follows the law of Krone (1962) as described in Le Hir et al. (2011), Mengual et al. (2017) and Grasso et al. (2018). In Krone's law, the deposition flux is modulated by a factor which takes into account the ratio between the local bed shear stress and $\tau_{d,i}$. This factor can be considered as a mean of representing a “deposition efficiency”, as proposed by (Winterwerp et al., 2018). In the present study, in order to reduce computational cost, the concentration of the muddy fresh deposit was set at 100 kg.m^{-3} and $\tau_{d,i}$ was considered an intermediate value (*i.e.* for mud: 5 Pa), thus preventing deposition when the bottom shear stress exceeds this threshold.

2.2.2.2 Erosion

The erosion flux was based on the Partheniades–Ariathurai equation (Partheniades, 1965), which calculates an erosion flux only when the bottom shear stress exceeds the critical erosion stress:

$$\begin{cases} \tau > \tau_{ce} \Rightarrow E = E_0 \left(\frac{\tau}{\tau_{ce}} - 1\right)^n \\ \tau < \tau_{ce} \Rightarrow E = 0 \end{cases} \quad (3)$$

with E the erosion flux, E_0 an erodibility parameter (expressed in $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), τ_{ce} the critical shear stress for erosion (N.m^{-2}) and n a calibration parameter. In the case of mixed sediments, a distinction between cohesive and non-cohesive sediment behaviors was made depending on the mud fraction (Waeles et al., 2007; Le Hir et al., 2011; Sherwood et al., 2018). Therefore, the erosion-related parameters (*i.e.* E_0 , τ_{ce} and n) were set at different values depending on the mass fraction of mud in the surficial layer (f_m). Further details regarding the parameterization of the erosion law for both cohesive and non-cohesive behaviors, as well as details on the transition between them, can be found in Appendix B.

2.2.2.3 Miscellaneous

allowing a dependency between the critical bed shear stress and the state of consolidation (eq. B.2). Note that a similar model setup (*i.e.* MARS3D, WW3 and MUSTANG) was implemented for the macrotidal Seine Estuary (France) and provided reliable simulations of suspended sediment dynamics at time scales ranging from the duration of a tidal cycle to several years (Grasso et al., 2018; Schulz et al., 2018). Moreover, a morphostatic approach was considered (*i.e.* no feedback between the evolution of bathymetry and hydrodynamics), which proved reliable for short time scales of a few years (Grasso and Le Hir, 2019).

The calculation of sediment fluxes between continental and marine areas was performed for every time-step during the simulation to ensure the conservation of sediment mass (Schulz et al., 2018). It should be noted that the present study does not account for dredging activities. Because more than 90% of the dredged material is dumped in the estuary, it was assumed that it does not significantly influence residual sediment fluxes at the mouth.

2.3. Strategy to assess the model sensitivity to independent key parameters

Due to the lack of field measurements, many of the calibration parameters in a sediment transport model are based either on estimated values from previous studies or a best-fit evaluation of simulated SSCs compared to field data for a range of “physically-valid” values.

A total of 29 model experiments (noted T1 to T29) were carried out to assess the influence of sediment transport parameterization on suspended sediment dynamics and fluxes. The main sediment-transport model parameters were individually varied in a range of acceptable values. The following sections provide an overview of the values tested for the main calibration parameters (mud settling velocity, erosion law and additional parameters). The parameters were first adjusted one by one, except for some tests specified in section 2.3.3.4 and Table III-1. The model performances were then estimated for each simulation based on comparisons between simulated and observed SSC data within the estuary. Standard statistical metrics were used to provide a classification of model runs as follows: “bad performers”, “good performers” and “very good performers”. Each category can be considered as “equifinal” parameter sets as they perform almost equally well compared to measurements. The sensitivity of simulated sediment fluxes for each category was studied in order to quantify uncertainties based on the model’s ability to reproduce SSC levels. Hereafter are briefly described the values of the parameters tested in the 29 model experiments (summarized in Table III-1 and detailed in Appendices C to E).

2.3.1. Mud settling velocity

Mud settling velocity is one of the essential calibration parameters for muddy sediments (Brenon and Le Hir, 1999; French, 2010; van Maanen and Sottolichio, 2018). A baseline parameterization for mud settling velocity ($WS1$) was calculated following the Van Leussen’s formulation (eq. 1) with calibrated parameters from Grasso et al. (2018) (see Table C.1 in Appendix C). The “baseline parameterization” does not correspond to the best set of parameters after calibration, but is the one used in all the tests from which the parameters were modified to study the model sensitivity. Besides, the dependence of the mud settling velocity on salinity (see section 2.2.2) was applied to all tests but its contribution to simulated sediment concentrations and fluxes was not studied in this paper.

The sensitivity of the model to the weight of the suspended mud concentration C_{mud} in the $w_{s,mud}$ equation (eq. 1) was first investigated by alternatively reducing and increasing its contribution. The minimum and maximum settling velocities were also varied and the turbulence effect on flocculation was in turns taken into account or not. All tests on mud settling velocity are described in Appendix C.

2.3.2. Erosion law

2.3.2.1 Erosion of non-cohesive sediment

Knowledge of sand erosion fluxes is rather poor compared to the numerous studies on the initiation of motion (critical shear stress). The Erodimetre formulation, proposed by Le Hir et al. (2008), hereafter noted “Es,ero” and described in Appendix B (eq. B.1), was used as baseline parameterization. In order to study the influence of the erodibility coefficient $E_{0,sand}$, the formulation from van Rijn (1984) (eq. D.1 in Appendix D), denoted as “Es,VR84”, was tested (test T16, Table III-1). A third test was carried out using the Erodimetre formulation multiplied by a factor 10, hereafter noted “Es,ero10” (test T17, Table III-1).

2.3.2.2 Erosion of cohesive sediment

Pure mud erosion parameters are mostly empirical and are amongst the key calibration parameters. For the present study, several values of both $E_{0,mud}$ and the mud critical shear stress for erosion were tested within a range of “acceptable” values seen in literature (see details in Appendix D).

2.3.2.3 Transitional behavior

Two types of formulations were tested to describe the transition from non-cohesive to cohesive behaviors, which depend on mud content,: (i) a linear equation (baseline parameterization) and (ii) an exponential one (test T18) based on Mengual et al. (2017). The onset of the transitional behavior was also investigated (*i.e.* the value of the mud content below which pure sand erosion is prescribed) and is described in Appendix D.

2.3.3. Additional sediment transport parameters

2.3.3.1 Sliding process

As the bed slope is likely to increase with erosion and deposition processes (*e.g.* between depositing banks and an eroding channel), sliding of sediments along the slope may occur. This process is not taken into account in the baseline parameterization, but several tests (T22 to T25) were performed that consider various intensities of this process (see details in Appendix E).

2.3.3.2 Skin roughness in the bed shear stress computation

In the baseline parameterization, the skin bottom roughness $z_{0, sed}$ (considered in the bed shear stress computation) was set at a uniform and constant value of 1×10^{-4} m. Two other simulations were tested: a lower constant value of 5×10^{-5} m and a spatially and time-varying formulation (see details in Appendix E).

2.3.3.3 Sediment bed initialization, vertical discretization and spin-up period

The sediment initial distribution was uniform and a spin-up year was computed before the analysis period to let the simulated waves and currents redistribute the sediment over the domain and ensure the model relevance (Grasso et al., 2018; Schulz et al., 2018) (see Appendix G for details on the required time of spin-up). The sensitivity of SSCs and sediment fluxes to the spin-up period is discussed based on the baseline run. Moreover, another test was carried out to assess the influence of the sediment initial distribution: an initial deposited layer of fluid mud of 4Mt, which was equivalent to the expected ETM mass and location (upstream, in the tidal rivers), was added to the baseline uniform sediment bed (test T28). Lastly, in order to save computational time, a total of 10 vertical layers in the water column was chosen. However, the influence on fluxes of varying the number of vertical layers was tested by running a simulation with 20 layers (test T29).

2.3.3.4 Cross-sensitivity tests

For the purpose of this study and to better calibrate the sediment transport model, tests were performed where several parameters were adjusted simultaneously. Following recommendations by Mengual et al. (2017) and van Maren and Cronin (2016), both the exponential transitional trend and the maximum value of f_{mcr1} were modified together, as well as the sand erosion flux and the transitional trend together.

3. Hydro and sediment dynamics

The following numerical model results were obtained by running simulations over the year 2015, for which tidal gauge measurements, wave heights, currents, salinity and SSC were available simultaneously in the estuary. Velocity measurements were obtained from an ADCP deployed in the lower estuary from June to November 2015 (Ross et al., 2017). Salinity and SSC measurements were collected at two locations as part of the MAGEST (MArel Gironde ESTuary) monitoring network (Schmidt et al., 2014; Jalon-Rojas et al., 2015).

3.1. Validation of the hydrodynamic model

3.1.1. Water levels

To properly reproduce the sediment transport in this type of environment, it is crucial to reproduce the tidal pumping induced by the tidal asymmetry along the estuary. The validation of water levels was carried out using tide gauge records from nine stations located along the Gironde Estuary and the Garonne River (Appendix F, Figure F.1). Three of them are presented in Figure III-3 (see Figure III-2b for exact locations).

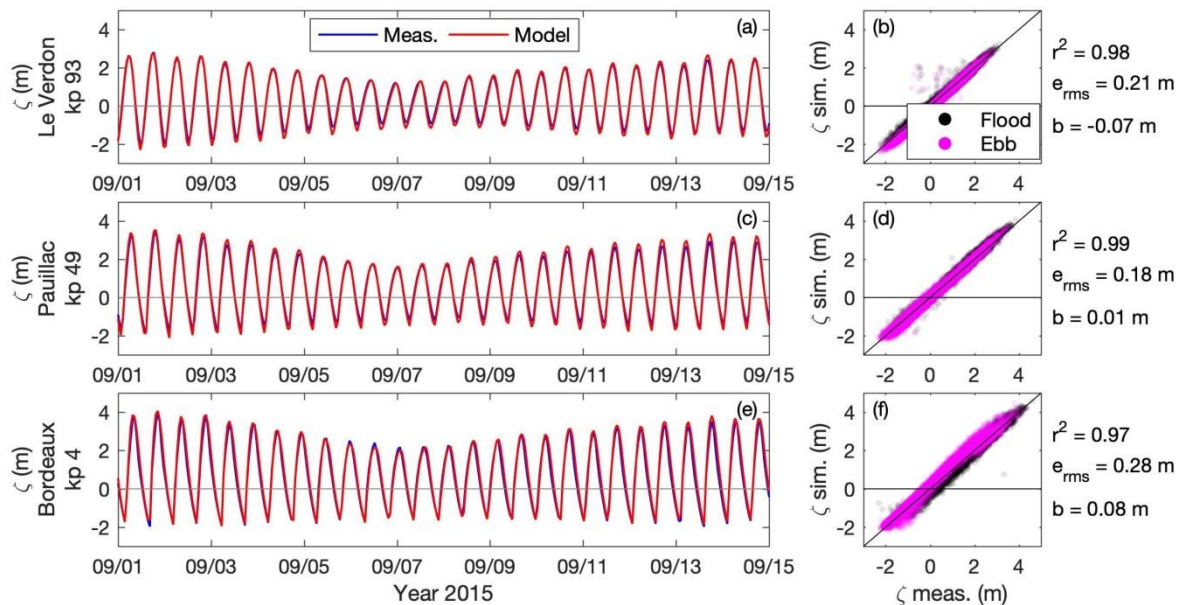


Figure III-3 Water level h at (a, b) Le Verdon, (c, d) Pauillac and (e, f) Bordeaux (see locations in Figure III-2b). (Left panels) Time series of measurements (blue) and simulations (red) from 1 to 15 September 2015. (Right panels) Simulated elevations against in-situ data during flood (black dots) and ebb (pink dots) from January to December 2015, with the corresponding correlation coefficient r^2 , the root-mean-square-error e_{rms} and the bias b . kp is the kilometric point associated with every station along the Gironde Estuary, with $kp = 0$ in Bordeaux.

Water levels appear well-reproduced along the estuary and over the entire simulated period with a root-mean-square error (e_{rms}) of 21 cm at the estuarine mouth (Le Verdon station), 18 cm at Pauillac and 28 cm at Bordeaux (Figure III-3). Water level comparisons with all available tide gauge stations are shown in Appendix F, Figure F.2. A maximum root-mean-square error (e_{rms}) of 33 cm occurred at Ambes station (Appendix F, Figures F.1 and F.2). It is interesting to note that this error estimate includes differences both in tidal amplitude and tidal phase, therefore providing a more accurate error quantification than the tidal range alone. The squared correlation coefficients r^2 also confirmed the correct simulation of water levels along the estuary (Figure III-3) and that the main hydrodynamic processes are well captured.

3.1.2. Current velocity and direction

The validation of simulated currents was carried out using a six-month dataset provided by an ADCP mooring located on the right bank of the lower estuary (ADCP in Figure III-2b). The comparison between simulated and measured depth-averaged current intensities and directions revealed a good agreement between the model and observations (Figure III-4). The model was able to simulate currents accurately ($e_{rms} \leq 0.15 \text{ m.s}^{-1}$ and bias $b \leq 0.08 \text{ cm.s}^{-1}$ for the entire sampling period), but tended to overestimate ebb current peaks during spring tides.

The current vertical structure (*i.e.* surface and bottom velocities) was also compared and showed skills similar to the depth-averaged current (Appendix F, Figure F.3).

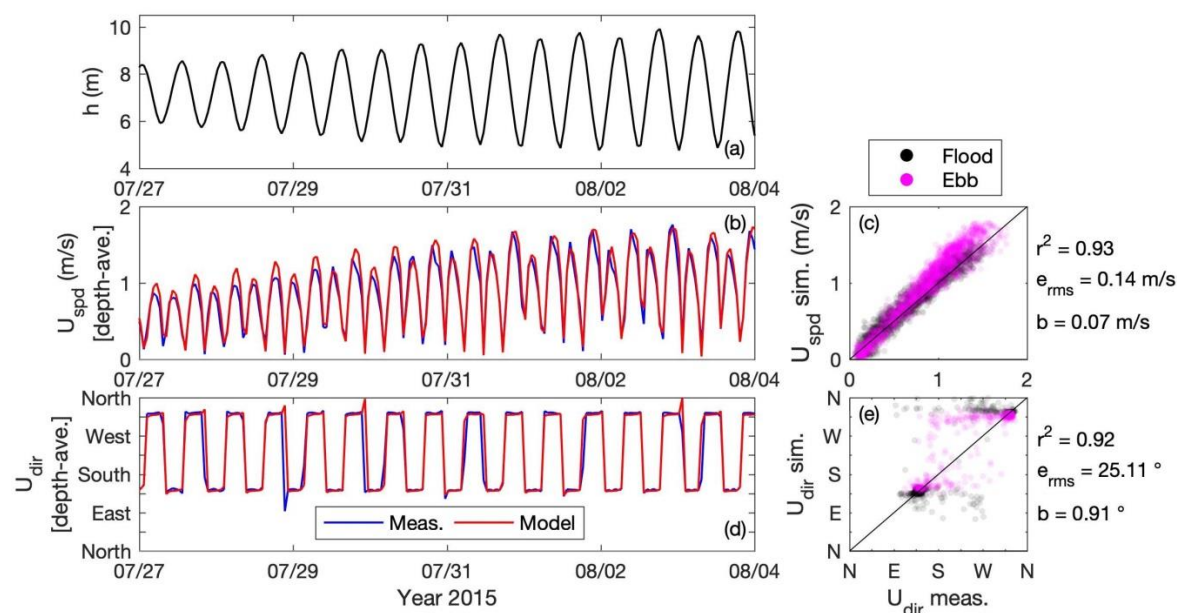


Figure III-4 Comparison of observed and computed velocities at the ADCP mooring location. (a) Water level h simulated at the ADCP mooring location (Figure III-2b). (b, c) Depth-averaged current intensity and (d, e) direction. (b, d) Time series of measurements (blue) and model outputs (red) from July 27 to August 4, 2015. (c, e) Simulated current against in-situ data during flood (black dots) and ebb (pink dots) from June to November 2015, with the squared correlation coefficient r^2 , the root-mean-square-error e_{rms} and the bias b .

3.1.3. Salinity

Density effects induced by salinity gradients have an important impact on the ETM development by limiting sediment export (Sottolichio et al., 2000). Data from the MAGEST monitoring network were the only available continuous measurements and were used as reference data for the validation of simulated salinities (Figure III-5b).

At both Pauillac and Bordeaux stations, seasonal variations of salinity were large but well reproduced by the model (Figure III-5b and d). At Pauillac station in the central estuary, during periods of high river flow, salinity decreases down to 0 psu, as the saline water intrusion limit is flushed towards the mouth. From May to August, when the river flow is weaker, saline waters reenter the estuary and salinity rises up to 15 psu (Figure III-5b). Salinity dynamics appeared clearly influenced by the spring-neap cycle as well, which is represented by the tidal range in Figure III-5a. Comparing the model output to field measurements at Pauillac station revealed a good fit ($e_{rms} = 1.5$ psu, $r^2 = 0.87$ and $b = 0.6$ psu), meaning that the model reproduces well the overall salinity dynamics in the central part of the estuary.

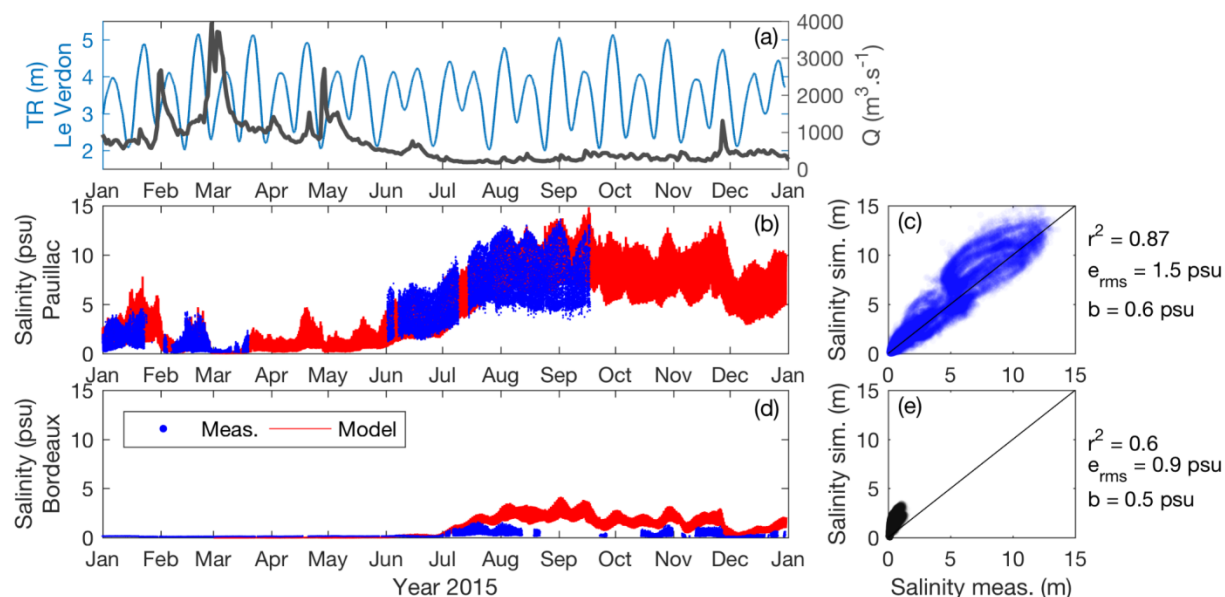


Figure III-5 (a) Tidal range (TR) at the estuarine mouth (blue, Le Verdon station) and cumulated Garonne and Dordogne river flows (Q , gray) measured at La Réole and Pessac (see Figure III-1 for exact locations). (b, c) Surface salinity at Pauillac and (d, e) at Bordeaux. (b, d) Time series of measurements (blue) and model outputs (red) for the year 2015. (c, e) Simulated salinity against in-situ data with the squared correlation coefficient r^2 , the root-mean-square-error e_{rms} and the bias b .

In the upper estuary at Bordeaux station, during periods of low river flow, the model had a tendency to overestimate the salinity (Figure III-5d). *In-situ* data revealed an increase in salinity in late June, which was well captured by the model. However, while the measured salinity increased only as much as 1.5 psu, the model maximum salinity reached 4.5 psu, thus highlighting the lower skills of the model in this part of the estuary ($r^2 = 0.6$, $e_{rms} = 0.9$ psu). These prediction skills are sufficient for the purpose of the current study, which aims at quantifying fluxes at the mouth. The Bordeaux station is located far upstream and the salinity variations occurring there have a negligible effect on the dynamics at the mouth.

3.2. Suspended sediment dynamics

Field data usually available to validate sediment transport models are often limited to SSC measurements, as other field data are too expensive and difficult to collect. Remote sensing data are often not appropriate to compare with model outputs as they are isolated in time and cannot be used to assess high-frequency dynamics in estuarine environments. In the present study, the long-term and high-frequency SSC observations available at Pauillac (central estuary) and Bordeaux (upper estuary) stations were used as SSC references.

To ensure the relevance of model analysis, the numerical modeling results presented were obtained after one-year spin-up. This means that the final state of the first-year, in terms of sediment bed composition, is used as initial bed coverage for the reference year. This allows the model to reach a (quasi)-equilibrium state by redistributing the initially-uniform sediment coverage during the first year of simulation. As a consequence, the simulation reference year starts with a bed composition that is spatially consistent with the simulated local bed shear stress. Running the model for a third realistic year after two-years of spin-up confirmed that the equilibrium is reached after one-year (see details in Appendix G). The model outputs of the first simulated year (the spin-up year) are shown only for comparison with the reference year for the baseline run, but are generally not considered for the other

simulations and are not taken into account in the final results. As well as for the hydrodynamic model, both the spin-up year and the reference year corresponded to the realistic year 2015. Model outputs were saved every hour.

The overall estuarine SSC dynamics is first discussed to ensure the reliability of model results. Test T25 (Table III-1), in which the sediment sliding process was accounted for, is used in this section to illustrate the spatial and temporal SSC dynamics (Figures III-6, III-7 and III-8). It will be seen in following results that taking this process into account allows the ETM to migrate further upstream by re-suspending sediment otherwise trapped on the banks.

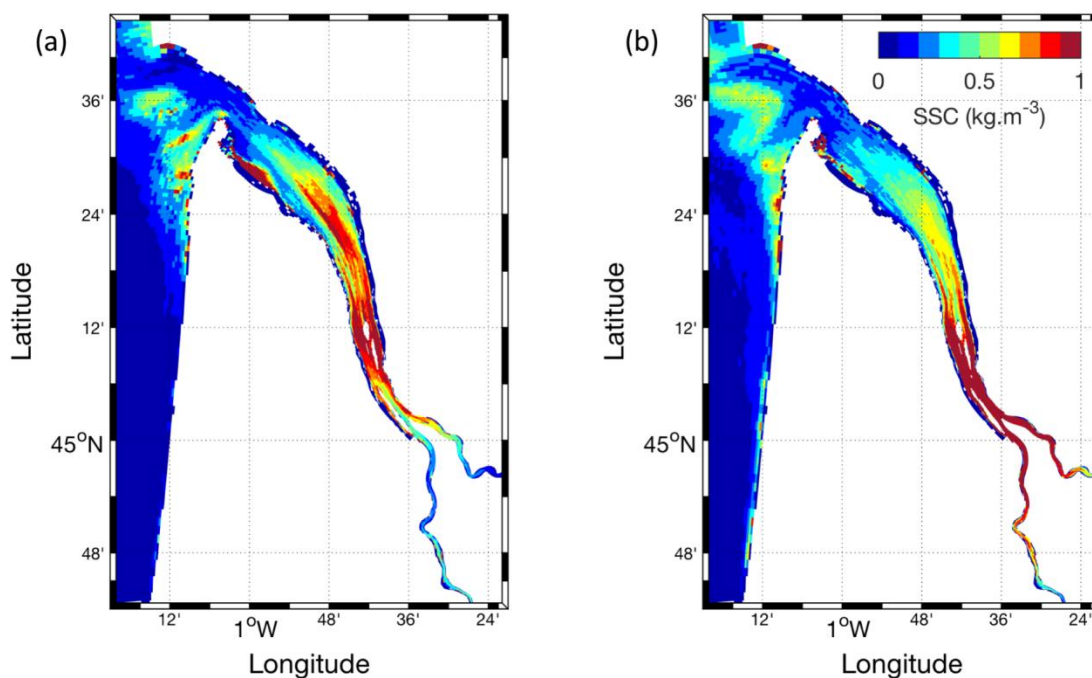


Figure III-6 Near-bottom (1 m above the bed) SSC outputs for run T25 during (a) high river discharge in April 2015 and (b) low river discharge in late August 2015. A Demerliac filter was applied to model outputs and turbidity fields are shown during neap tides.

3.2.1. Spatial SSC distribution

The near-bottom spatial SSC distribution was investigated during contrasted high and low river flow periods (Figure III-6). A three-days numerical filter was applied to model outputs to account for the residual suspended dynamics related to river discharge and neap-spring cycles but filtered out from semi-diurnal tidal dynamics (Demerliac, 1974). SSC distributions are shown during neap conditions in order to avoid local resuspension due to strong currents during spring tides and to better illustrate the ETM location. The simulated turbidity maximum zone (TMZ) moves upstream and downstream with river flow. As previously noted by van Maanen and Sottolichio (2018), a stable ETM can be seen near the estuarine islands (latitude $45^\circ 10' \text{N}$) and the dynamic ETM position translates upstream and downstream of this area. During low river flow, it extends upstream to Bordeaux in the Garonne River (Figure III-6b). As soon as the freshwater discharge increases, the river's SSC levels decrease and the TMZ moves downstream towards the estuarine mouth.

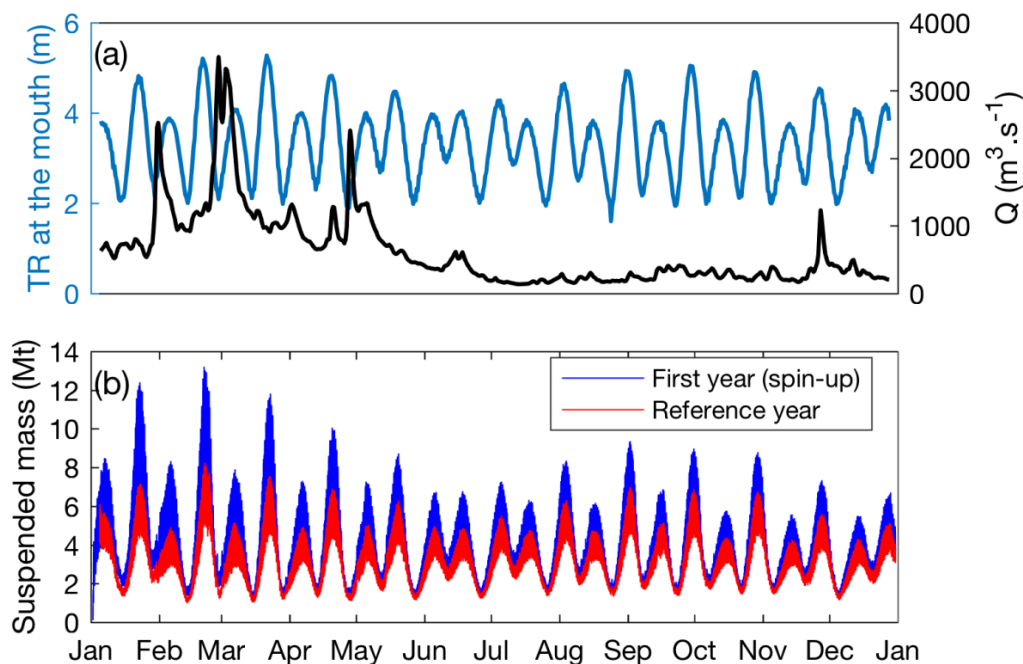


Figure III-7 (a) Time series of tidal range at the estuarine mouth (blue line & left axis, Le Verdon station) and cumulated Garonne and Dordogne river flows Q (black line & right axis). (b) Time series of total suspended sediment mass in the estuary expressed in thousands of tons, for two years of simulation (blue line: first simulated year, referred to as the “spin-up year”; red line: second simulated year, after one year of spin-up, referred to as the “reference year”).

3.2.2. Estuarine suspended sediment mass dynamics

The total (depth-integrated) suspended sediment mass within the estuary, from the mouth (represented by the red line in Figure III-2a) to the upstream limit of tidal influence (a few cells downstream of the domain boundary) is strongly influenced by spring-neap variations. It increases during spring tides, thus illustrating the influence of tidal currents on sediment erosion (Figure III-7). During the spin-up year, a large amount of sediment is suspended and partly exported or laterally trapped (blue line, Figure III-7b). This process is emphasized by larger tidal ranges occurring in February-March and September-October, during which tidal currents are stronger and promote resuspension. The second simulated year (*i.e.* reference year) shows more stable mass values with less than 1.5 Mt suspended mass difference between high and low river flows during spring tide compared to an overall decrease of 4 Mt during the first simulated year. For both years, a decrease in suspended mass occurs in June and July, when a decrease in the tidal range also occurs (Figure III-7a). This estuarine suspended sediment mass is mostly composed of the matter transported within the ETM and fluctuates between 4 and 8 Mt according to neap and spring tides during the reference year. This is in agreement with previous studies, which estimated ETM mass variation between 4 to 6 Mt (Allen et al., 1977; Jouanneau, 1979; van Maanen and Sottolichio, 2018).

3.2.3. Temporal SSC dynamics

In this section, the validation of the model is mainly focused on the seasonal and annual dynamics. Tide-averaged (1-hour data averaged between two consecutive peaks of high tides) and near-surface (1 m below the surface) SSCs were measured and simulated throughout the year 2015 at both Pauillac (Figure III-8b) and Bordeaux (Figure III-8c) stations. The period considered included both high and low river discharge conditions as well as contrasted tidal

ranges inducing substantial variations in forcing contributions to sediment dynamics. The SSCs measured at both stations show high sensitivity to the neap-spring cycle, which is well reproduced by the model, with increased resuspension during spring tides due to stronger currents.

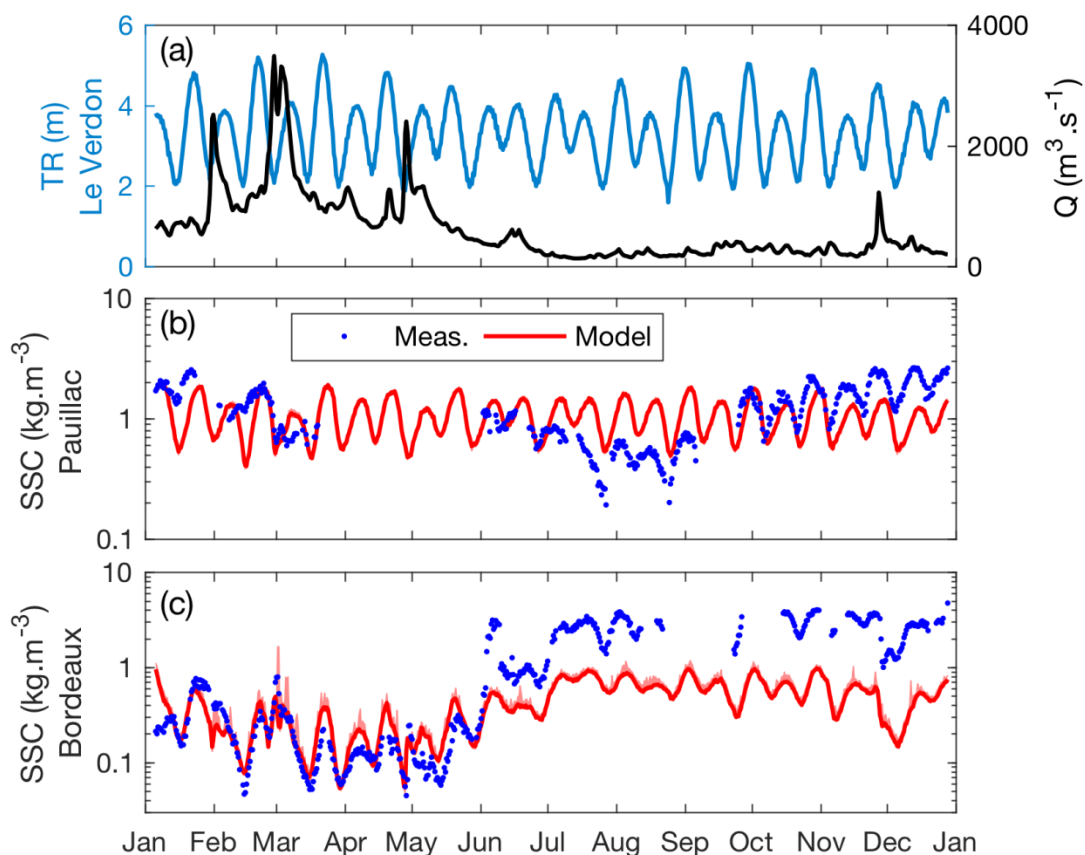


Figure III-8 Tide-averaged near-surface (1 m below the surface) SSC dynamics over the year 2015 shown on logarithmic scale. (a) Tidal range at the estuarine mouth (blue, Le Verdon station) and cumulated Garonne and Dordogne river flow Q measured at La Réole and Pessac, respectively (see Figure 1 for exact locations). (b, c) Measured (blue points) and simulated (red line) SSC at (b) Pauillac and (c) Bordeaux (see locations in Figure 1 and 2).

The SSC measured at Pauillac tends to increase during high river flow, as the ETM moves downstream, and conversely to decrease in summer when the ETM migrates upstream (Figure III-8b). SSC dynamics is reasonably well simulated at this station in terms of the order of magnitude, fortnightly (neap/spring) and seasonal phasing. However, the range of variation of the simulated turbidity is lower compared to measured data and does not show any noticeable seasonal dynamics associated with river flow. Hence, the SSC is overestimated in summer and slightly underestimated at the end of the year. However, these results corroborate previous studies (Jalon-Rojas et al., 2015; van Maanen and Sottolichio, 2018).

The SSC measured at Bordeaux is more significantly modulated by seasonal riverine dynamics than was the case downstream, at Pauillac station. The SSC increases when river flow is low and the ETM upstream (from June to December). Conversely, it decreases when freshwater discharge increases (Figure III-8c). The model tends to underestimate the order of magnitude of the SSC during low river flow, when the ETM is located upstream. This can be explained by local resuspensions, which are likely to increase turbidity levels at the measurement station and may not be fully captured by due to the coarse grid cells in this area.

However, an increase in simulated concentrations is noticeable from June to December, indicating that the model is able to reproduce the ETM formation and its seasonal migration.

A detailed analysis of SSC at an intra-tidal time scale is beyond the scope of this study and is already thoroughly described in the literature (Allen et al., 1980; Castaing and Allen, 1981; Sottolichio et al., 2011; van Maanen and Sottolichio, 2018). However, because intra-tidal dynamics is essential in controlling sediment fluxes, the sensitivity of model results at tidal scale is illustrated in Figure III-9, together with the parameterization sensitivity of simulated SSC. Results from test 25 (Figure III-9 i and l) are considered here. At Pauillac station, despite an underestimation of simulated concentrations compared to measurements, the dynamics is well reproduced. Observations reveal an absence of settling at low water slack and large settling at high water slack followed by strong resuspension during peak ebb. At Bordeaux station however, the measured trend is polluted by the saturation value of the measuring instrument. Besides, the only values “below” the saturation are measured during flood, and could have been miscalibrated given the “bell form” of the turbidity sensor calibration law. One hypothesis could be that these measurements actually exceeded the saturation value of the sensor and matched with the wrong domain of the calibration curve. It is thus difficult to conclude about the real dynamics at this location. Therefore, the Pauillac station alone is considered for following comparisons of model outputs and *in-situ* measurements and for assessing model skills.

The measurements described in this section revealed a strong spatial variability in sediment dynamics, particularly on seasonal time scales (mainly associated with the river flow and the induced ETM location), thus characterizing different environmental conditions along the estuary. This implies that sediment transport empirical parameters can sometimes perform very well locally, while being inadequate and ineffective at other location within the domain. For the purpose of this study, which is to investigate the sediment dynamics behavior associated with equifinal sediment transport parameters, it is assumed that the seasonal sediment dynamic measured at Pauillac is representative of the spatial variability associated with the seasonal ETM migration along the estuary. Sets of sediment transport parameters performing equally well when compared to the reference SSC measurements are first selected to analyze their influence on simulated fluxes between the estuary and the adjacent continental shelf.

3.3. Sensitivity to sediment transport key parameters

The sensitivity of simulated SSCs to key sediment parameters at the intra-tidal time scale and as a function of river discharge (averaged by river flow classes) is illustrated in Figure III-9. The simulated sediment dynamics are represented for a limited number of model runs, selected to represent the range of simulated SSC behaviors among the tested parameters described in section 2.3 and Appendices C to E. In general, the SSC order of magnitude is well captured by the model at Pauillac station, but the model tends to smooth the seasonal dynamics observed in the measurements (as noticed in Figure III-8b). In particular, it is difficult for the model to simulate decreasing SSCs at intermediate and low river flows. At Bordeaux station however, the seasonal dynamics are well reproduced, but the model significantly underestimates SSCs for low river flows (*e.g.* Figure III-8c where the coarse grid cells are unable to capture the local resuspensions measured *in-situ*).

3.3.1. Sensitivity to mud settling velocity

Changing the contribution of both concentration and turbulence in the computation of mud settling velocity does not significantly impact SSCs at the two stations. Changing the mud

settling velocity minimum and maximum limits, however, offers a larger variation range (Figure III-9, upper panels). In particular, SSC levels are more sensitive to the minimum settling velocity value ($WS1_{\min}$, test T4) than to the maximum value ($WS1_{\max,1}$, test T2).

At Pauillac station (Figure III-9b) for low river flow, SSCs reach 0.3 kg.m^{-3} for a high minimum settling velocity value (0.5 mm.s^{-1} , $WS1_{\min}$) and 1 kg.m^{-3} for a lower minimum value (0.1 mm.s^{-1} , $WS1$), thus allowing the mud to remain in suspension longer. For higher river flows, the difference is weaker. At a tidal time scale, increasing the minimum value of $w_{s,mud}$ clearly decreases suspended concentrations (Figure III-9a). Besides, during high slack tide, mud settling increases with a surface concentration decreasing to zero, while both measurements and other settling velocity calculations indicate concentrations decreasing to 0.5 kg.m^{-3} . On the other hand, decreasing the maximum settling velocity value (param. $WS1_{\max,1}$) tends to increase SSC levels, particularly during peak flood and ebb, when the suspended concentration increases and the mud settling velocity is likely to reach its maximum value.

At Bordeaux station (Figure III-9c), limiting the minimum mud settling velocity to 0.5 mm.s^{-1} instead of 0.1 mm.s^{-1} decreases SSC levels and completely inhibits the ETM migration upstream during period of low river discharge. At first, this appears to contradict the expected upstream migration of the ETM when increasing the mud settling velocity (Brenon and Le Hir, 1999). However, this paradoxical behavior is likely to be induced by an accelerated deposition of fines, which tends to reduce SSC levels in surface waters while modifying the distribution of available sediment and influencing the ETM migration. Similarly to the Pauillac station, it also tends to enhance mud settling during high slack tides. On the other hand, a decrease in the maximum limit (param. $WS1_{\max,1}$) tends to increase SSC levels upstream, particularly during low river flow, thus revealing that it contributes to the ETM upstream migration.

At both stations, a similar trend is observed in the contribution of concentration to the computation of $w_{s,mud}$: an increase in $w_{s,mud}$ decreases SSC levels while a decrease tends to increase turbidity (not shown). The tendency is particularly enhanced during low river flow upstream and low to medium river flow at Pauillac, which corresponds to the period at which the ETM is present in these areas. As for the contribution of turbulence, SSC levels are nearly insensitive to its effect on flocculation (not shown).

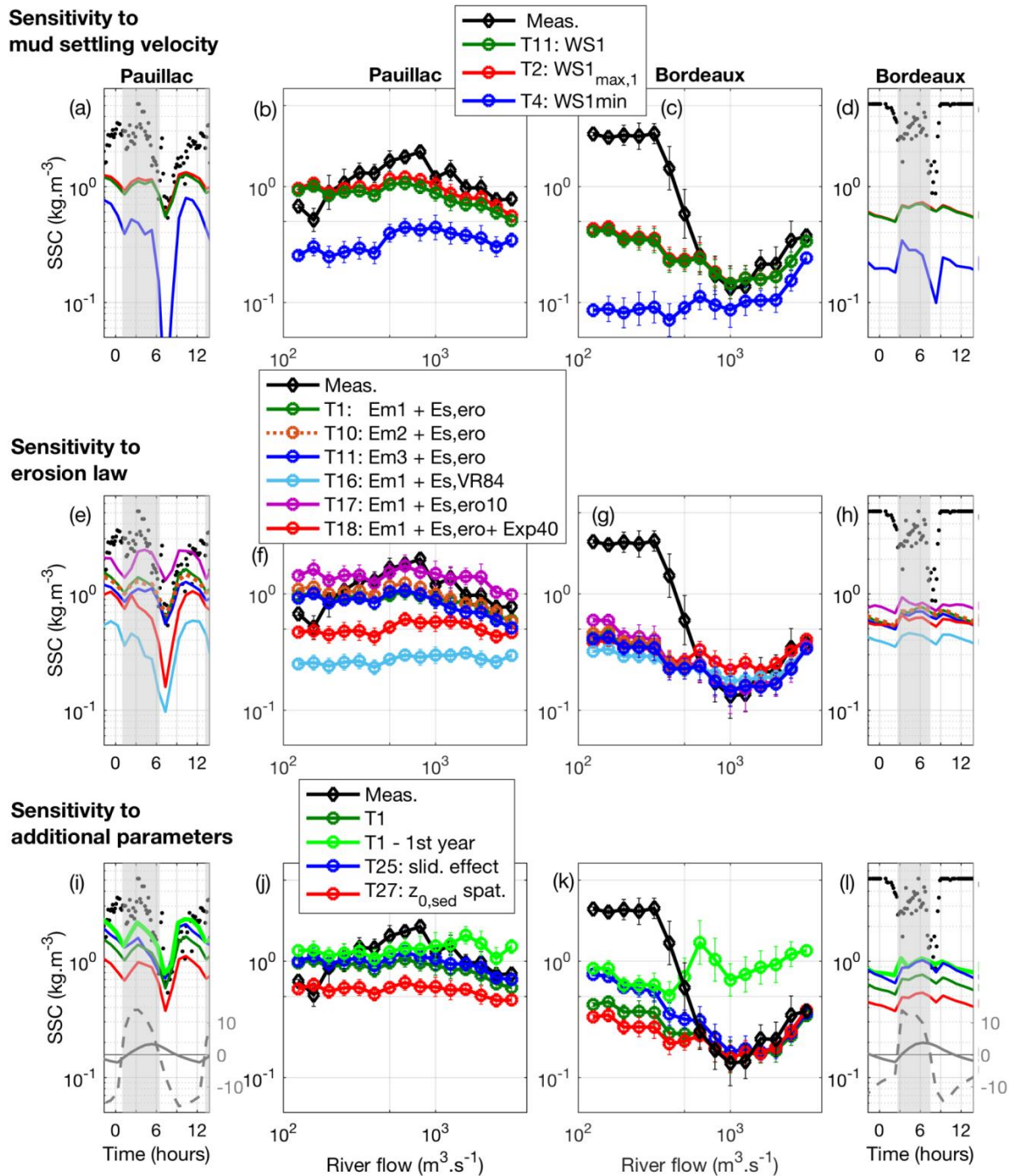


Figure III-9 Observed (black) and simulated (colors) comparisons of near-surface SSC at both the intra-tidal and seasonal time scales associated with changes in: (a, b, c, d) the mud settling velocity (in $m \cdot s^{-1}$), (e, f, g, h) the erosion law and (I, j, k, l) additional parameters described in section 2.3.3. (a, d, e, h, i, l) Comparisons of SSC time-series during one spring tidal cycle and low river flow at: (a, e, i) Pauillac and (d, h, l) Bordeaux. The gray area represents flood periods (positive tidal current). (i, l) Gray lines illustrate the local water level in meters (plain lines) and bottom current in $dm \cdot s^{-1}$ (dashed line). (b, c, f, g, j, k) SSC versus the cumulated Garonne and Dordogne river flow at (b, f, j) Pauillac and (c, g, k) Bordeaux. Lines and symbols represent data average associated with river flow ranges (0.1 of $\log_{10}(Q)$), without distinction of tidal conditions. Vertical bars stand for data instantaneous standard deviation (i.e. with no tide-averaging) within the river flow class. Results are plotted on a logarithmic scale. Parameter sets associated with each simulation are listed in Table III-1.

3.3.2. Sensitivity to erosion law

The suspended sediment surface dynamics is compared for different erosion laws, with test T1 considered as a baseline run (Figure III-9 middle panels). In general at Pauillac, SSC dynamics are very sensitive to the erosion behavior, but, as illustrated in Figure III-8b, it was difficult for the model to reproduce the ETM migration in the central estuary, where it tends to maintain a somewhat constant and high turbidity independently of the erosion law. At Bordeaux station, on the other hand, changing the erosion dynamics had an effect on the simulated seasonal trend by allowing the ETM to migrate further upstream or by retaining suspended sediment downstream.

In terms of critical shear stress for mud erosion, at Pauillac station, considering a power 2 dependence on the relative mud concentration increases SSC levels compared to a linear relationship (formulation Em2 and Em3, respectively). This can be explained by the lower critical shear stress for erosion for non-consolidated sediment bed in the polynomial equation compared to the linear one ($C_{relmud} < 300 \text{ kg.m}^3$, Figure D.1 b), the tendency being reversed for consolidated bed. This result reveals that, at Pauillac station, sediment is rapidly eroded and does not significantly consolidate. At Bordeaux stations, however, the difference between the two formulations is not significant and the simulated turbidity levels are similar. Besides, at both stations, the simulated SSC for a test with a higher critical shear stress for mud erosion (test T13, not shown) is significantly lower, as a stronger bed shear stress is required to initiate erosion. Unsurprisingly, increasing the mud erosion parameter tends to increase SSC levels at both stations (test T10), particularly during the period of the ETM presence at both stations. Indeed, during that period, the mud fraction is more likely to be dominant and the prescribed pure mud erosion law to be more often considered.

Multiplying the sand erosion parameter by a factor 10 (formulation Es,ero10, test T17, Figure III-9 middle panels) increases SSC levels by 65% at Pauillac and by 40% at Bordeaux during low river flow. This result demonstrates that SSC is positively correlated to the sand erosion parameter. When the sediment is non-cohesive, the eroded mass is higher for a higher erosion rate parameter. Similarly, the test using the sand erosion formulation of van Rijn (1984) (Es,VR84, test T16), which reduces $E_{0,sand}$ (see Figure D.1 a), results in significantly lower SSCs. However, the magnitude is strongly dependant on the location (*e.g.* the SSC is reduced by up to 75% at Pauillac and by 25% at Bordeaux during low river flow). Figure III-9g shows that simulated SSC at Bordeaux station are sensitive to the prescribed pure sand erosion law both during low and high river flow periods. However, this tendency is reversed during high river flow: considering a lower $E_{0,sand}$ parameter (Es,VR84, test T16) tends to increase SSCs.

On the other hand, taking into account an exponential trend between cohesive and non-cohesive behaviors (Exp40, test T18) considerably accelerates the transition from pure sand to pure mud erosion parameters. Therefore, it contributes to decrease both the erosion parameter (Figure D.1 c) and the exponent n in the Partheniades–Ariathurai formulation (eq. 3), while increasing the critical shear stress for erosion for sand/mud mixtures. Figure III-9 (middle panels) shows that this test results in up to 47% lower SSC levels at Pauillac and significantly influences simulated seasonal dynamics at Bordeaux. Concentrations are reduced by more than 10% during low river flow, while they increase by up to 55% during intermediate and high river flows. This can be explained by the redistribution of the available stock of sediment, which differs spatially compared to the linear transition trend. Besides, SSC levels are not significantly sensitive to the first critical mud fraction f_{mcr1} , below which a pure sand erosion law is prescribed, particularly with a linear transition (not shown). When an exponential trend is prescribed, the transition is sharper and reducing the critical mud fraction slightly decreases SSC levels.

3.3.3. Sensitivity to additional sediment transport parameters

Figure III-9 (j, k) demonstrates the need for a spin-up period as the seasonal dynamics is not yet in agreement with the measured trends at the two stations. At Bordeaux station in particular, the spin-up simulation does not capture the decreasing SSC for intermediate river flow ($\sim 500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). However, despite the model underestimation of turbidity levels for low river flows, sediment dynamics is in better agreement during the second simulated year than during the first one.

The impact of sediment sliding has also been investigated (test T25). The simulated seasonal dynamics reveals a better agreement with the measured trends when the sliding process is included, particularly in the upper estuary at Bordeaux station. It increases SSC levels for low river flows by up to 80% by limiting the deposition and therefore the trapping of sediment in the upper lateral banks. At Pauillac station, the SSC sensitivity to this effect is less significant and concentrations are increased by only 15%.

Finally, the influence of the skin bottom roughness was investigated (tests T26 and T27). Spatializing the skin bottom roughness value with the Nikuradse criteria at each time step tends to significantly decrease its value compared to the baseline test ($z_{0, \text{sed}} = 1 \times 10^{-4} \text{ m}$). On an annual time scale, it strongly decreases the surface SSC at Pauillac station (Figure III-9i and j). At Bordeaux however (Figure III-9k and l), it tends to decrease SSC levels only for low river flows ($Q < 500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), thus retaining the ETM downstream during that period.

As mentioned in section 2.3.3, the influence of the number of vertical sigma layers in the water column on sediment dynamics was investigated (not shown). It revealed that increasing the number of layers by a factor 2 (from 10 to 20 layers) slightly increases SSC levels at the two stations (*e.g.* by up to 18% for intermediate river flows), but does not change the seasonal trend. Although not shown in this study, an initial fluid mud deposit (1 m thick, $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ concentrated) on the river bed with a mass equal to the expected ETM mass ($\sim 4 \text{ Mt}$) was also tested. Interestingly, this had almost no impact on the suspended sediment dynamics after one year of spin-up, compared to the baseline run (same initial conditions without the initial fluid mud deposit). This corroborates previous studies, which argued that suspended sediment mass is more related to the estuarine system capacity for stirring sediments rather than to volume of the sediment supply, as long as sufficient sediment is available within the system (Grasso and Le Hir, 2019).

3.4. Skill assessment

Many statistical techniques are commonly used to assess numerical model performance and particularly sediment transport models (Bever and MacWilliams, 2013; Achete, 2016; van Maren and Cronin, 2016; Dufois et al., 2018; van Maanen and Sottolichio, 2018). Here, model skills are evaluated following the target diagram methodology described by Jolliff et al. (2009), which is based on commonly used metrics: the model bias normalized by the “reference” standard deviation B^* and the unbiased root-mean-square-error normalized by the “reference” standard deviation $RMSE^*$

$$B^* = \frac{\bar{M} - \bar{D}}{\sigma_D} \quad (4)$$

$$RMSE^* = \frac{\text{sign}(\sigma_M - \sigma_D)}{\sigma_D} \times \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N [(M_n - \bar{M}) - (D_n - \bar{D})]^2}{N}} \quad (5)$$

with M and D the modeled and measured data, respectively, \bar{M} and \bar{D} the time-averaged variables and σ_M and σ_D the standard deviation for each field.

As mentioned previously, the Bordeaux station is not taken into account for model skill assessment. In the present study, the “reference” field is thus the MAGEST near-surface SSC measurements at Pauillac station. Therefore, simulated data are considered 1 m below the surface at the corresponding model grid cell. To summarize the statistical information, a target diagram is constructed based on a simple Cartesian coordinate system where $RMSE^*$ is used as the X-axis and B^* as the Y-axis. $RMSE^*$ was multiplied by the sign of the standard deviation difference: thus, areas of the diagram where $X < 0$ represent a simulated variability lower than the measured one. Besides, according to the following formulae, the distance between the origin and the statistical points in the diagram is equal to the normalized total standard deviation $RMSE$:

$$RMSE^2 = B^{*2} + RMSE^{*2} \quad (6)$$

Therefore, the best performing simulation (*i.e.* with the smallest total $RMSE$) is the one located closest to the origin. These statistical metrics are evaluated by considering both the instantaneous and tide-averaged data. For completeness and for further diagnosis, the B^* , $RMSE^*$ and total $RMSE$ values based on instantaneous data are recorded in Table III-1 for each simulation and used in the following section to classify model runs by performance. They were normalized by the reference standard deviation (0.88 at Pauillac and 1.59 at Bordeaux).

The large scatter in target diagrams reveals the sensitivity of the model outputs to the parameterization of sediment transport (Figure III-10). The 29 tests performed are represented in Figure III-10 (top panels). An unbiased normalized $RMSE^*$ of 1 indicates that the difference between the model and the measurements is as large as the standard deviation of the observations. Therefore, a model with a $RMSE^* > 1$ does not provide any improvement over the time-series average and is considered a poor performer. Moreover, a total normalized $RMSE < 1$ indicates that modeled and observed data are positively correlated (see Jolliff et al. (2009) for details). Therefore, a value of 1 provides a good performance marker (gray circles, Figure III-10). A normalized total $RMSE$ of 0.85 was selected to represent very good performers (black circles, Figure III-10). Target diagrams provide a synthetic picture of model performance while facilitating the comparison of model runs with each other and with observations. The bias B^* refers to the annual mean similarity between model and observations while the $RMSE^*$ indicates a phase and amplitude agreement in the unbiased time-series variability. The diagrams were built for the entire simulation period (*i.e.* one year), so that the analyses are focused on annual dynamics. The next step could be to distinguish between seasonal, neap/spring and tidal time scale metrics to assess model performances at shorter time scales.

Spin-up simulations are more sensitive to sediment parameterization than the second simulated year (red symbols in Figure III-10 a and b). Moreover, the blue symbols (representing the reference year) are generally closer to the origin than the red ones (representing the spin-up year), further supporting the value of analyzing numerical results after a one-year spin-up. For reference years (blue symbols, Figure III-10a and b), the scatter distribution is larger for B^* than for $RMSE^*$ (*i.e.* $RMSE^*$ is less affected than B^* by the various model parameterizations). This means that the simulated SSCs are less underestimated at Pauillac station when the sediment transport model is calibrated.

As mentioned in the introduction, the residual sediment transport at the mouth is strongly dependent on the intra-tidal dynamics (e.g. tidal asymmetry). Therefore, the following analyses and classification of model runs focused exclusively on their performance relative to instantaneously simulated (reference year) and observed SSCs. A large number of model runs have a total $RMSE < 1$ (18 of the 29 tests, Figure III-10c), which can be considered a reasonable score according to Jolliff et al. (2009) and Los and Blaas (2010).

Eleven of the 29 tests can be considered as very good performers as their normalized total $RMSE$ is lower than 0.85. Most $RMSE^*$ and B^* values are negative, indicating that the model standard deviation is lower than the observed standard deviation and that simulated SSC are smaller than the measurements. However, the T17 test, included in the good performer group with a total $RMSE$ of 0.98 (not visible in Figure III-10c), has a positive bias indicating an overestimation of the annual mean SSC. In this test, the computed erosion flux in this test has been largely emphasized due to a 10-fold increase in the $E_{0,sand}$ (Es_{ero10}). Very good performers are shown in Figure III-10c. The T1 test, which corresponds to the baseline run, belongs to the very good performers, with the highest total $RMSE$ of the group. Taking into account an initially deposited layer of fluid mud (T28) and maximizing f_{mcr1} (T19) have almost no influence on model performances. For the mud settling velocity parameterization, both T2 and T8 tests belong to the very good performers, indicating an improvement of model performances compared to the baseline parameterization. The T10 test, which has a larger $E_{0,mud}$ than the baseline run (Em2 formulation, see Table D.1), also has a normalized total $RMSE < 0.85$. All the tests that took into account the sediment sliding process are also found among the very good performers (tests T22, T23, T24 and T25, with various percentages). Finally, increasing the number of vertical layers for the simulation appears to improve model performances (*e.g.* T29 vs T1).

This underlines that changing the minimum mud settling velocity has a significant impact on SSC dynamics at tidal time scales (*e.g.* by allowing more sediment to settle during slacks for instance). Besides, considering a higher minimum limit ($WS1_{min}$, T4) considerably deteriorates model skills by increasing bias. On the other hand, lowering the maximum limit of mud settling velocity ($WS1_{max,1}$, T2) decreases normalized bias, as the simulated SSCs are less underestimated by maintaining sediment in suspension for longer. It should be noted that, for the following analyzes, tests on the mud settling velocity are divided in two groups according to their different erosion laws (tests on the mud settling velocity bounds and tests on the Van Leussen's parameterization, see Table III-1). Given these erosion laws, it appears that changing the calibration parameters of mud settling velocity (*i.e.* c_1 and c_2 param. in eq. 1) does not significantly impact model skills (squares in Figure III-10c): the largest variability is found in the minimum and maximum values (Figure III-10d). Moreover, among all the tested parameterization of mud settling velocity (squares in Figure III-10c), $WS1_{max,1}$ appears to be the best performer (T2, Figure III-10c and d). For this test, the settling velocity is similar to the baseline run except for SSC values $> 0.25 \text{ kg.m}^{-3}$ where $w_{s,mud}$ is lower and equal to 1 mm.s^{-1} (Figure C.1 a).

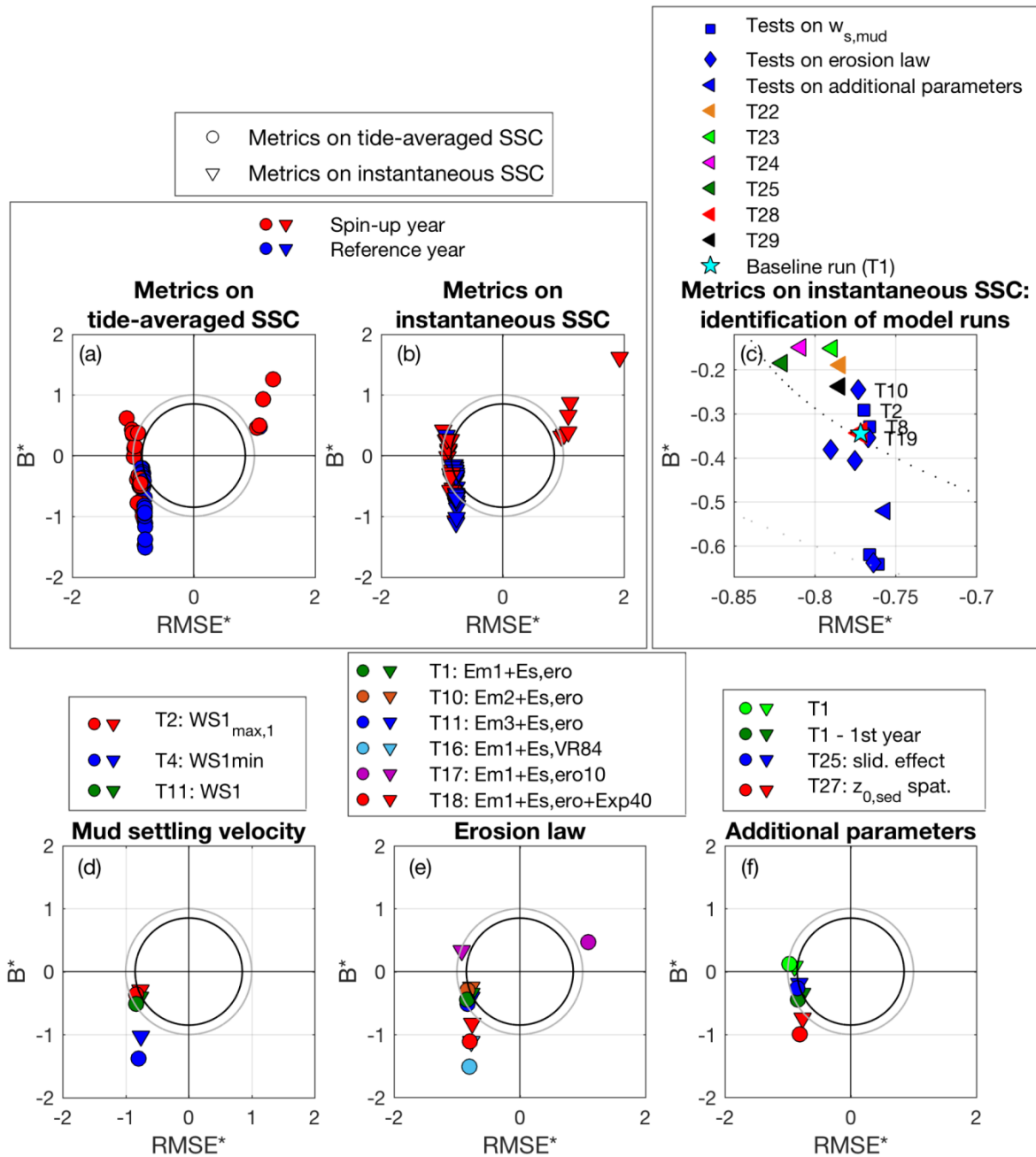


Figure III-10 Normalized target diagrams at Pauillac station for (a) tide-averaged (circles) and (b) instantaneous (downward triangles) suspended sediment concentrations for all sensitivity tests described in Table III-1, with red markers for the spin-up year and blue markers for the reference year. The thick black and gray lines delineate normalized total RMSE of 0.85 and 1, respectively. (c) A focus on the “very good” performers, with a total normalized RMSE < 0.85 respectively. Square markers represent tests on mud settling velocity, diamonds represent tests on the erosion law and leftward triangles illustrate tests on additional parameters. The blue star indicates the baseline run skills. (Bottom) Similar normalized target diagrams for the tests illustrated in Figure 9, showing sensitivity to (d) mud settling velocity limits, (e) erosion law and (f) additional parameters. Legends are located above each diagram. Circles and triangles represent tide-averaged and instantaneous statistic metrics, respectively.

Changing the erosion law impacts mostly the normalized bias (Figure III-10e). Tests using the van Rijn (1984)'s formulation (T16) and an exponential transition for sand and mud mixtures (T18) are found to perform poorly (total $RMSE > 1$), because they both considered considerably lower erosion flux, which emphasized the simulated underestimation. For the mud erosion critical shear stress (tide-averaged and instantaneous metrics), choosing a linear or a polynomial formulation within the same range of values does not significantly impact model skills (Em2 vs Em3 formulations, T10 vs T11, respectively). As already inferred from Figure III-9 (middle panels), this can be explained by the predominance of non-consolidated sediment, for which both formulations induce similar critical shear stress for erosion. Besides, decreasing the erosion constant for mud ($E_{0,mud}$) from 0.002 to 0.0003 reduces model skills (Em2 vs Em1, T10 vs T1, respectively). Overall, Figure III-10 (c, e) shows that T10 is the test with the best model skills. Its critical shear stress for mud erosion is similar to the baseline run while $E_{0,mud}$ is increased (from 3×10^{-4} in the baseline test to 2×10^{-3} in T10).

Figure III-10f represents the skills of additional parameters. For the baseline run, despite a lower bias, simulated SSCs after one-year spin-up are in better agreement with measurements than the first simulated year. Besides, taking into account the sediment sliding process significantly increases model performance (T1 vs T25). For instantaneous SSCs, the 30% sliding factor performs best (T23, Figure III-10c). Finally, the reduction of the bed shear stress obtained by decreasing the bottom roughness strongly reduces the SSC levels and, by reinforcing the underestimation of suspended concentrations, deteriorates model performances as well (at least if the mud shear strength is not modified) (T27 vs T1, Figure III-10f).

As shown on Figures III-9 and III-10, the results of the SSC simulations are considered satisfactory considering the complexity of the configuration: realistic forcing, multi-class and multi-layer sediment model after two years of simulation. Compared to the baseline run, taking into account a higher erosion parameter for mud and the sediment sliding process along a slope limits the underestimation of simulated concentrations. As for the mud settling velocity, the WS4 formulation slightly increases model performance as well. Keeping in mind that the range of parameters tested is not exhaustive and that results could have been different for different parameterizations, simulated SSCs seem more sensitive to the limits of the mud settling velocity than to the parameterization of Van Leussen's law.

4. Sediment flux sensitivity to sediment parameterization

Numerical modeling of mud and sand transport under realistic conditions and complex environments involves uncertainties associated with the sediment model calibration, which need to be quantified in order to assess model confidence level. In the previous section, the sensitivity of the SSC levels to various sediment transport parameters was presented. The impact of changing these parameters on simulated sediment fluxes at the mouth is discussed below. Fluxes are calculated through the cross-section illustrated in Figure III-2a (red line), which can be considered as the outer boundary of the estuary. The results are illustrated by time-series of cumulative fluxes for total sediment (*i.e.* the sum of the five classes), as well as for mud and sand classes separately. Positive sediment fluxes are flood directed (*i.e.* import of sediment into the estuary) and negative values represent export fluxes.

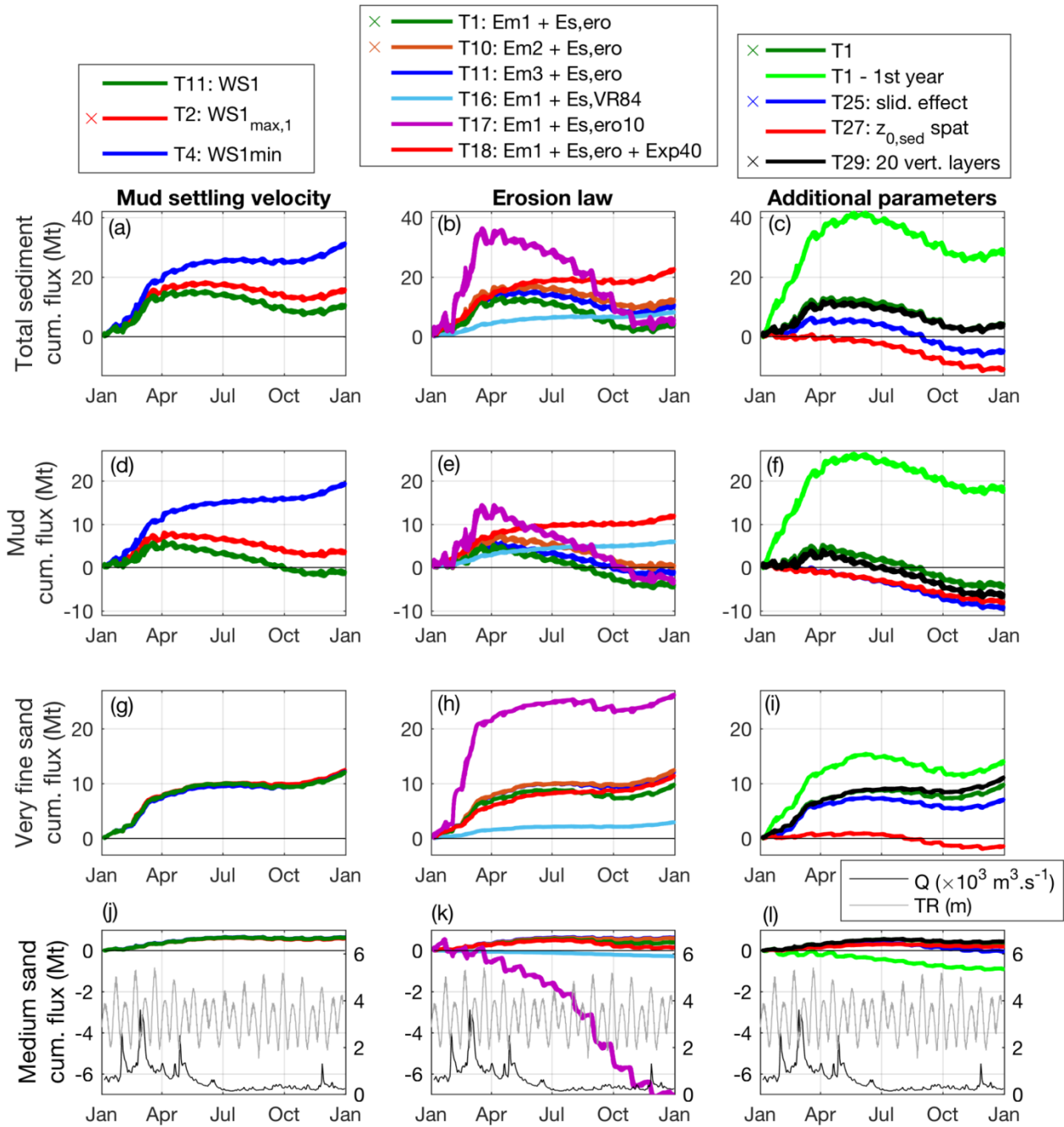


Figure III-11 Time series of cumulative fluxes of (a, b, c) total sediment, (d, e, f) mud, (g, h, i) very fine sand ($d = 100 \mu\text{m}$) and (j, k, l) medium sand ($d = 400 \mu\text{m}$) associated with different parameterization including (a, d, g, j) mud settling velocity, (b, e, h, k) erosion law and (c, f, i, l) other sediment transport parameters. Fluxes are calculated at the estuarine mouth across the red-line section illustrated in Figure III-2a: positive fluxes indicate sediment import into the estuary and negative fluxes indicate sediment export towards the continental shelf. Very good performers are identified in the legend by \times . (j, k, l: right axis) Time-series of the Garonne and Dordogne river flow (black line, $\times 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and tidal range at the mouth (gray line).

4.1. Mass flux dynamics at the mouth

Both the river seasonal dynamics and neap/spring cycles significantly modulate sediment transport between the estuary and the adjacent continental shelf (Figure III-11). By changing the sediment model parameterization, the relative contribution of these forcings to sediment fluxes is more or less pronounced, thus altering the direction and magnitude of the residual sediment mass flux.

In the baseline run (T1, Figure III-11 middle vertical panels: green line), residual total sediment fluxes over one year are directed up-estuary. Total sediment fluxes are flood directed during the high river flow season due to both estuarine circulation and tidal pumping. This up-estuary mass flux is partly compensated during low river flow by down-estuary fluxes, as sediment is flushed out of the estuary.

The mud and sand dynamics at the mouth are relatively different. However, unlike sands, the residual flux of mud over one year is negative, indicating a net export. As described by Castaing and Allen (1981) and revealed by the simulated residual flow (Figure III-12a), during high river discharge, the stratification is enhanced and the baroclinic-induced circulation becomes the main trapping mechanism: the sediment accumulates in the lower estuary where the ETM and the head of the salt intrusion are located. However, during spring tides, large amounts of sediments are injected in the upper part of the water column and are likely to be exported to the shelf by the surface seaward density-induced surface outflow (Figure III-12c). This phenomenon is illustrated on the cumulated fluxes in Figure III-11b by decreasing steps, particularly at the end of March during periods of high river flow and strong spring tides combined. Such a behavior is particularly evident for mud fluxes, as mud is more likely to reach the upper part of the water column than sands. It is easily readable for T17 (pink line, Figure III-11b and e) because the erosion flux is multiplied by 10. In contrast, during neap tides, the reinforced stratification strengthens the up-estuary baroclinic circulation, driving strong import of sediment into the estuary (Figure III-12d).

On the other hand, during low river flow, Castaing and Allen (1981) measured a net sediment flux directed seaward during spring tides. Such seaward fluxes are limited to the upper part of the water column during mean and neap tides, with near-bed residual fluxes directed landward. In Figure III-12b, the simulated residual currents also reveal that the stratification is weaker during the dry season, leading to a reduced density circulation. Vertical profiles of velocity and SSCs tend to be more homogeneous and, as sediments reach the near-surface area during spring tides, they are more likely to be exported seaward (Figure III-11 middle vertical panels). Again, this is readable from the baseline run and emphasized for T17 (pink line, Figure III-11 middle vertical panels). During mean and neap tides however, sediments, and particularly sands and gravels, are transported up-estuary with near-bottom currents. This leads to a residual import of sand and gravel into the estuary over the year and a substantially accretive lower estuary.

4.2. Sensitivity to sediment transport key parameters

The sensitivity of the simulated sediment flux to the model parameterization is illustrated in Figure III-11 for a selection of tests representing the flux variability observed across all tests. This sensitivity is also illustrated in Figure III-13 (upper panels), where the mean annual residual fluxes at the mouth are illustrated, regardless of the model run performance previously described. In addition, annual absolute fluxes are computed as the cumulative sum of the absolute value of instantaneous fluxes (Figure III-13, lower panels). It mostly provides knowledge about the intensity of the sediment mass dynamics at the mouth, regardless of the

direction, and reveals that small residual transport values can result from strong absolute dynamics. Subsequent “compensated” (*i.e.* residual) fluxes associated with tidal, neap/spring and seasonal time scales may be highly energetic and drive large mass exchanges between the estuary and the continental shelf. For instance, the annual residual flux for mud is lower than the one for very fine sand (see Figure III-13b); however, its annual absolute value is drastically larger (see Figure III-13e), illustrating the contrasted sediment exchanges at the estuary mouth. Figure III-13 also highlights that finer particles fluxes are the most dynamic and are responsible for most of the total sediment fluxes.

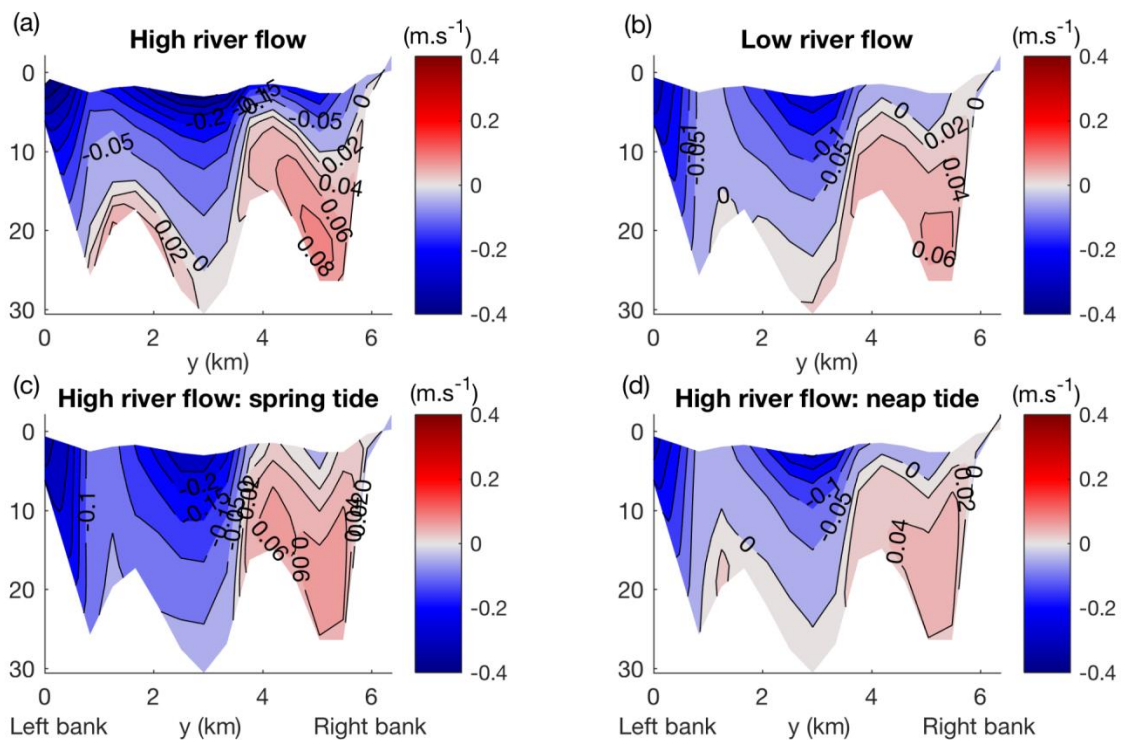


Figure III-12 Residual velocities at the estuarine mouth through the red-line cross-section illustrated in Figure 2a (positive up-estuary, vertical reference: mean sea level). Average over a neap/spring cycle during periods of (a) high river flow and (b) low river flow. Average during high river flow during (c) spring tide and (d) neap tide periods of 7 days.

4.2.1. Mud settling velocity

Similarly to Figure III-9 (top panels) for SSC, the simulated sediment fluxes are more sensitive to changes in $w_{s,min}$ than $w_{s,max}$. Increasing $w_{s,min}$ leads to an increase in mud import into the estuary because the mud settles more quickly and is more likely to be transported near the bottom where the residual current velocities are directed up-estuary (Figure III-12). It also limits the variations associated with river flow and the net export of sediment during low river flow. In contrast, a lower maximum mud settling velocity (test T2) also reduces the net export of particles during low river flow, ending up in a flood-directed residual mud mass flux after one year, given the other assigned parameters.

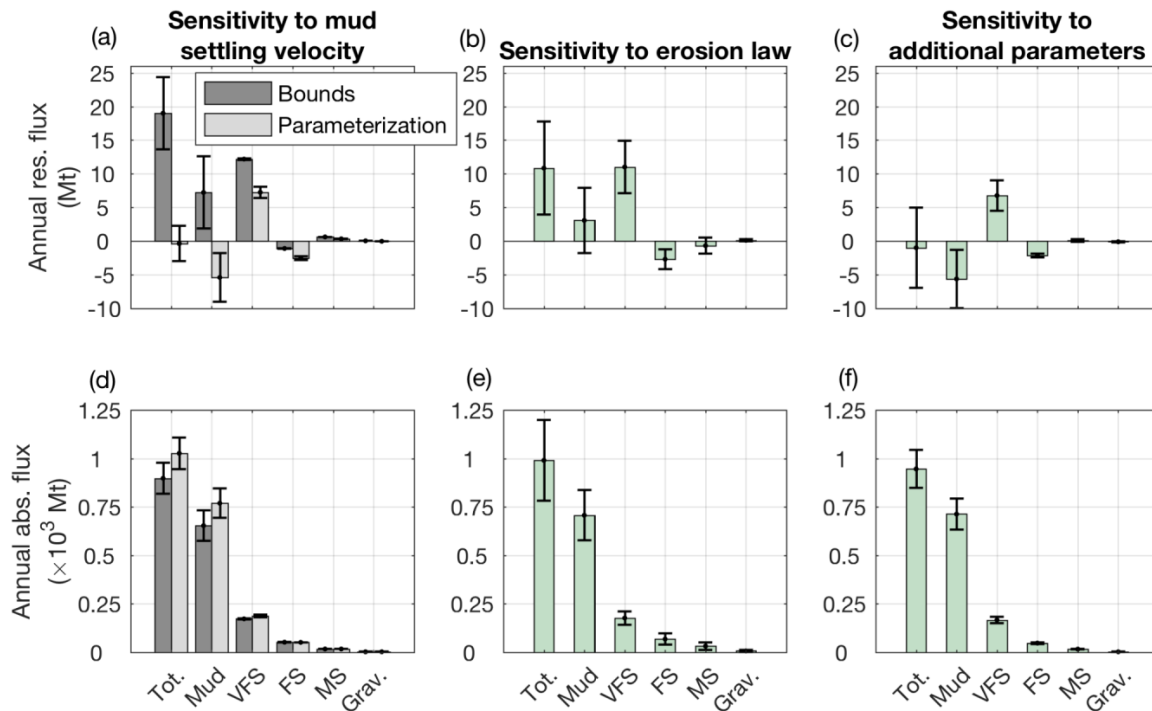


Figure III-13 (top) Annual residual fluxes and (bottom) annual absolute fluxes of total sediment (Tot.), mud, very fine sand (VFS), fine sand (FS), medium sand (MS) and gravel (Grav.) through the mouth for: (a, d) tests on mud settling velocity limits (dark gray) and Van Leussen's law parameterization (light gray), (b, e) tests on erosion law and (c, f) tests on additional parameters. Bars indicate mean values for the corresponding sediment class and test category, and brackets represent the associated standard deviations.

The sensitivity of the simulated sediment flux to the mud settling velocity is illustrated in Figure III-13 (left panels), where they are divided by tests on $w_{s,mud}$ limits and on Van Leussen's law parameterization (dark and light gray, respectively). Changing the mud settling velocity mostly impacts the simulated mud fluxes, but does not significantly impact the dynamics of non-cohesive classes (see brackets in Figure III-13a, ± 5.0 Mt for mud, ± 0.8 Mt for very fine sand). Considering that the prescribed erosion laws are different between the two groups, no further conclusion can be drawn from the mean values of the annual residual fluxes, which are significantly different. However, the standard deviations, illustrated by brackets in Figure III-13, show that the simulated residual fluxes are more sensitive to the minimum and maximum settling velocity value than to the parameterization of Van Leussen's equation.

4.2.2. Erosion law

Increasing the mud erosion parameter (T10) tends to enhance the total sediment up-estuary residual flux, as more sediments are resuspended and transported with the baroclinic up-estuary circulation. This reveals that modifying the mud erosion law strongly affects total sediment fluxes by modifying both mud and sand fluxes at the mouth (Figure III-11e, h and k). This is similar with the pure sand erosion law: decreasing the pure sand erosion flux, by changing the transitional trend or the sand erosion parameter (T16 and T18), or increasing it (T17) significantly impacts both mud and sand mass fluxes. Besides, decreasing the erosion flux also limits the influence of seasonal and neap/spring signals on sediment flux dynamics while reducing the erosion flux.

Although the tendencies could have been different with other baseline parameters (*e.g.* a different settling velocity parameterization) or tested values, the residual mud fluxes are directed up-estuary in tests with limited erosion fluxes and offshore in the other tests (Figure III- 11e). Lower erosion flux is likely to change the spatial redistribution of the available sediments. Both situations could lead to fewer particles reaching the upper part of the water column and, then, to a reduction of the seaward surface flux when the density circulation is well developed. There is a residual import of very fine sand for all tests on erosion law (Figure III- 11h). Increasing the sand erosion flux drastically increases the import of very fine sand up-estuary during periods of high river flow, resulting from the reinforced up-estuary baroclinic circulation. For the coarser sand dynamics, the residual mass flux for a stronger sand erosion flux is directed seaward. This is mostly driven by strong export during spring tides (Figure III-11k), and particularly during low river flow, as already inferred from measurements by Castaing and Allen (1981). The different behaviors between the very fine and medium sands, resulting in opposite residual flux directions for a larger sand erosion flux, highlight the complex interactions between tidal current asymmetries and critical shear stress for erosion, which differs for each sediment class. Besides, the Figure III-12 shows strong horizontal velocity gradients, which could play a significant role in sediment mass fluxes, as the suspended sediment nature is possibly different between the left and the right bank due to the presence of both the Saintonge (near the right bank) and the main navigation channels. However, it is beyond the scope of this study to further describe the lateral behavior of the sediment fluxes (McSweeney et al., 2016; Ross et al., 2017; Ross et al., 2019).

Changing the erosion law mostly impacts residual mud and very fine sand fluxes (± 4.8 Mt and ± 3.9 Mt respectively, Figure III-13b), which fluxes are the most dynamic. It has a small impact on the simulated coarser sands fluxes (± 1.5 Mt for fine sand and ± 1.2 Mt for medium sand). Both residual and absolute mud fluxes are very sensitive to the prescribed erosion law, thus revealing the sensitivity of mud dynamics to the mud class parameterization as well as the sand dynamics. It also highlights that, given the variability in the simulated fluxes at the mouth, it is crucial to calibrate the erosion law thoroughly.

4.2.3. Additional sediment transport parameters

Sediment fluxes are significantly larger in the first year of simulation, as the model redistributes the sediment classes over the domain (Figure III-11 right panels, T1 and T1-1st year). The Gironde Estuary mouth is a highly energetic area (tidal current velocities $> 1.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) where particles are eroded and, during high river flows, transported into the estuary where they are trapped on intertidal banks. The simulated dynamics is similar for total sediment and non-cohesive classes during the two simulated years, but sediment fluxes are weaker after one year of spin-up. Mud fluxes are flood-directed during high river flow and ebb-directed during the dry season. However, after one year of spin-up, the residual net transport is reversed compared to the first year. There is a residual export of mud at the end of the reference year, while mud was significantly imported into the estuary during the spin-up year. This is explained by the adjustment of the model to a mud-dominated environment in the estuary and a sand-dominated environment on the continental shelf.

Adding the sediment sliding process (T1 vs T25) reverses the up-estuary transport of mud during high river flow. Sediments trapped on the lateral banks slide into the channel where they are resuspended and transported out of the estuary with the net seaward estuarine surface circulation.

The net mud transport at the mouth behaves differently compared to the baseline run for a spatialized skin roughness length varying between 3×10^{-6} and 5×10^{-5} mm, while it was set at 1×10^{-4} for other simulations (T1 vs T27). As expected and already inferred from

Figure III- 9 (j, k), reducing the skin roughness length strongly decreases SSC values and considerably impacts the fluxes at the mouth. The mud flux is directed offshore throughout the year. Similarly, fluxes of very fine sand are significantly different from the baseline run with residual fluxes directed offshore. A lower $z_{0, sed}$ results in lower bed shear stresses and erosion flux and weaker suspended sediment dynamics. Thus, both tidal pumping, induced by asymmetrical currents along the estuary, and the gravitational-induced transport are reduced.

Finally, the vertical stratification is better reproduced and the induced gravitational circulation more pronounced when the number of vertical layers is increased. Consequently, the residual export of mud to the shelf and the import of non-cohesive classes into the estuary are enhanced (Figure III-11 right panels).

4.3. Quantification of sediment flux uncertainties

A thorough quantification of model uncertainties associated with simulated fluxes is difficult to achieve as no observations are available for comparisons. In the previous section, the sensitivity of simulated sediment fluxes to various sediment transport parameters was discussed. The finest particle classes, and especially the mud class, are the most sensitive to changes in sediment transport parameters (up to ± 130 Mt standard deviation for absolute fluxes considering changes in the erosion law, Figure III-13e). The large discrepancies identified in this study, therefore, highlight the need for quantifying model prediction uncertainties.

Based on the SSC model performances (instantaneous values) described in section 3.3.4, model runs are classified as “very good performers” (normalized $RMSE \leq 0.85$) or “good performers” (normalized $RMSE \leq 1$). Tests identified as “poor performers” (*i.e.* with a normalized $RMSE > 1$; 11 of the 29 tests) were set apart and not discussed further. It is important to note that the group of “good performers” (18 tests) also includes the “very good performers” (11 tests identified in Figure III-10c). The resulting uncertainties associated with model performance are illustrated in Figure III-14 using time series of cumulative mean fluxes and their associated standard deviations. Results for total sediment, mud and “sand and gravel” fluxes, the latter including the four non-cohesive classes (3 sands and 1 gravel), are represented separately.

The computed uncertainty related to sediment transport model parameterization can be evaluated using the standard deviation associated with equifinal parameter sets. Uncertainties for very well and well-performing simulations are shown in Figure III-14 and summarized below:

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Total sediment flux} = 0.4 \pm 4.4 \text{ Mt for } RMSE \leq 0.85 \text{ and } 3.4 \pm 6.8 \text{ Mt for } RMSE \leq 1 \\ \text{Mud flux} = -7.0 \pm 3.3 \text{ Mt for } RMSE \leq 0.85 \text{ and } -4.0 \pm 4.9 \text{ Mt for } RMSE \leq 1 \\ \text{Sand and gravel flux} = 7.3 \pm 1.9 \text{ Mt for } RMSE \leq 0.85 \text{ and } 7.4 \pm 2.4 \text{ Mt for } RMSE \leq 1 \end{array} \right.$$

The mean total sediment residual fluxes for both groups of tests are significantly different (0.4 and 3.4 Mt for very good performers and good performers, respectively), as well as the associated standard deviations (4.4 and 6.8 Mt, respectively, Figure III-14a), with a larger dispersion of residual fluxes for good performers. The same behavior is observed for mud residual fluxes (4.9 Mt for “good performers” vs 3.3 Mt for the very good ones, Figure III-14b), as well as for “sand and gravel” fluxes (2.4 Mt vs 1.9 Mt, respectively, Figure III-14c). This means that smaller SSC simulation errors also decrease the dispersion of residual sediment fluxes.

Mud export at the mouth (-7 ± 3.3 Mt) is large compared to the fluvial mud import within the estuary (around -1.5 Mt), meaning that there is no direct balance between estuarine

mud export and fluvial mud import. Therefore, some parts of the estuary act as sediment sources.

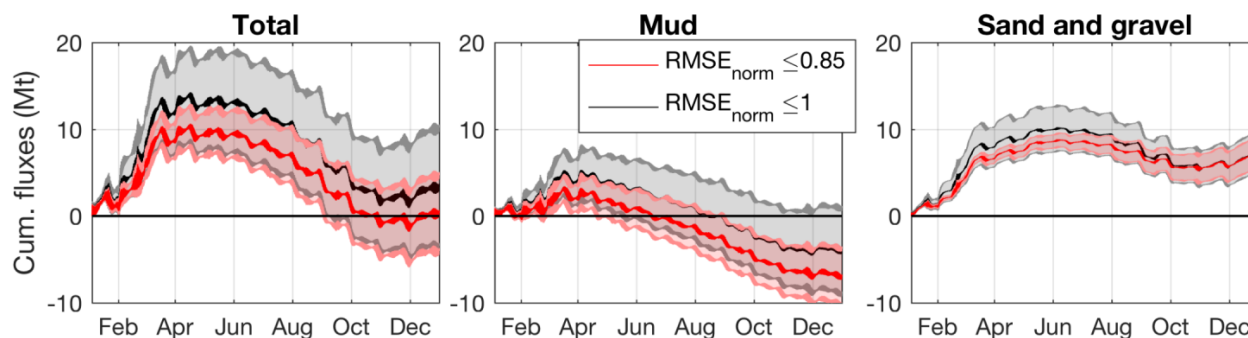


Figure III-14 Cumulative mean fluxes of (a) total sediment, (b) mud and (c) sand and gravel classes and their associated standard deviations for the “very good performers” (red) and for the “good performers” (black), characterized by a normalized RMSE ≤ 0.6 and ≤ 1 , respectively. The total vertical shaded area represents the computed standard deviations, centered on the mean value

4.4. Discussion

Calibration is a necessary step when using complex numerical modeling, in order to ensure confidence in model results. In particular, model predictive skills and ability to reproduce real system behavior needs to be assessed in order to ensure the model’s ability to provide additional understanding of system behavior. Numerous parameterization tests are usually necessary to achieve this process and to select the best parameter set. Based on these performed runs, this study goes beyond the classical calibration and validation phase and provides additional information on system and model behavior.

Model results revealed the importance of running a spin-up period before the analysis. Because the sediment initial distribution is set as uniform, the model needs a period of adjustment in order to reach a (quasi)-equilibrium state through the redistribution of the sediment coverage. The duration of the spin-up period depends on the system under study and the model parameterization. In this study, a spin-up period of one year was considered for the sediment transport model, as the available computational facilities allowed it (about 24 hours computation is needed for one-year simulation). Moreover, the comparison of sediment fluxes after one and two-year spin-up demonstrated that one year of spin-up is sufficient to reach a near dynamic equilibrium state (see Figure G.1 and details in Appendix G).

While the calibration process is a necessary step and helps to identify the most performant parameter sets, the sensitivity analysis revealed that a better reproduction of surface SSCs contributes to reduce uncertainties on simulated fluxes at the mouth and to lower uncertainties on the prediction of both mud and “sand and gravel” fluxes. Interestingly, reducing the error on SSC simulations tends to emphasize the difference between mean residual mud and “sand and gravel” fluxes (-7.0 and 7.3 Mt, respectively for very good performers vs -4.0 and 7.4 Mt for good performers, Figure III-14), while the mean residual fluxes of the “sand and gravel” class is stable for good and very good performers (7.4 vs 7.3 Mt, respectively). However, quantifying the uncertainty associated with very good performers revealed a dispersion around the mean value of about 93% for mud and 51% for sand and gravel classes together. This suggests that the calibration/validation approach is incomplete: using surface SSC measurements to calibrate a numerical sediment transport model mostly focuses on improving the simulated mud dynamics, as non-cohesive classes have a higher settling velocity and are unlikely to reach the upper part of the water column.

The first step towards improvement could be to use bottom SSCs or sand transport rate measurements to evaluate the model's performances in order to catch bottom suspended dynamics and vertical gradients. Besides, the equifinal parameter sets characterized in this study are mainly due to a lack of validation data, which are not representative of the complexity of the simulated physical processes. Equifinality could be mitigating during calibration by using laboratory measurements of mud settling velocity or critical shear stress.

Analyzing the sediment dynamics at the mouth, as revealed by the simulated fluxes, highlights a residual export of mud towards the shelf and an import of sand into the estuary, which identified the lower estuary as an accretion area. Similar dynamics have been assessed in the past (Mallet et al., 2000). Residual currents were in agreement with the simulated behavior, with a flood-dominated lower part of the water column and an ebb-dominated upper part. Besides, the presence of shell fragments in the sedimentary facies of the lower estuary, upstream of the outer estuarine boundary, also corroborates a substantial import of marine sand into the estuary in this area (Kapsimalis et al., 2004). Only a qualitative validation of the sediment budget is possible due to the large uncertainties associated with estimating *in-situ* fluxes. Castaing and Jouanneau (1987) estimated mud fluxes at the shelf around about 1.5 Mt.yr^{-1} , which is lower than the mean residual fluxes simulated with the best model runs in the present study ($7.0 \pm 3.3 \text{ Mt.yr}^{-1}$). However, this estimation is questionable and must be considered with care, because it was obtained by spatially and temporally extrapolating a fixed measurement over one tidal cycle. A similar model tendency to overestimate the exported mud mass between the Gironde Estuary and the shelf has already been experienced in previous studies (van Maanen and Sottolichio, 2018).

A further detailed analysis of the model sensitivity to depositional setting may prove meaningful as it appears from this study that deposition rates may be too large compared to horizontal transport. Lower deposition fluxes may result in higher SSC levels for higher settling velocities as horizontal transport may become dominant. Besides, residence times are not discussed further in this work, because it is beyond the scope of this sensitivity analysis and uncertainty quantification. Yet, they would be crucial to understand better the fate of contaminants in a fluvial-estuarine-shelf system. For instance, residence times could be investigated by tracing sediment particles within the sediment model and analyzing their dynamics.

Model results also revealed a strong seasonal variability of the sediment fluxes at the mouth. For mean residual fluxes of very good performers (Figure III-14a), about 10 Mt of sediments are imported into the estuary over the three months of high river flow, while a total of six months of low river flow are necessary to flush this sediment out of the estuary. Another interesting feature highlighted in this study is the larger up-estuary transport through the mouth during high river flow. It seems to contradict the expected effect of high river flow (shifting the ETM seaward and flushing more sediments offshore), although the same behavior was simulated by Schulz et al. (2018) for the Seine Estuary. While more fine sediment is exported at the surface in the turbid plume, the up-estuary transport dominates due to a stronger stratification during high river flow, which has the effect of strengthening the estuarine baroclinic circulation. Little was known of this behavior in the system under study so far and it would be interesting to investigate it in more detail using field measurements.

5. Conclusions

Based on a three-dimensional realistic process-based hydro- and sediment dynamic model of the Gironde Estuary (France), the influence of sediment transport key parameters on sediment

transfers between a macrotidal estuary and the adjacent continental shelf were investigated. Sensitivity tests were carried out to quantify model uncertainties on mud and sand fluxes along the land-sea continuum.

Comparing model outputs with observations revealed that the model accurately reproduces water levels, currents and salinity fields on semi-diurnal to annual time scales. High-frequency SSC measurements in the estuary were compared with sediment transport model outputs and used to study mud and sand suspended dynamics on seasonal to annual time scales. It was found that the model reproduced the observed sediment dynamics reasonably well, despite an underestimation of suspended concentrations during low river flow in the ETM area.

To investigate the influence of model parameterization on simulated sediment dynamics, a sensitivity analysis was conducted taking into account changes in key sediment parameters such as mud settling velocity, erosion law and skin roughness length. For this purpose, a total of 29 simulations of two years each were performed. Based on model skills to reproduce SSCs and following an equifinality approach, these numerical tests were classified into two groups of very good and good performers to further study their influence on simulated sediment fluxes at the estuary mouth.

Both estuarine circulation and tidal pumping induce residual up-estuary fluxes of sediment at the mouth, compensated by significant seaward fluxes during spring tides and low river flow, in agreement with previous studies. However, the relative contribution of neap/spring and river flow forcing to sediment transfers is more or less emphasized depending on the sediment model parameterization. First, it was found that performing a one-year spin-up simulation before the analysis is of major importance to ensure the relevance of the sediment model results in terms of both suspended dynamics and fluxes at the mouth. As expected with a sediment transport model accounting for mud and sand mixtures, the mud class is the most dynamic in terms of exchanges with the open ocean, further assessing the importance of quantifying these fluxes as well as residence times, in case of contamination by pollutants.

Considering the parameter sets of the very-good-performer group, the quantification of the uncertainties associated with annual residual fluxes revealed a dispersion of about 93% for mud and 51% for sand and gravel classes together. A first step to improve the simulation of sediment fluxes is to use bottom measurements to compare with modeled SSCs. In doing so, the model's ability to reproduce suspended sand concentrations, as well as SSC vertical gradients and changes in bed composition, would be included in the validation process. Moreover, using data measured at the exact same location as the cross-section used in this study would be ideal for assessing model performances. A further key point is the thorough quantification of sediment fluxes along the estuary cross-sections. Such field measurements are difficult to collect but would be very useful to further constraint the model parameterization and assess its ability to reproduce realistic sediment exchanges in estuaries.

These uncertainties are depending on the tested parameter sets and their range of variation. The "real" uncertainties are likely to be larger, as some processes characterizing sediment models were not investigated (*e.g.* the deposition flux formulations). However, as most of the estuarine sediment transport processes and patterns occur in the study area and were implemented in the model, the results of the present work, including sediment dynamic responses and uncertainties associated with the key sediment transport parameters, can be reliably extrapolated to other estuarine systems with similar characteristics.

Acknowledgments

This work has been done as part of the AMORAD project and received a state aid managed by the Agence Nationale de la Recherche (ANR) under the program Investissements d'avenir (AMORAD-ANR-11-RSNR-0002). We warmly thank Florent Lyard and Damien Alain (UMR LEGOS, Toulouse, France) for the development of the curvilinear mesh tool POCVIP and their technical support for configuring the curvilinear grid used in this study. Finally, we also would like to thank Sabine Schmidt (UMR EPOC, Bordeaux, France) for providing the MAGEST data (data are available on www.magest.u-bordeaux1.fr).

Table III-1 Sediment model parameters and performances for the 29 simulations

Test	Mud setting velocity	$E_{0,mud}$	$E_{0,sand}$	Transition	Sliding effect (%)	$z_{0,sed}$	Other param.	B^*	$RMSE^*$	$RMSE$
								Pau.	Pau.	Pau.
T1	WS1	Em1	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.35	-0.77	0.85
T2	WS1max,1	Em3	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.29	-0.77	0.82
T3	WS1max,2	Em6	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.71	-0.76	1.04
T4	WS1min	Em3	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-1.02	-0.76	1.27
T5	WS2	Em6	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.66	-0.76	1.00
T6	WS3	Em6	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.62	-0.77	0.99
T7	WS4	Em6	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.64	-0.76	0.99
T8	WS5	Em6	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.33	-0.77	0.83
T9	WS6	Em6	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.70	-0.77	1.04
T10	WS1	Em2	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.25	-0.77	0.81
T11	WS1	Em3	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.41	-0.78	0.88
T12	WS1	Em4	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.69	-0.76	1.03
T13	WS1	Em5	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.79	-0.77	1.10
T14	WS1	Em6	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.64	-0.76	0.99
T15	WS1	Em7	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	/	-0.76	-0.77	1.08
T16	WS1	Em1	Es,VR84	Linear	0	1×10^{-5}	/	-1.11	-0.77	1.35
T17	WS1	Em1	Es,ero10	Linear	0	1×10^{-5}	/	0.33	-0.93	0.98
T18	WS1	Em1	Es,ero	Exp40	0	1×10^{-5}	/	-0.82	-0.75	1.12
T19	WS1	Em1	Es,ero	Lin. + fmcr1 max 20%	0	1×10^{-5}	/	-0.35	-0.77	0.84
T20	WS1	Em1	Es,ero	Exp40 + fmcr1 max 20%	0	1×10^{-5}	/	-0.86	-0.76	1.15
T21	WS1	Em1	Es,ero10	Exp40	0	1×10^{-5}	/	-0.38	-0.79	0.88
T22	WS1	Em1	Es,ero	Linear	15	1×10^{-5}	/	-0.19	-0.78	0.81
T23	WS1	Em1	Es,ero	Linear	30	1×10^{-5}	/	-0.15	-0.79	0.80
T24	WS1	Em1	Es,ero	Linear	50	1×10^{-5}	/	-0.15	-0.81	0.82
T25	WS1	Em1	Es,ero	Linear	100	1×10^{-5}	/	-0.19	-0.82	0.84
T26	WS1	Em1	Es,ero	Linear	0	5×10^{-5}	/	-0.52	-0.76	0.92
T27	WS1	Em1	Es,ero	Linear	0	Spat.	/	-0.74	-0.76	1.06
T28	WS1	Em1	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	Initial deposited fluid mud	-0.34	-0.77	0.84
T29	WS1	Em1	Es,ero	Linear	0	1×10^{-5}	20 vertical layers	-0.24	-0.78	0.82

Appendices

A. Hydrodynamic model description

The computed bottom orbital wave velocity U_w is used to calculate the wave-induced bed shear stress as $\tau_w = \frac{1}{2}\rho f_w U_w^2$ (Jonsson, 1967) with $\rho = 1025 \text{ kg.m}^{-3}$ the water density and $f_w = 0.015$ the wave friction parameter. The current-induced bed shear stress is expressed as $\tau_c = \rho u_*^2$ where u_* is determined from the turbulent boundary layer theory

$$u(z1) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z1}{z_{0, sed}}\right)$$

with $u(z1)$ the current velocity at mid-elevation of the bottom cell and $z_{0, sed}$ the skin bottom roughness length.

The total bed skin shear stress is expressed as a combination of the current- and wave-induced bed shear stresses (Soulsby, 1997) as follow:

$$\tau = [(\tau_{cw} + \tau_w |\cos \Phi|)^2 + (\tau_w \sin \Phi)^2]^{1/2}$$

with Φ the angle between the current and the orbital wave velocities and τ_{cw} the current-induced bed shear stress influenced by waves expressed as:

$$\tau_{cw} = \tau_c \left[1 + 1.2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3.2} \right].$$

B. Erosion law parameterization

The sediment behaves as non-cohesive sediment below a first critical mud fraction (f_{mcr1}) and the prescribed erosion regime follows the formulation of pure sand erosion. The critical shear stress for pure sand erosion $\tau_{ce, sand}$ is determined following the Shields criteria formulated by Soulsby (1997). The sand erosion rate formulation $E_{0, sand}$ was derived from erodibility measurements (Le Hir et al., 2008) and reads:

$$E_{0, sand} = \tau_{ce, sand}^{n_{sand}} \min(0.27, 10^3 \langle d_{50, sand} \rangle - 0.01) \quad (\text{B.1})$$

with $\langle d_{50, sand} \rangle$ the weighted mean diameter of sand classes in the surficial layer and $n_{sand} = 1.6$. This formulation is later referred as ‘‘Erodinetre formulation’’ or ‘‘Es,ero’’.

Above a second critical mud fraction f_{mcr2} (typically 0.7, Le Hir et al. (2011)), a cohesive erosion behavior is defined. In this case, the typical n_{mud} exponent is set to 1, thus prescribing a linear erosion flux formulation (Le Hir et al., 2011; Mengual et al., 2017; Grasso et al., 2018; Schulz et al., 2018; van Maanen and Sottolichio, 2018) and the mud erosion rate $E_{0, mud}$ is set at a constant value (see section 2.3.2.2 and Appendix D for details on prescribed value). The critical shear stress for pure mud is considered varying with the consolidation state of the sand-mud mixture that is assumed to be represented by the relative mud concentration C_{relmud} (Waeles et al., 2008; Le Hir et al., 2011). A classical power law is adopted:

$$\tau_{ce, mud} = x_1 C_{relmud}^{x_2} \quad (\text{B.2})$$

where x_1 and x_2 are calibration parameters.

For a transitional content of mud ($f_{mcr1} > f_m > f_{mcr2}$), an interpolation method is prescribed between non-cohesive and cohesive behaviors. Based on literature and experimental works (Panagiotopoulos et al., 1997; van Ledden et al., 2004; Le Hir et al., 2008), the erosion-related parameters are interpolated from the two previously described

erosion laws (*i.e.* pure sand or pure mud) following a transition trend that has to be specified (see section 2.3.2.3 and Appendix D).

C. Mud settling velocity sensitivity tests

Minimum and maximum baseline values (test T1) are set at $w_{s,min} = 1 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, $w_{s,max} = 2 \times 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ and the effect of salinity is considered for all tests (not considered by Grasso et al. (2018)).

The sensitivity to the weight of the suspended mud concentration C_{mud} in the $w_{s,mud}$ calculation is first studied by changing c_1 and c_2 parameters in eq. 1 (Figure C.1a and Table C.1). Its contribution is alternatively reduced (e.g. formulation WS3 where the c_2 exponent is set to 1 instead of 0.79 in WS1 parameter set) and increased (e.g. formulation WS2, where c_1 is multiplied by 2 compared to WS1) compared to the baseline parameters. By drastically reducing c_1 while increasing both c_2 and the maximum $w_{s,mud}$ value, the resulting mud settling velocity is significantly lowered with the WS5 parameterization (derived from Thorn and Parsons (1980) calibration parameters, without accounting for the hindered settling regime), compared to the baseline parameterization.

The minimum and maximum bounds of w_s are also varied (Table C.1 and Figure C.1 a, green plain and dashed lines): compared to WS1, the minimum value is multiplied by 5 (test WS1_{min}), which contributes to speed up the mud settling, and the maximum value is either divided by 2 (test WS1_{max,1}) or multiplied by 1.3 based on the Thorn and Parsons (1980) observed maximum value (test WS1_{max,2}).

Moreover, the effect of turbulence to the mud settling velocity calculation is studied. The a and b parameters (eq. 1) associated with shear rate G contribution are either set at 0.3 and 0.18 respectively, based on calibration values of Grasso et al. (2018), or set to 0 in order to neglect turbulence effect on flocculation (tests WS5 and WS6, Figure C.1 b and Table C.1).

Table C.1 Tested parameters of eq. 1 associated with the mud settling velocity

		c_1	c_2	a	b	$w_{s,min} \text{ (m.s}^{-1}\text{)}$	$w_{s,max} \text{ (m.s}^{-1}\text{)}$
WS1	Grasso et al. (2018)	0.003	0.79	0.3	0.18	1×10^{-4}	2×10^{-3}
WS1_{min}		0.003	0.79	0.3	0.18	5×10^{-4}	2×10^{-3}
WS1_{max,1}		0.003	0.79	0.3	0.18	1×10^{-4}	1×10^{-3}
WS1_{max,2}		0.003	0.79	0.3	0.18	1×10^{-4}	2.6×10^{-3}
WS2		0.006	0.79	0.3	0.18	1×10^{-4}	2×10^{-3}
WS3		0.003	1	0.3	0.18	1×10^{-4}	2×10^{-3}
WS4		0.006	1	0.3	0.18	1×10^{-4}	2×10^{-3}
WS5	Thorn and Parsons (1980)	0.000513	1.29	0	0	1×10^{-4}	2.6×10^{-3}
WS6		0.003	0.79	0	0	1×10^{-4}	2.6×10^{-3}

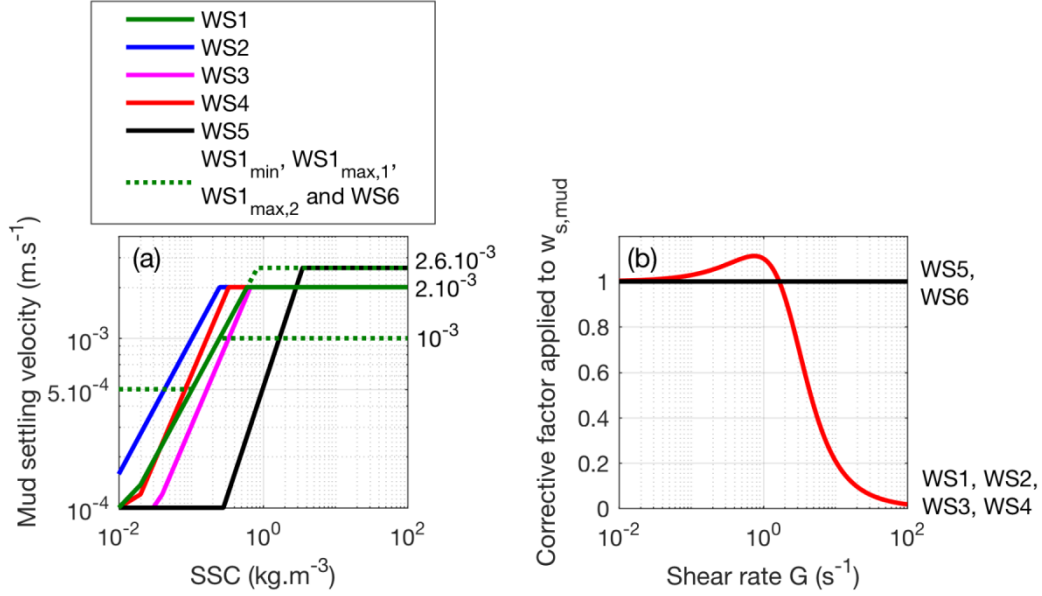


Figure C.1 (a) Mud settling velocity as a function of the mud concentration: plain lines represent variations of c_1 and c_2 parameters in eq. 1 and dashed green lines illustrate variations of minimum and maximum values ($w_{s,min}$ and $w_{s,max}$, respectively). (b) Corrective factor applied to the mud settling velocity associated with the shear rate.

D. Erosion law sensitivity tests

Non-cohesive sediment behavior

Regarding the sand erosion flux parameter, the formulation from van Rijn (1984) denoted as “Es,VR84”, also based on flume experiments, is tested (Figure D.1 a). It reads

$$E_{0,sand} = 0.000005 \rho_s \left(\frac{(s-1)^{0.6} g^{0.6} d_{50,sand}^{0.8}}{\nu^{0.2}} \right) \quad (D.1)$$

$s = \rho_s/\rho$ the relative density, ρ_s the sediment density (kg.m⁻³), g the gravity acceleration (m.s⁻²) and ν the fluid kinematic viscosity (m².s⁻¹). The coefficient in eq. D.1 is different from the one originally prescribed by van Rijn (1984) as the reference height considered for the erosion and deposition flux computation in our model is different from the one he used. It should also be noted that the flume experiments conducted by van Rijn (1984) were performed with low flow conditions in the range 0.5-1.5 m.s⁻¹. A modified sediment pick-up function has recently been formulated by van Rijn et al. (2019) to extend the validity scope of the formulation to higher velocities (1.5 to 6 m.s⁻¹) and to a wider range of sand diameters, but it has not yet been implemented and tested in this study.

Cohesive sediment behavior

The critical shear stress for mud erosion ($\tau_{ce,mud}$) is strongly related to the sediment consolidation state (eq. B.2). Variations in $\tau_{ce,mud}$ modify both the initiation of motion threshold and the quantity of suspensions. Therefore, it is likely that the induced effect on SSC and on sediment fluxes is not proportional to the changes in the $\tau_{ce,mud}$ value. The baseline parameterization for pure mud erosion law is based on the calibration by Grasso et al. (2018) for the Seine estuary (Em1, Table D.1). Depending on the x_2 parameter (eq. B.2), a linear formulation was tested, associated with several values of x_1 parameter, as illustrated in Figure D.1 b and readable in Table D.1.

Table D.1 Tested parameters of eq. B.2 and the associated $E_{0,mud}$ for cohesive sediment erosion

		x_1	x_2	$E_{0,mud} (\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1})$
Em1	Grasso et al. (2018)	0.00001	2	0.0003
Em2		0.00001	2	0.002
Em3		0.003	1	0.002
Em4		0.006	1	0.002
Em5		0.009	1	0.002
Em6		0.003	1	0.0002
Em7		0.006	1	0.0002

Transitional behavior

For a transitional content of mud ($f_{mcr1} > f_m > f_{mcr2}$), two types of transition were tested: (i) a linear transition where the erosion-related parameters are linearly interpolated from the sand and mud erosion parameters (used as the baseline parameterization) and (ii) an exponential transition (Mengual et al., 2017). Both transition trends were applied to the three erosion-related parameters (*i.e.* τ_{ce} , E_0 and n) as a function of mud content (Figure D.1 c). A coefficient C_{exp} has to be defined to adjust the sharpness of the exponential transition and, as proposed by Mengual et al. (2017), a value of 40 was chosen in this study (referred to as Exp40, test T18, Table 1).

The beginning of transitional behavior was also tested. Le Hir et al. (2011) observed that this critical mud fraction (f_{mcr1}) linearly increases with the mean sand diameter and suggested, followed by Mengual et al. (2017), to express it as:

$$f_{mcr1} = \alpha_0 d_{50,sand}$$

The parameter α_0 was set to 1000 m^{-1} for the baseline parameterization leading to f_{mcr1} varying in the range 0.1-0.4 considering the sand classes prescribed in this work (see section 2.2.2). In order to study the impact of this critical parameter on sediment fluxes, a simulation was performed with f_{mcr1} maximized at 0.2 (denoted as “ $f_{mcr1} \text{ max } 20\%$ ”) (Figure D.1 c and test T19 in Table 1). The second critical mud fraction f_{mcr2} (above which a pure cohesive behavior is considered) is fixed at 0.7 based on Le Hir et al. (2011) and its influence on sediment fluxes has not been investigated. It should still be noted that for an exponential transition formulation, the f_{mcr2} parameter does not really act as a critical threshold anymore, given the abrupt transition (Figure D.1 c).

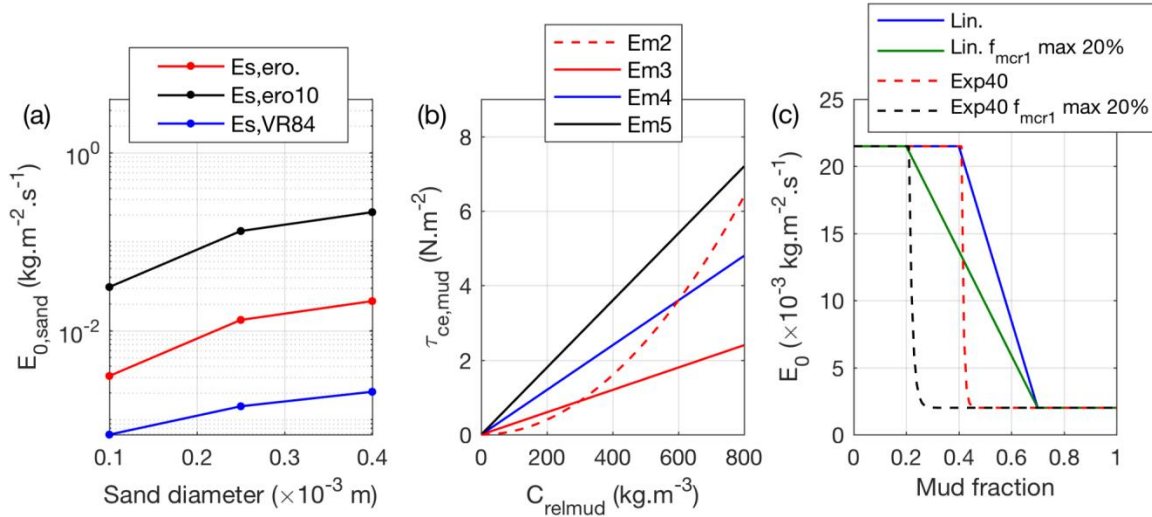


Figure D.1 (a) Different formulations of the erodibility coefficient for non-cohesive behavior $E_{0,sand}$ as a function of the sand diameters. (b) Critical shear stress for cohesive sediment erosion as a function of the relative mud concentration: variations of x_1 and x_2 values. (c) Variations of the erodibility parameter E_0 as a function of the surficial mud content for different transition trends for a given sand size of 400 μm .

E. Sensitivity tests for additional parameters

Sediment sliding process

In MARS3D, the sediment sliding process can be simulated by assigning a part of the deposition flux from one cell to the neighboring one based on the slope between the two cells. The amount of fresh deposit transported to a deeper adjacent cell depends on a prescribed percentage of the slope. The steeper the slope, the bigger the part of the deposition flux affected to the lower cell. In order to emphasize (or reduce) the contribution of this process, the prescribed percentage can be enhanced (or respectively lowered). This process enables to re-introduce suspended sediment in the deepest areas of the system (e.g. channels) when trapped on shallow areas (e.g. tidal flats). The baseline parameterization does not account for this process. However, for the purpose of following sensitivity analysis, several values of sliding parameter have been tested: 15%, 30%, 50% and 100% (Table 1).

Skin roughness in the bed shear stress computation

Following Nikuradse formulation $z_{0,sed} = \frac{k_s}{30}$ with $k_s = 3d_{50}$ the Nikuradse roughness coefficient, a skin bottom roughness constant value of 1×10^{-4} m corresponds to a mean grain size of 1 mm. Two other simulations were tested: a constant value of $z_{0,sed} = 5 \times 10^{-5}$ m, characterizing a mean grain size of 500 μm (test T26) and a spatially and time varying $z_{0,sed}$, based on the Nikuradse formulation and on the local mean grain size at each time step and in each cells (test T27).

Cross-sensitivity tests

As illustrated in Figure D.1 c, both the exponential transitional trend and the maximum value of f_{mcr1} were varied simultaneously in the T20 experiment, following recommendation from Mengual et al. (2017). Moreover, similarly to the approach proposed by van Maren and Cronin (2016) consisting in combining several parameter variations likely to have partly

compensating effects, another test was performed (T21, Table 1) where both the sand erosion constant was increased (“Es,ero10”) and the transitional behaviour was sharpened (“Exp40”). As illustrated in Figure D.1 c, considering an exponential transition trend leads to a strongly reduced erosion flux. Applying a large $E_{0,sand}$ (multiplied by 10) may compensate this effect on the suspended sediment dynamics and generate an equifinal parameter set.

F. Additional validation of the hydrodynamic model

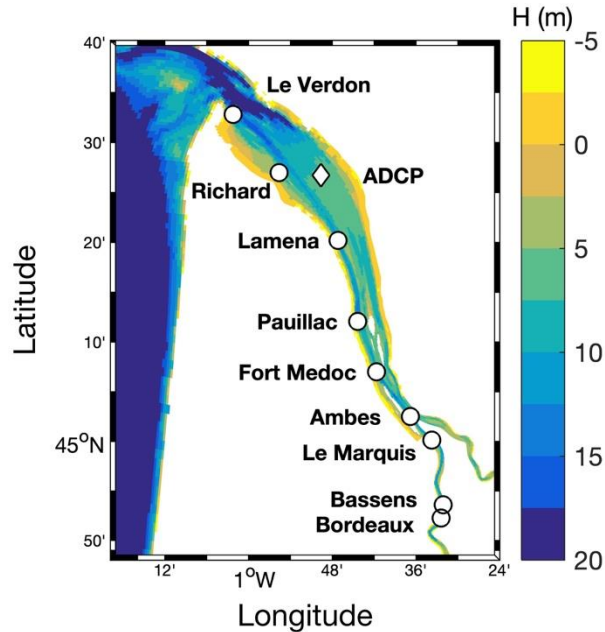


Figure F.1 Zoom on the estuary and its bathymetry (mean sea level chart datum). The white circles locate the measurement points for water level and the white diamond represents the ADCP location.

The simulated water levels were calibrated by adjusting the form roughness length parameter used in the bottom friction calculation (different from the above-mentioned skin bottom roughness length considered for sediment erosion). It is controlled by the bedform characteristics deduced from the local grain size, which is determined by the maximum current velocity. The computed form roughness was reduced in the upper or central estuary depending on the river flow to represent the reduction of friction by ETM induced fluid mud. The simulated water levels were also better reproduced by taking into account the meteorological surges at the sea boundary. Thus, following this methodology, the model revealed a good accuracy in reproducing water levels along the estuary with a minimum root-mean-square error (e_{rms}) of 17 cm at Lamena station (Figure F.2, see Figure F.1 for location).

The current vertical structure, *i.e.* surface and bottom velocities, has also been compared, presenting similar skills as the depth-averaged current: $e_{rms} \leq 0.15 \text{ m.s}^{-1}$ and bias $b \leq 0.08 \text{ cm.s}^{-1}$ (Figure F.3).

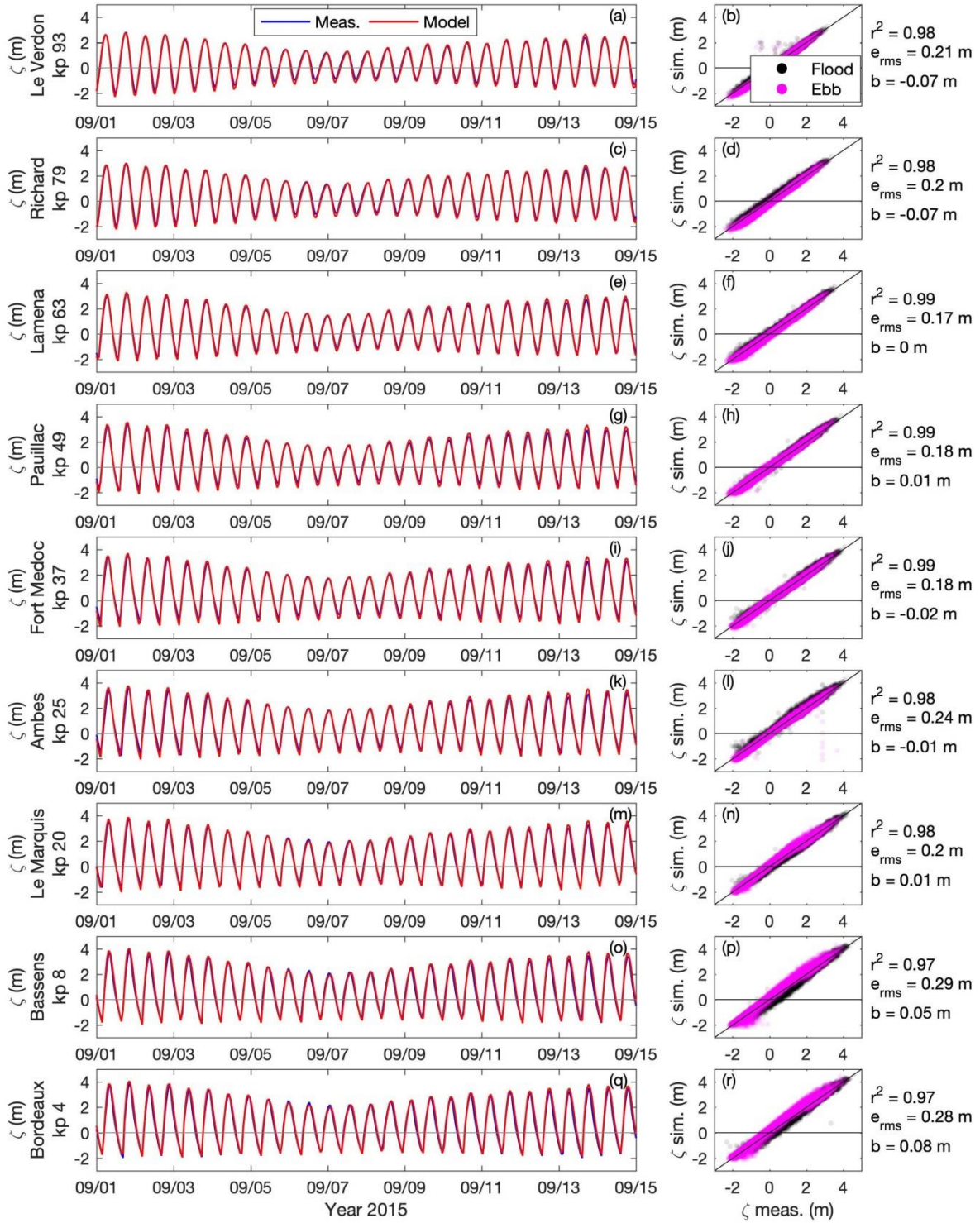


Figure F.2 Water level at every station illustrated by white circles in Figure F.1 from top to bottom respectively from downstream to upstream. (left) Time series of measurements (blue) and simulations (red) from 1st to 15th september 2015. (right) Simulated elevations against in-situ data during flood (black dots) and ebb (pink dots) with the corresponding correlation coefficient r^2 , the root-mean-square-error e_{rms} and the bias b . kp is the kilometric point associated with every station along the Gironde Estuary, with $kp = 0$ in Bordeaux.

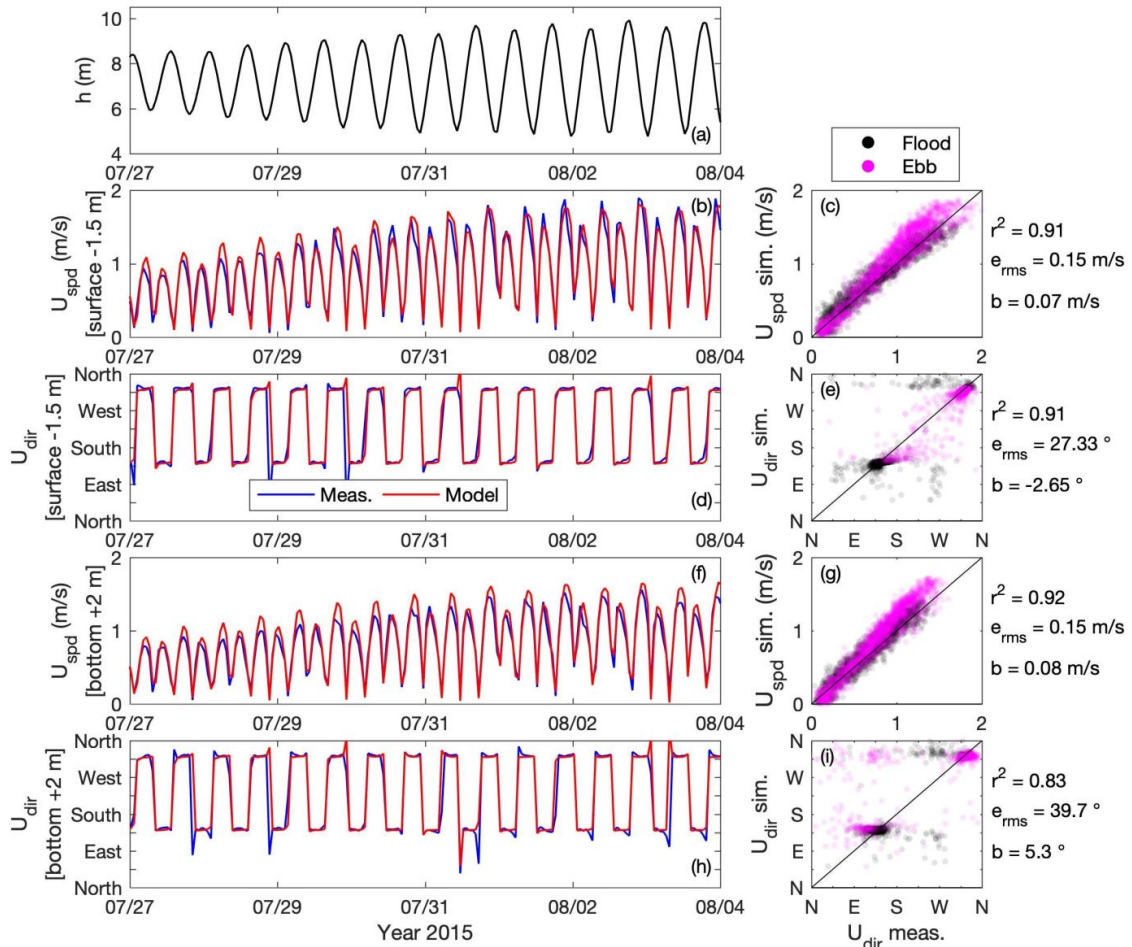


Figure F.3 (a) Water level h simulated at the ADCP mooring location (see Figure F.1). (b, c) Current intensity and (d, e) direction 1.5 m under the surface. (f, g) Current intensity and (h, i) direction 2 m above the bed. (b, d, f, h) Time series of measurements (blue) and model outputs (red) from 27th July to 4th August 2015. (c, e, g, i) Simulated against in-situ data during flood (black dots) and ebb (pink dots) with the squared correlation coefficient r^2 , the root-mean-square-error e_{rms} and the bias b .

G. Sediment fluxes sensitivity to spin-up years

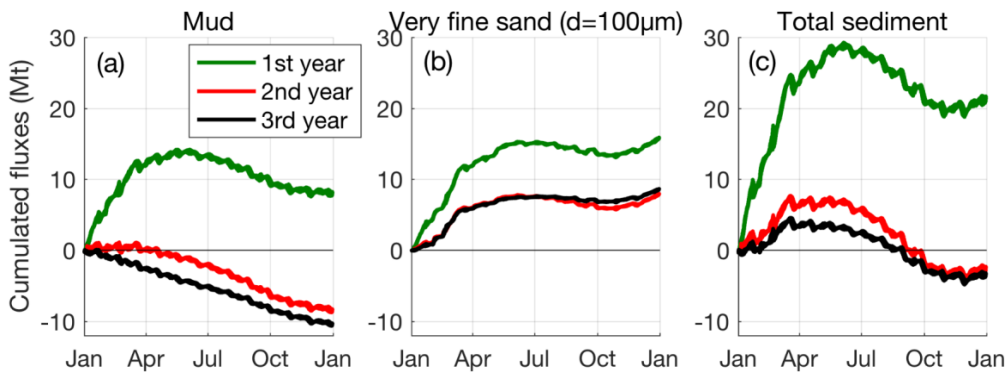


Figure G.1 Time series of cumulative fluxes of (a) mud, (b) very fine sand ($d = 100 \mu\text{m}$) and (c) total sediment for three consecutive realistic year 2015 (1st year: green, 2nd year: red and 3rd year: black line).

A third realistic year 2015 was performed in order to ensure that considering a one-year spin-up prior to the year of analysis is sufficient. Unlike the first and the second simulated fluxes at the estuarine mouth, which are very different, the second and third year fluxes are very similar. This confirms that the model is near dynamic equilibrium after a one year spin-up.

References

- Achete, F. M. (2016). *Multiple scales of suspended sediment dynamics in a complex geometry estuary*IHE Delft Institute for Water Education.
- Aksoy, H., & Kavvas, M. L. (2005). A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*, 64(2-3), 247.
- Allen, G. P. (1971). Déplacements saisonniers de la lentille de « crème de vase » dans l'estuaire de la Gironde. *C. R. Acad. Sci.*, 273(Series D), 2429.
- Allen, G. P., Salomon, J. C., Bassoullet, P., Dupenhoat, Y., & Degrandpre, C. (1980). Effects of Tides on Mixing and Suspended Sediment Transport in Macro-Tidal Estuaries. *Sedimentary Geology*, 26(1-3), 69.
- Allen, G. P., Sauzay, G., & Castaing, P. (1977). Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde Estuary, France. In *Estuarine processes*. (pp. 63). Elsevier.
- Beven, K. (1993). Prophecy, Reality and Uncertainty in Distributed Hydrological Modeling. *Advances in Water Resources*, 16(1), 41.
- Bever, A. J., & MacWilliams, M. L. (2013). Simulating sediment transport processes in San Pablo Bay using coupled hydrodynamic, wave, and sediment transport models. *Marine Geology*, 345235.
- Bi, Q. L., & Toorman, E. A. (2015). Mixed-sediment transport modelling in Scheldt estuary with a physics-based bottom friction law. *Ocean Dynamics*, 65(4), 555.
- Brenon, I., & Le Hir, P. (1999). Modelling the turbidity maximum in the Seine estuary (France): Identification of formation processes. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 49(4), 525.
- Burchard, H., & Baumert, H. (1998). The formation of estuarine turbidity maxima due to density effects in the salt wedge. A hydrodynamic process study. *Journal of Physical Oceanography*, 28(2), 309.
- Burchard, H., Schuttelaars, H. M., & Ralston, D. K. (2018). Sediment Trapping in Estuaries. *Ann Rev Mar Sci*, 10371.
- Castaing, P., & Allen, G. P. (1981). Mechanisms Controlling Seaward Escape of Suspended Sediment from the Gironde - a Macrotidal Estuary in France. *Marine Geology*, 40(1-2), 101.
- Castaing, P., & Jouanneau, J. (1987). Les apports sédimentaires actuels d'origine continentale aux océans. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 4153.
- Chapman, P. M., & Wang, F. (2001). Assessing sediment contamination in estuaries. *Environ Toxicol Chem*, 20(1), 3.
- Coynel, A. (2005). *Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne*I. Bordeaux 1.
- Demerliac, M. (1974). Calcul du niveau moyen journalier. *Annales hydrographiques du SHOM*, 549.
- Dijkstra, Y. M., Schuttelaars, H. M., Schramkowski, G. P., & Brouwer, R. L. (2019). Modeling the Transition to High Sediment Concentrations as a Response to Channel Deepening in the Ems River Estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 0(0).

- Doxaran, D., Froidefond, J. M., Castaing, P., & Babin, M. (2009). Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 81(3), 321.
- Dufois, F., Lowe, R. J., Rayson, M. D., & Branson, P. M. (2018). A Numerical Study of Tropical Cyclone-Induced Sediment Dynamics on the Australian North West Shelf. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 123(8), 5113.
- Dyer, K. R. (1989). Sediment Processes in Estuaries - Future-Research Requirements. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 94(C10), 14327.
- Festa, J. F., & Hansen, D. V. (1978). Turbidity Maxima in Partially Mixed Estuaries - 2-Dimensional Numerical-Model. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 7(4), 347.
- French, J. R. (2010). Critical perspectives on the evaluation and optimization of complex numerical models of estuary hydrodynamics and sediment dynamics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(2), 174.
- Fuentes-Cid, A., Etcheber, H., Schmidt, S., Abril, G., De-Oliveira, E., Lepage, M., & Sottolichio, A. (2014). Dynamics of coarse particulate matter in the turbidity maximum zone of the Gironde Estuary. *Comptes Rendus Geoscience*, 346(1-2), 28.
- Geyer, W. R. (1993). The Importance of Suppression of Turbulence by Stratification on the Estuarine Turbidity Maximum. *Estuaries*, 16(1), 113.
- Grasso, F., & Le Hir, P. (2019). Influence of morphological changes on suspended sediment dynamics in a macrotidal estuary: diachronic analysis in the Seine Estuary (France) from 1960 to 2010. *Ocean Dynamics*, 69(1), 83.
- Grasso, F., Le Hir, P., & Bassoullet, P. (2015). Numerical modelling of mixed-sediment consolidation. *Ocean Dynamics*, 65(4), 607.
- Grasso, F., Verney, R., Le Hir, P., Thouvenin, B., Schulz, E., Kervella, Y., Fard, I. K. P., Lemoine, J. P., Dumas, F., & Garnier, V. (2018). Suspended Sediment Dynamics in the Macrotidal Seine Estuary (France): 1. Numerical Modeling of Turbidity Maximum Dynamics. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 123(1), 558.
- Huijts, K. M. H., Schuttelaars, H. M., de Swart, H. E., & Valle-Levinson, A. (2006). Lateral entrapment of sediment in tidal estuaries: An idealized model study. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 111(C12).
- Jalon-Rojas, I., Schmidt, S., & Sottolichio, A. (2015). Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (southwest France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6), 2805.
- Jolliff, J. K., Kindle, J. C., Shulman, I., Penta, B., Friedrichs, M. A. M., Helber, R., & Arnone, R. A. (2009). Summary diagrams for coupled hydrodynamic-ecosystem model skill assessment. *Journal of Marine Systems*, 76(1-2), 64.
- Jonsson, I. G. (1967). Wave boundary layers and friction factors. In *Coastal Engineering 1966*. (pp. 127).
- Jouanneau, J. M. (1979). Evaluation du volume et de la masse des matieres en suspension dans le systeme bouchon vaseuxcreme de vase de la Gironde. *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, 25(1979), 111.
- Jouanneau, J. M., Weber, O., Cremer, M., & Castaing, P. (1999). Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 46(10), 2205.

- Kapsimalis, V., Masse, L., & Tastet, J. P. (2004). Tidal impact on modern sedimentary facies in the Gironde Estuary, southwestern France. *Journal of Coastal Research*, 1.
- Krone, R. B. (1962). Flume studies of transport of sediment in estuarial shoaling processes. *Final Report, Hydr. Engr. and Sanitary Engr. Res. Lab., Univ. of California*.
- Lajaunie-Salla, K., Wild-Allen, K., Sottolichio, A., Thouvenin, B., Litrico, X., & Abril, G. (2017). Impact of urban effluents on summer hypoxia in the highly turbid Gironde Estuary, applying a 3D model coupling hydrodynamics, sediment transport and biogeochemical processes. *Journal of Marine Systems*, 17489.
- Lazure, P., & 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.
- Le Floch, J.-F. (1961). *Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime: propositions données par la Faculté* Université de Paris.
- Le Hir, P., Cann, P., Waeles, B., Jestin, H., & Bassoullet, P. (2008). Erodibility of natural sediments: experiments on sand/mud mixtures from laboratory and field erosion tests. *Proceedings in Marine Science*, 9137.
- Le Hir, P., Cayocca, F., & Waeles, B. (2011). Dynamics of sand and mud mixtures: A multiprocess-based modelling strategy. *Continental Shelf Research*, 31(10), S135.
- Lesueur, P., Tastet, J. P., & Marambat, L. (1996). Shelf mud fields formation within historical times: Examples from offshore the Gironde estuary, France. *Continental Shelf Research*, 16(14), 1849.
- Lesueur, P., Tastet, J. P., & Weber, O. (2002). Origin and morphosedimentary evolution of fine-grained modern continental shelf deposits: the Gironde mud fields (Bay of Biscay, France). *Sedimentology*, 49(6), 1299.
- Los, F. J., & Blaas, M. (2010). Complexity, accuracy and practical applicability of different biogeochemical model versions. *Journal of Marine Systems*, 81(1-2), 44.
- Mallet, C., Howa, H., Garlan, T., Sottolichio, A., Le Hir, P., & Michel, D. (2000). Utilisation of numerical and statistical techniques to describe sedimentary circulation patterns in the mouth of the Gironde estuary. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 331(7), 491.
- McSweeney, J. M., Chant, R. J., & Sommerfield, C. K. (2016). Lateral variability of sediment transport in the Delaware Estuary. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 121(1), 725.
- McSweeney, J. M., Chant, R. J., Wilkin, J. L., & Sommerfield, C. K. (2017). Suspended-Sediment Impacts on Light-Limited Productivity in the Delaware Estuary. *Estuaries and Coasts*, 40(4), 977.
- Mengual, B., Le Hir, P., Cayocca, F., & Garlan, T. (2017). Modelling Fine Sediment Dynamics: Towards a Common Erosion Law for Fine Sand, Mud and Mixtures. *Water*, 9(8).
- Merritt, W. S., Letcher, R. A., & Jakeman, A. J. (2003). A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18(8-9), 761.
- Migniot, C. (1968). Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. *La houille blanche*, (7), 591.

- Mikes, D., Verney, R., Lafite, R., & Belorgey, M. (2004). Controlling factors in estuarine flocculation processes: experimental results with material from the Seine Estuary, Northwestern France. *Journal of Coastal Research*, 82.
- Morris, A. W., Mantoura, R. F. C., Bale, A. J., & Howland, R. J. M. (1978). Very Low Salinity Regions of Estuaries - Important Sites for Chemical and Biological Reactions. *Nature*, 274(5672), 678.
- Murray, A. B., Gasparini, N. M., Goldstein, E. B., & van der Wegen, M. (2016). Uncertainty quantification in modeling earth surface processes: more applicable for some types of models than for others. *Computers & Geosciences*, 906.
- Panagiotopoulos, I., Voulgaris, G., & Collins, M. (1997). The influence of clay on the threshold of movement of fine sandy beds. *Coastal Engineering*, 32(1), 19.
- Parra, M., Castaing, P., Jouanneau, J. M., Grousset, F., & Latouche, C. (1999). Nd-Sr Isotopic composition of present-day sediments from the Gironde Estuary, its draining basins and the WestGironde mud patch (SW France). *Continental Shelf Research*, 19(1), 135.
- Partheniades, E. (1965). Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydraulics Division*, 91(1), 105.
- Ridgway, J., & Shimmiel, G. (2002). Estuaries as repositories of historical contamination and their impact on shelf seas. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 55(6), 903.
- Roberts, D. A. (2012). Causes and ecological effects of resuspended contaminated sediments (RCS) in marine environments. *Environment International*, 40230.
- Roland, A., & Arduin, F. (2014). On the developments of spectral wave models: numerics and parameterizations for the coastal ocean. *Ocean Dynamics*, 64(6), 833.
- Ross, L., Huguenard, K., & Sottolichio, A. (2019). Intratidal and Fortnightly Variability of Vertical Mixing in a Macrotidal Estuary: The Gironde. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 124(4), 2641.
- Ross, L., Valle-Levinson, A., Sottolichio, A., & Huybrechts, N. (2017). Lateral variability of subtidal flow at the mid-reaches of a macrotidal estuary. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 122(9), 7651.
- Roy, C. J., & Oberkampf, W. L. (2011). A comprehensive framework for verification, validation, and uncertainty quantification in scientific computing. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 200(25-28), 2131.
- Sanford, L. P. (2008). Modeling a dynamically varying mixed sediment bed with erosion, deposition, bioturbation, consolidation, and armoring. *Computers & Geosciences*, 34(10), 1263.
- Savoie, N., David, V., Morisseau, F., Etcheber, H., Abril, G., Billy, I., Charlier, K., Oggian, G., Derriennic, H., & Sautour, B. (2012). Origin and composition of particulate organic matter in a macrotidal turbid estuary: The Gironde Estuary, France. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 10816.
- Schäfer, J., Blanc, G., Lapaquellerie, Y., Maillet, N., Maneux, E., & Etcheber, H. (2002). Ten-year observation of the Gironde tributary fluvial system: fluxes of suspended matter, particulate organic carbon and cadmium. *Marine Chemistry*, 79(3-4), 229.

- Schmidt, S., Ouamar, L., Cosson, B., Lebleu, P., & Derriennic, H. (2014). *Monitoring turbidity as a surrogate of suspended particulate load in the Gironde Estuary: The impact of particle size on concentration estimates*. Paper presented at the' ISOBAY XIV International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay, Bordeaux,
- Schulz, E., Grasso, F., Le Hir, P., Verney, R., & Thouvenin, B. (2018). Suspended Sediment Dynamics in the Macrotidal Seine Estuary (France): 2. Numerical Modeling of Sediment Fluxes and Budgets Under Typical Hydrological and Meteorological Conditions. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 123(1), 578.
- Scully, M. E., & Friedrichs, C. T. (2007). Sediment pumping by tidal asymmetry in a partially mixed estuary. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 112(C7).
- Sherwood, C. R., Aretxabaleta, A. L., Harris, C. K., Rinehimer, J. P., Verney, R., & Ferre, B. (2018). Cohesive and mixed sediment in the Regional Ocean Modeling System (ROMS v3.6) implemented in the Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System (COAWST r1234). *Geoscientific Model Development*, 11(5), 1849.
- Sommerfield, C. K., & Wong, K. C. (2011). Mechanisms of sediment flux and turbidity maintenance in the Delaware Estuary. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 116.
- Sottolichio, A., & Castaing, P. (1999). A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 329(11), 795.
- Sottolichio, A., Hurther, D., Gratiot, N., & Bretel, P. (2011). Acoustic turbulence measurements of near-bed suspended sediment dynamics in highly turbid waters of a macrotidal estuary. *Continental Shelf Research*, 31(10), S36.
- Sottolichio, A., Le Hir, P., & Castaing, P. (2000). Modeling mechanisms for the stability of the turbidity maximum in the Gironde estuary, France. *Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes*, 3373.
- Soulsby, R. (1997). *Dynamics of marine sands: a manual for practical applications* Thomas Telford.
- Thill, A., Moustier, S., Garnier, J. M., Estournel, C., Naudin, J. J., & Bottero, J. Y. (2001). Evolution of particle size and concentration in the Rhone river mixing zone: influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research*, 21(18-19), 2127.
- Thorn, M., & Parsons, J. (1980). *Erosion of cohesive sediments in estuaries: an engineering guide*. Paper presented at the' Proc. of the Int. Symp. on Dredging Technol,
- Uncles, R. J., Elliott, R. C. A., & Weston, S. A. (1985). Observed Fluxes of Water, Salt and Suspended Sediment in a Partly Mixed Estuary. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 20(2), 147.
- Underwood, G. J. C., & Kromkamp, J. (1999). Primary production by phytoplankton and microphytobenthos in estuaries. *Advances in Ecological Research*, Vol 29, 2993.
- van Kessel, T., Vanlede, J., & de Kok, J. (2011). Development of a mud transport model for the Scheldt estuary. *Continental Shelf Research*, 31(10), S165.
- van Ledden, M., van Kesteren, W. G. M., & Winterwerp, J. C. (2004). A conceptual framework for the erosion behaviour of sand-mud mixtures. *Continental Shelf Research*, 24(1), 1.
- van Leussen, W. (1994). *Estuarine macroflocs and their role in fine-grained sediment transport*. University of Utrecht.

- van Maanen, B., & Sottolichio, A. (2018). Hydro- and sediment dynamics in the Gironde estuary (France): Sensitivity to seasonal variations in river inflow and sea level rise. *Continental Shelf Research*, 16537.
- van Maren, D. S., & Cronin, K. (2016). Uncertainty in complex three-dimensional sediment transport models: equifinality in a model application of the Ems Estuary, the Netherlands. *Ocean Dynamics*, 66(12), 1665.
- van Rijn, L. C. (1984). Sediment Pick-up Functions. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 110(10), 1494.
- van Rijn, L. C., Bisschop, R., & van Rhee, C. (2019). Modified Sediment Pick-Up Function. *Journal of Hydraulic Engineering*, 145(1).
- Viney, N. R., & Sivapalan, M. (1999). A conceptual model of sediment transport: application to the Avon River Basin in Western Australia. *Hydrological Processes*, 13(5), 727.
- Waeles, B., Le Hir, P., & Lesueur, P. (2008). A 3D morphodynamic process-based modelling of a mixed sand/mud coastal environment: the Seine estuary, France. In *Proceedings in Marine Science*. (pp. 477). Elsevier.
- Waeles, B., Le Hir, P., Lesueur, P., & Delsinne, N. (2007). Modelling sand/mud transport and morphodynamics in the Seine river mouth (France): an attempt using a process-based approach. *Hydrobiologia*, 58869.
- Winterwerp, J. C., Zhou, Z., Battista, G., Van Kessel, T., Jagers, H. R. A., Van Maren, D. S., & Van der Wegen, M. (2018). Efficient Consolidation Model for Morphodynamic Simulations in Low-SPM Environments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 144(8).
- Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning. *Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning*.

Conclusions générales du chapitre III

Basée sur un modèle hydro-sédimentaire sable/vase réaliste 3D de l'estuaire de la Gironde, l'étude vise à analyser l'influence du paramétrage sédimentaire sur les échanges de sédiments entre l'estuaire et le plateau continental adjacent et à quantifier les incertitudes sur les flux simulés associées au paramétrage sédimentaire.

Les comparaisons avec les observations in-situ ont révélé une bonne reproduction de l'hydrodynamique par le modèle en termes de hauteurs d'eau, de courants et de salinités. Des mesures haute-fréquence de la concentration en MES en surface dans l'estuaire ont été utilisées pour attester des performances du modèle à représenter la variabilité saisonnière et annuelle des structures turbides de l'estuaire. Malgré une sous-estimation des niveaux de concentrations de surface dans l'estuaire amont en période d'étiage, le modèle mis en place reproduit de façon raisonnable la dynamique saisonnière associée à la position du bouchon vaseux en fonction du débit fluvial.

Une analyse de sensibilité du modèle au paramétrage sédimentaire (tel que la vitesse de chute des vases et la loi d'érosion par exemple) a été réalisée à partir des tests de calibration effectués. Parmi les 29 simulations de deux ans analysées, des sets de paramètres équitinaux ont été mis en évidence et classifiés en deux groupes pour lesquelles les performances sont définies comme « bonnes » et « très bonnes ». La variabilité associée aux flux de sédiments simulés pour ces deux groupes a ensuite été étudiée.

L'étude a mis en exergue la sensibilité du modèle sédimentaire aux paramètres sédimentaires choisis. Les flux sédimentaires sont soumis à une forte variabilité temporelle notamment associée aux forçages hydrologiques, mais sont également très dépendants du type de sédiments considéré. Les effets combinés de la circulation résiduelle de densité et du pompage tidal induisent un flux résiduel de sédiments dirigé vers l'amont à l'embouchure de l'estuaire, ainsi qu'un export significatif de vase en période de VE et d'étiage. Cependant, en modifiant ce paramétrage sédimentaire, la contribution relative du cycle VE-ME et du débit fluvial aux échanges de sédiment à l'embouchure est impactée. En outre, la réalisation d'une année de spin-up avant l'année de simulation analysée est très importante pour assurer la stabilité des flux simulés.

L'analyse de la variabilité des flux simulés intrinsèque aux sets de paramètres classifiés précédemment comme « très bons » a permis d'estimer des incertitudes sur les flux simulés associées au paramétrage sédimentaire de l'ordre de 93% pour la vase et 51% pour les classes de sables et de gravier. Cependant, il reste des incertitudes significatives, non quantifiables avec les données disponibles, associées notamment à l'état de validation du modèle (*i.e.* correct, mais pas parfait). Ces incertitudes pourraient probablement être réduites en considérant plus de données d'observation *in-situ* de comparaison, et notamment des données plus adaptées à l'objet d'étude : par exemple collectées plus proches spatialement de la zone étudiée (ici, l'embouchure) ainsi que des mesures de la concentration en MES près du fond pour s'assurer de la reproduction par le modèle de la dynamique sédimentaire sur la verticale.

Le modèle sédimentaire mis en place est utilisé dans les chapitres suivants pour caractériser les échanges sédimentaires entre l'estuaire et le plateau continental. A partir de l'étude de sensibilité réalisée dans ce chapitre, les paramètres sédimentaires finaux choisis pour l'exploitation du modèle sont explicités au début du chapitre suivant. La quantification des incertitudes réalisée permet, dans la suite de l'étude, d'attester du niveau de fiabilité des flux sédimentaires simulés associé au paramétrage défini.

CHAPITRE IV Analyse de la stabilité des flux particulières et de la couverture sédimentaire de l'embouchure au plateau adjacent

L'étude présentée dans le chapitre précédent a mis en exergue la sensibilité du modèle sédimentaire aux paramètres sédimentaires définis, et notamment la sensibilité de la dynamique intra-estuarienne et des flux à l'embouchure. Le modèle sédimentaire mis en place est utilisé dans les chapitres qui vont suivre pour caractériser le devenir des matières en suspension déversées par l'estuaire sur le plateau continental. Notamment, ce quatrième chapitre vise à attester de la stabilité du modèle et de sa capacité à reproduire la dynamique sédimentaire à plus grande échelle temporelle et spatiale.

Basé sur l'analyse de sensibilité précédemment décrite, un jeu de paramètres calibré et validé pour le modèle a pu être identifié et est présenté en début de chapitre. L'étude porte ensuite sur la durée nécessaire de spin-up pour que le modèle atteigne un équilibre en termes de couverture sédimentaire et de flux à travers différentes sections à l'embouchure et sur le plateau continental. Enfin, pour compléter les résultats précédents portant sur la caractérisation des capacités du modèle dans la partie estuarienne, une validation supplémentaire est effectuée sur les années étudiées : 2016 et 2017. Celle-ci est basée sur la comparaison des résultats avec les mesures acquises par le réseau MAGEST dans l'estuaire et sur les mesures complémentaires GEMMES effectuées sur le plateau continental.

1. Description des paramètres du modèle sédimentaire

L'étude de sensibilité décrite dans le chapitre précédent a révélé une forte sensibilité des performances du modèle à la paramétrisation sédimentaire. Pour pouvoir exploiter les résultats du modèle, un jeu de paramètres final, le plus performant possible, a été déterminé, basé sur les résultats de l'analyse de sensibilité. Plusieurs modifications au paramétrage initial défini dans le chapitre précédent ont permis d'améliorer significativement les capacités du modèle à reproduire la dynamique sédimentaire observée dans l'estuaire. Nous rappelons ici brièvement les formulations ou paramètres choisis pour la suite de l'étude.

1.1. Vitesse de chute des sédiments cohésifs

Pour représenter au mieux la vitesse de chute des sédiments cohésifs ($w_{s,mud}$), plusieurs paramétrisations ont été testées. Celles-ci prennent en compte les effets de la floculation des particules sur leur vitesse de chute à travers la concentration en particules et la turbulence dans la colonne d'eau.

La paramétrisation répertoriée sous le sigle WS4 dans le chapitre précédent permettait d'améliorer légèrement les performances du modèle en comparaison aux mesures. De ce fait, c'est la paramétrisation que nous avons privilégiée pour la suite de l'étude. Pour rappel, celle-ci se définit comme suit :

$$w_{s,mud0} = \min \left[w_{s,max}, \max \left(w_{s,min}, c_1 C_{mud}^{c_2} \frac{1 + aG}{1 + bG^2} \right) \right]$$

où les paramètres $w_{s,min}$, $w_{s,max}$, c_1 , c_2 , a et b prescrits sont répertoriés dans le Tableau 2. L'effet de la salinité sur l'efficacité de la floculation décrit dans le chapitre précédent a également été conservé (équation 2 du chapitre III).

1.2. Loi d'érosion

Quelle que soit la nature du sédiment en présence, le flux d'érosion est déterminé selon la loi de Partheniades décrites dans le chapitre III. Le paramétrage de cette loi en revanche dépend de la nature du sédiment (fraction de vase, consolidation, ...).

1.2.1. Erosion des sédiments cohésifs

Pour un comportement cohésif (fraction de vase du sédiment superficiel $f_{r,mud} > 70\%$), l'analyse de sensibilité a révélé une amélioration des performances du modèle lorsque le flux d'érosion est augmenté par rapport au paramétrage initial. Ainsi, la constante d'érosion $E_{0,mud}$ est fixée à $5,10^{-4} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ dans la suite de l'étude. Les paramétrages de la contrainte critique d'érosion ainsi que le paramètre n_{mud} de la simulation de base du chapitre III sont conservés et répertoriés dans le Tableau 2.

1.2.2. Erosion des sédiments non-cohésifs

La fraction critique f_{mcr1} représentant la limite entre un comportement purement sableux ou un comportement mixte est définie de la même manière que dans le paramétrage initial du chapitre précédent. Elle varie linéairement avec le diamètre moyen des sables présents dans le sédiment superficiel, avec un coefficient de 1000 m^{-1} .

Pour des sédiments de surface non-cohésifs ($f_{r,mud} < f_{mcr1}$), les paramètres initiaux du chapitre III sont également conservés. La formule de Le Hir et al. (2008) issue de mesures d'érodimétrie (dénotee $E_{s,ero}$ dans le chapitre précédent) a été considérée pour la constante d'érosion $E_{0,sand}$. La contrainte d'érosion suit le diagramme de Shields corrigé par Soulsby (1997) et le paramètre n_{sand} est fixé à 1,6 (Tableau 2).

1.2.3. Erosion des sédiments mixtes

Pour un comportement mixte où $f_{r,mud}$ est compris entre le paramètre f_{mcr1} et 70 %, une loi de transition linéaire en fonction de $f_{r,mud}$ est prescrite pour les trois paramètres de la loi d'érosion, de la même manière que dans le paramétrage initial du chapitre III.

1.3. Paramètres additionnels

Parmi les paramètres additionnels décrits et testés dans le chapitre III, la valeur de rugosité de peau de la paramétrisation de base est conservée ($z_{0,sed} = 0,1 \text{ mm}$, Tableau 2). De

plus, la prise en compte de l'effet de pente sur le glissement des sédiments a permis de significativement améliorer les performances du modèle. En effet, celui-ci permet de limiter le dépôt des sédiments dans des zones potentiellement « pièges », telles que les bancs latéraux peu dynamiques, et de privilégier le dépôt de sédiments dans les mailles alentours plus profondes. Cet effet a donc été considéré dans la suite de cette étude, avec un facteur valant 100%.

Tableau 2. Récapitulatif des paramètres calibrés utilisés dans le modèle sédimentaire

Paramètres $W_{s,mud}$	Valeur	Autres Paramètres	Valeur
$w_{s,min}$ (mm/s)	0,1	$z_{0, sed}$ (mm)	0,1
$w_{s,max}$ (mm/s)	2,6	n_{sand}	1,6
a	0,3	n_{mud}	1
b	0,18	$E_{0,mud}$ (kg/m ² /s)	$5,10^{-4}$
c_1	$6,10^{-3}$	x_1	10^{-5}
c_2	1	x_2	2

2. Stabilité du modèle sédimentaire

La suite de l'étude vise à étudier la dynamique sédimentaire de l'embouchure de l'estuaire de la Gironde jusqu'aux abords du plateau continental. Une première étape consiste à évaluer la stabilité du modèle en termes de dynamique sédimentaire sur tout le domaine et à s'assurer que le temps octroyé au modèle pour redistribuer les sédiments est suffisant pour que la dynamique résiduelle simulée soit pertinente. Pour ce faire, plusieurs simulations de spin-up sont réalisées, où les conditions finales de chaque simulation sont utilisées comme conditions initiales de l'année de simulation suivante. Les mêmes forçages hydrométéorologiques réalistes (année 2015) sont appliqués pour toutes les années simulées. A partir de ces simulations, l'objectif est de déterminer la période de spin-up suffisante à la stabilisation sédimentaire du modèle en termes de flux résiduels à travers plusieurs sections, mais également en termes de couverture sédimentaire dans l'estuaire et au large de l'embouchure.

2.1. Stabilité des flux simulés

Les flux sédimentaires cumulés au travers de deux sections sont analysés dans cette étude. L'ensemble des sections réalisées sont présentées sur la Figure IV-1. Nous nous intéresserons ici aux deux sections dont le nom est représenté en gras sur la Figure IV-1 : la section « Verdon », identique à celle utilisée dans le chapitre III et la section « isob_25m ». La section Verdon se situe entre la pointe de Grave et Royan, complètement à l'amont de l'embouchure, tandis que la section « isob_25m » suit approximativement l'isobathe des 25 m au débouché de l'estuaire tout en englobant l'embouchure. Ces deux sections sont donc représentatives à la fois de ce qui est déversé par l'estuaire dans l'océan, mais également de l'évolution de la nature et du stock sédimentaire dans l'embouchure.

Les flux sédimentaires cumulés à l'embouchure (sections Verdon et isob_25m) sont comparés pour 5 années consécutives (Figure IV-2). Pour les deux sections, les flux sont considérés positifs quand ils sont dirigés vers l'estuaire et négatifs vers le large.

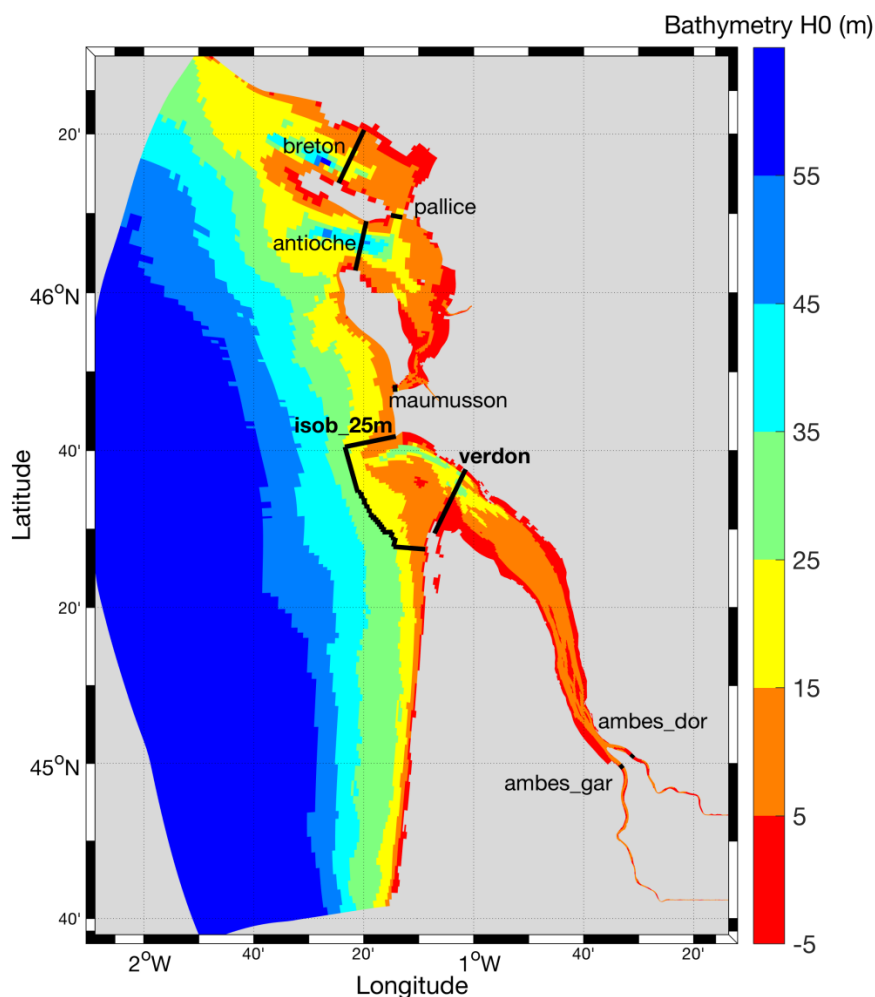


Figure IV-1 Bathymétrie et sections à travers lesquelles les flux de sédiment sont calculés à chaque pas de temps numérique

Au niveau de la section Verdon, au débouché de l'estuaire (Figure IV-2 a, b et c), les flux sont relativement stables après seulement un an de spin-up. La première année, les flux résiduels de vase et de sédiment total (5 classes de sédiment cumulés) à la fin de l'année sont dirigés vers l'amont, représentant un import de vase dans l'estuaire, tandis qu'à partir de la deuxième année, ceux-ci sont dirigés vers l'aval. Les flux résiduels de sable très fins quant à eux sont dirigés vers l'amont pour les 5 années simulées, mais ils sont 2 fois plus élevés la première année que pour les années suivantes.

En revanche, plus au large (et sur les côtes adjacentes), le modèle met plus de temps à se stabiliser et la durée de spin-up nécessaire pour obtenir une stabilité au niveau de l'isobathe 25m est de 3, voire 4 ans (Figure IV-2 d, e et f). En effet, les flux simulés la 4^{ème} année sont très similaires à ceux de la 5^{ème} année. Les flux résiduels de vase sont dirigés vers l'estuaire lors des deux premières années et se stabilisent progressivement vers une tendance à l'export résiduel de vase vers le large (et vers les côtes adjacentes). On note cependant que seulement 2 années sont nécessaires à la stabilité des sables très fins.

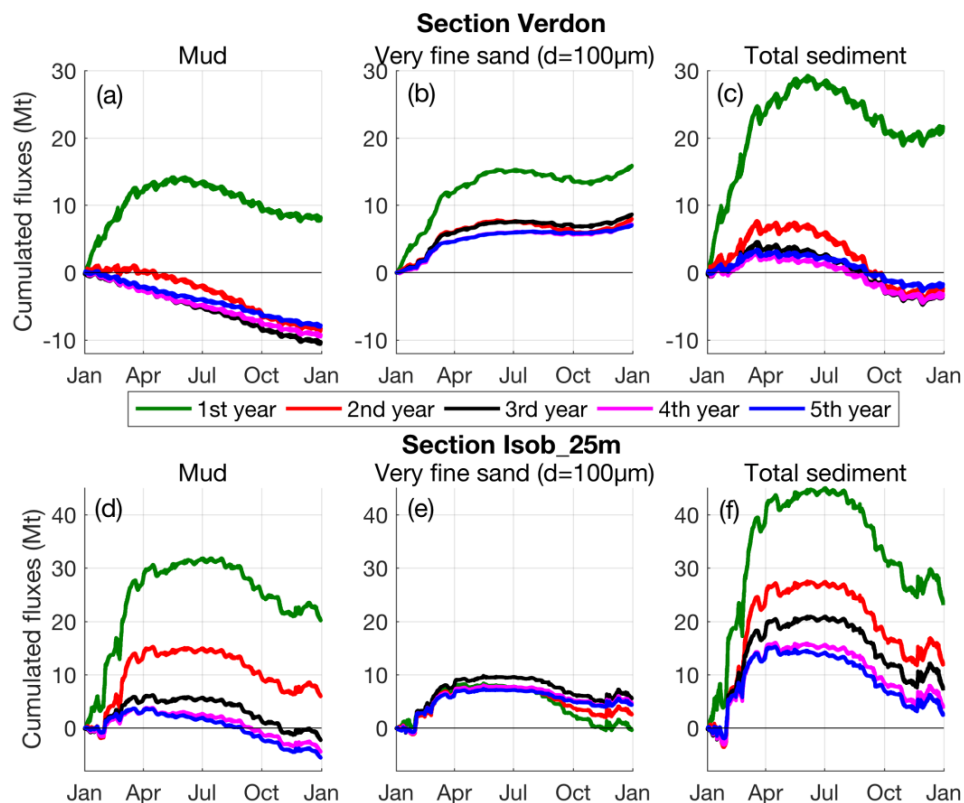


Figure IV-2 Flux à travers les sections (a, b, c) Verdon et (d, e, f) isob_25m de (a, d) vase, (b, e) sable très fin et (c, f) sédiment total pour les 5 années de spin-up (2015)

Ces résultats permettent de déterminer que 3 ans de spin-up sont nécessaires pour simuler une dynamique sédimentaire pertinente et assurer la robustesse des simulations. Les flux cumulés pour chaque classe de sédiments lors de la quatrième année simulée, année définie comme « année pouvant être analysée », sont représentés sur la Figure IV-3. Ceux-ci indiquent un stockage de vase dans l'embouchure d'environ 2,5 Mt/an, résultant d'un apport de l'estuaire (8 Mt/an) plus important que l'export vers le large (5,5 Mt/an). En revanche, l'embouchure se vide de sable très fin (-2,5 Mt/an), avec un apport du plateau (4,6 Mt/an) plus faible que l'export vers l'estuaire (7,1 Mt/an). Il est intéressant de souligner que les bilans sédimentaires associés à la dynamique des sables peuvent présenter des comportements opposés. Par exemple, l'embouchure a tendance à se remplir de sable fin (+2,5 Mt/an) grâce à un flux résiduel de l'estuaire vers l'embouchure de 1,5 Mt et une masse apportée depuis le large de 1 Mt. Enfin, les flux résiduels de sédiments plus grossiers sont quasiment nuls au niveau du « Verdon », mais viennent légèrement s'accumuler dans l'embouchure en provenance du plateau (+3 Mt/an).

En considérant l'ensemble des sédiments, 3,4 Mt/an sont exportés de l'estuaire vers l'embouchure (section Verdon) et 3,7 Mt/an sont importés du plateau vers l'embouchure (section Isob_25m), se traduisant par un engraissement de l'embouchure de +7,1 Mt/an. Une telle accréation peut être modérée sur le long-terme (>5-10 ans) par des processus morphodynamiques.

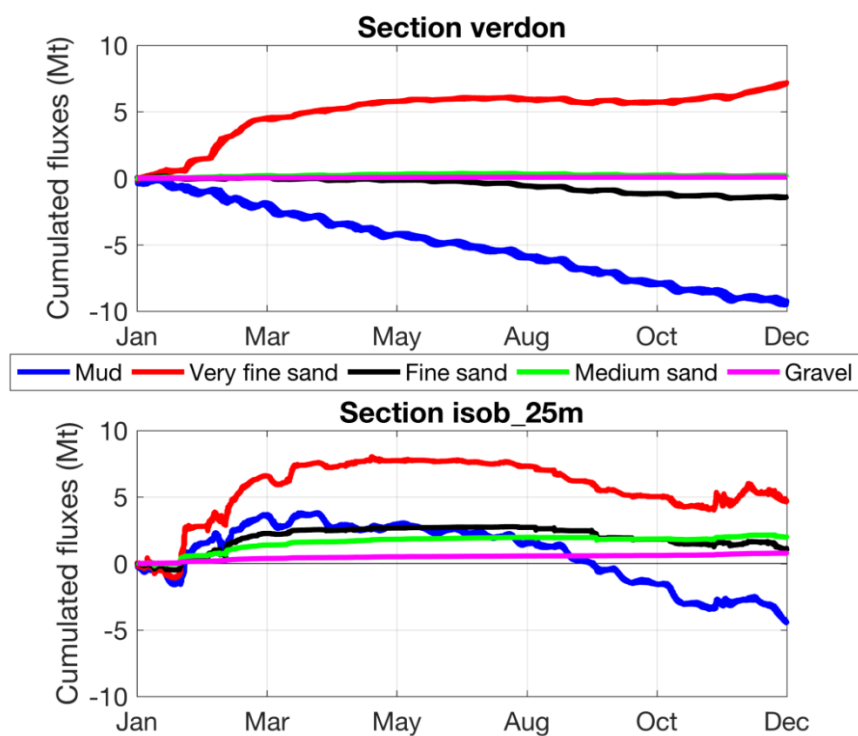


Figure IV-3 Flux sédimentaires à travers les sections Verdon (haut) et Isob_25m (bas) pour la 4ème année de simulation

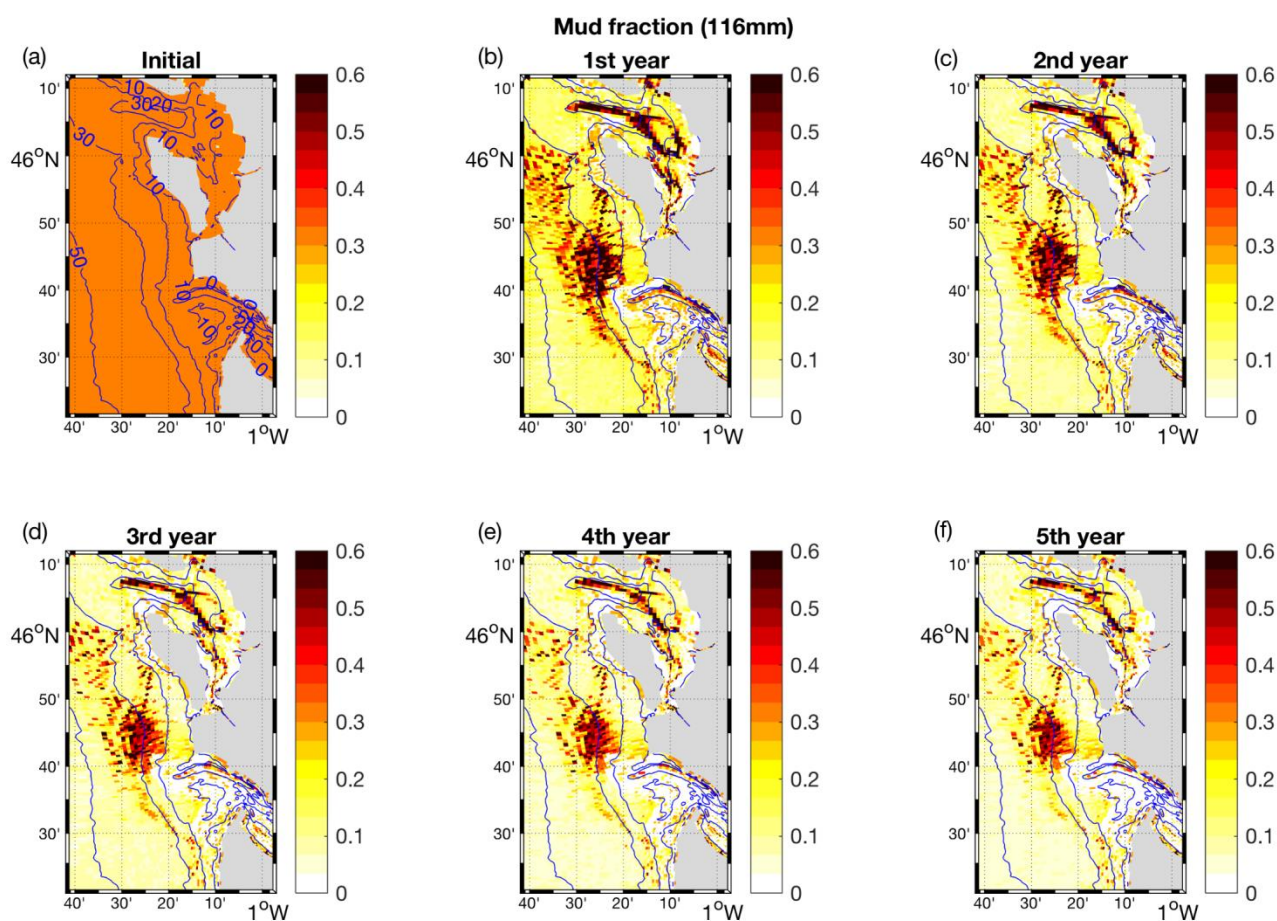


Figure IV-4 Fraction de vase dans le sédiment superficiel sur le plateau adjacent à l'estuaire : médiane sur un cycle VE-ME à la fin de chaque année 2015 simulée

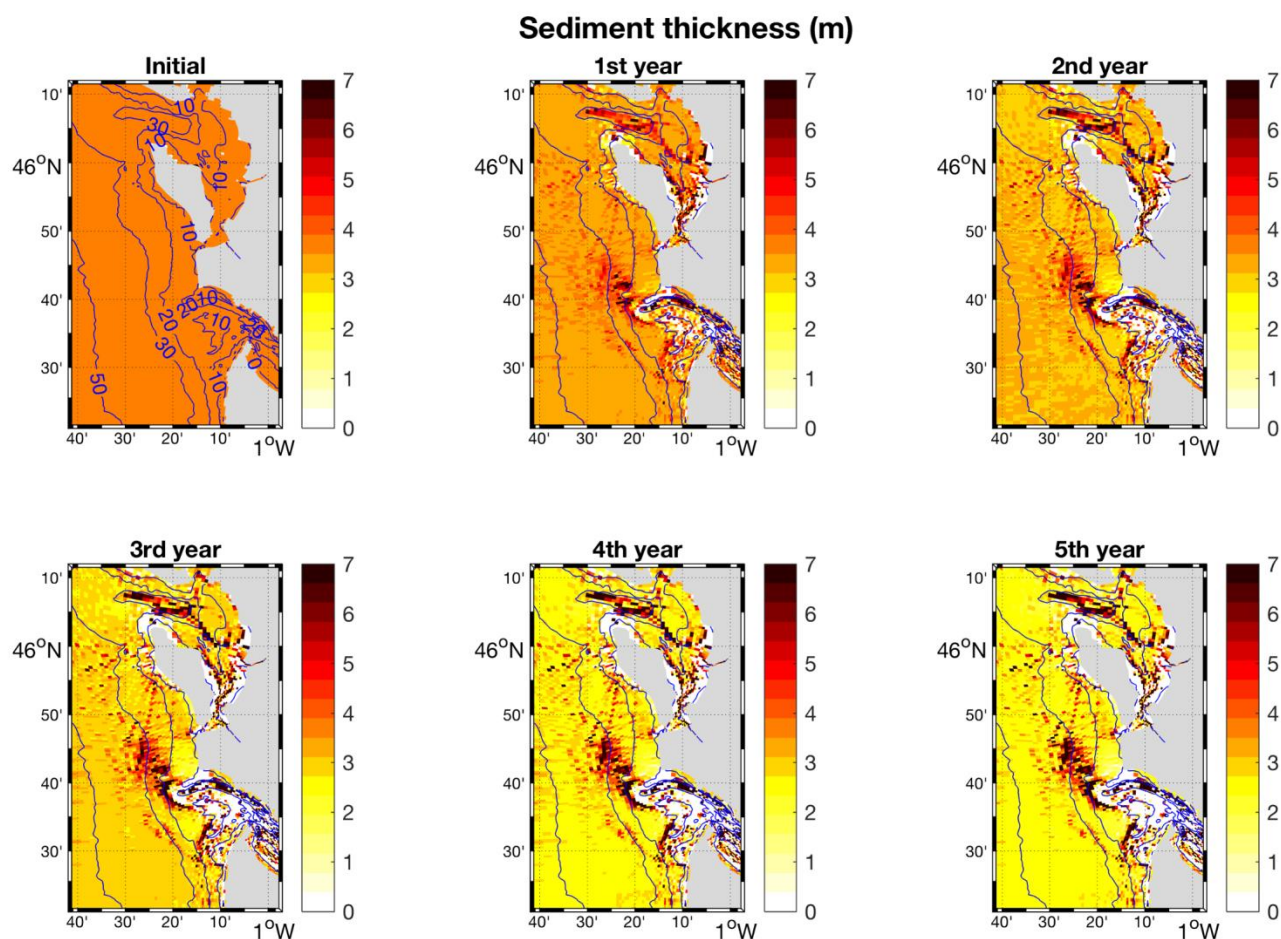


Figure IV-5 Epaisseur totale de sédiment dans le sédiment superficiel sur le plateau adjacent à l'estuaire : médiane sur un cycle VE-ME à la fin de chaque année 2015 simulée

2.2. Couverture sédimentaire

La stabilité du modèle sédimentaire peut également être évaluée en analysant la distribution du sédiment sur le fond. Ainsi, les Figures IV-4 et IV-5 représentent la médiane sur un cycle VE-ME en fin de chaque année de la fraction de vase dans le sédiment superficiel (11,6 premiers cm) et de l'épaisseur sédimentaire totale, respectivement. Les couvertures sédimentaires sont très similaires entre la fin de la 4^{ème} et de la 5^{ème} année de simulation, à la fois en termes de fraction vaseuse qu'en termes d'épaisseur totale (Figure IV-4 et Figure IV-5). Ces analyses confirment donc la pertinence des 3 années de spin-up préconisées pour étudier des structures sédimentaires se développant sur le plateau continental.

Dès la fin de la première année de simulation (Figure IV-4 b), une structure très vaseuse se dessine au Nord-Ouest de l'embouchure. Cette structure persiste dans les simulations suivantes et sa position correspond à la partie interne de la VOG (partie Est, zone la moins profonde de la structure). La dynamique sédimentaire sur cette zone sera analysée plus en détail dans le chapitre V.

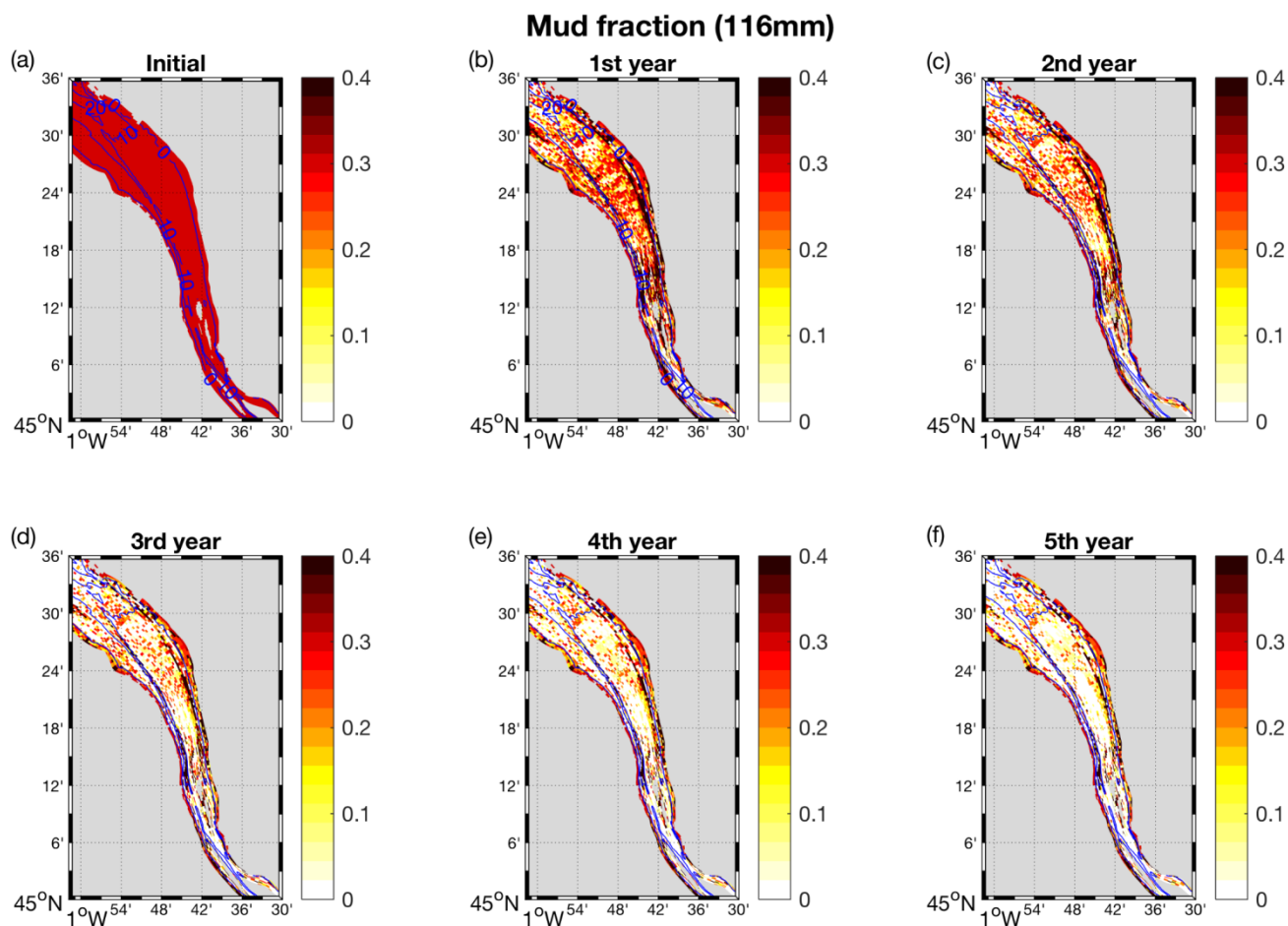


Figure IV-6 Fraction de vase dans le sédiment superficiel dans l'estuaire : médiane sur un cycle VE-ME à la fin de chaque année 2015 simulée

Alors que les chroniques de flux sédimentaires cumulés suggéraient qu'un équilibre s'établissait plus rapidement dans l'estuaire que sur le plateau (une année contre 3, respectivement), les Figure IV-6 et IV-7 témoignent de différences encore significatives entre les couvertures sédimentaires dans l'estuaire sur les 3 premières années simulées. Ainsi, une attention particulière doit être portée sur la prise en compte d'une durée de spin-up nécessaire à la robustesse des résultats de modélisation en termes de flux sédimentaires, mais également en termes de couverture sédimentaire.

2.3. Masse du bouchon vaseux

Une des difficultés généralement associée à la simulation de la dynamique sédimentaire estuarienne dans des configurations réalistes concerne le maintien de la masse sédimentaire en suspension dans l'estuaire pour des échelles temporelles longues (annuelle à pluriannuelle). Cette difficulté a été rencontrée par de nombreux auteurs, et particulièrement en Gironde (Sottolichio, 1999; van Maanen and Sottolichio, 2018). L'intérêt se porte donc ici, à travers l'analyse de la masse de sédiment en suspension dans l'estuaire au cours du temps (Figure IV-8), sur la dynamique temporelle de la masse du bouchon vaseux et son évolution sur les 5 années 2015 simulées.

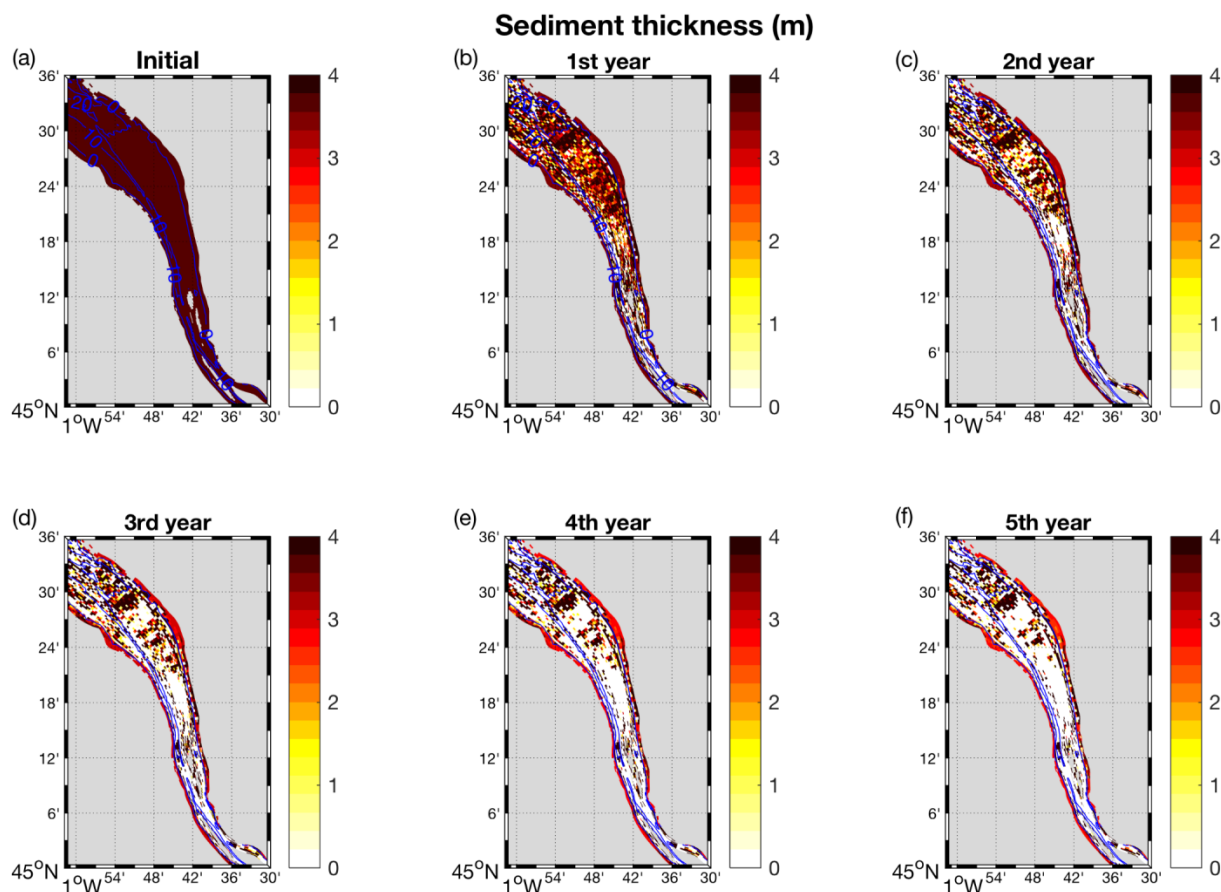


Figure IV-7 Épaisseur totale de sédiment dans le sédiment superficiel dans l'estuaire: médiane sur un cycle VE-ME à la fin de chaque année 2015 simulée

Les estimations de la masse totale du bouchon vaseux dans l'estuaire de la Gironde sont très anciennes et varient entre 4 et 6 Mt en période de VE (Allen et al., 1977; Jouanneau, 1979). Ici, la masse de sédiments en suspension a été intégrée de l'embouchure jusque dans l'estuaire fluvial, en amont de Cadillac en Garonne et de Libourne en Dordogne, afin d'inclure toute la zone de migration du bouchon vaseux. Ainsi, la masse représentée sur la Figure IV-8 peut être approximée comme la masse du bouchon vaseux.

La masse simulée du bouchon vaseux ne semble pas atteindre un réel équilibre et, en moyenne, diminue d'une année sur l'autre (Figure IV-8 et IV-9). Elle fluctue au cours de l'année principalement en fonction du cycle VE-ME (Figure IV-9). Lors de la première année, alors que le modèle redistribue la couverture sédimentaire initiale, la masse remise en suspension est très élevée par rapport aux estimations de la littérature, avec un maximum dépassant les 14 Mt.

La valeur maximale atteinte (en février) diminue de 37% entre la première et la deuxième année, puis l'écart se réduit pour atteindre 14% entre la quatrième et la dernière année simulée. Ainsi, la masse du bouchon vaseux perdue chaque année tend à diminuer bien que les 5 années simulées ne soient pas suffisantes pour atteindre un réel équilibre. Cependant, pour la quatrième année simulée, considérée comme l'année « pouvant être analysée », la masse du bouchon vaseux varie entre environ 3 et 6 Mt, ce qui est en adéquation avec les estimations de la littérature. De plus, les valeurs minimales, atteintes en ME (Figure IV-9) sont très similaires pour la 4^{ème} et la 5^{ème} année.

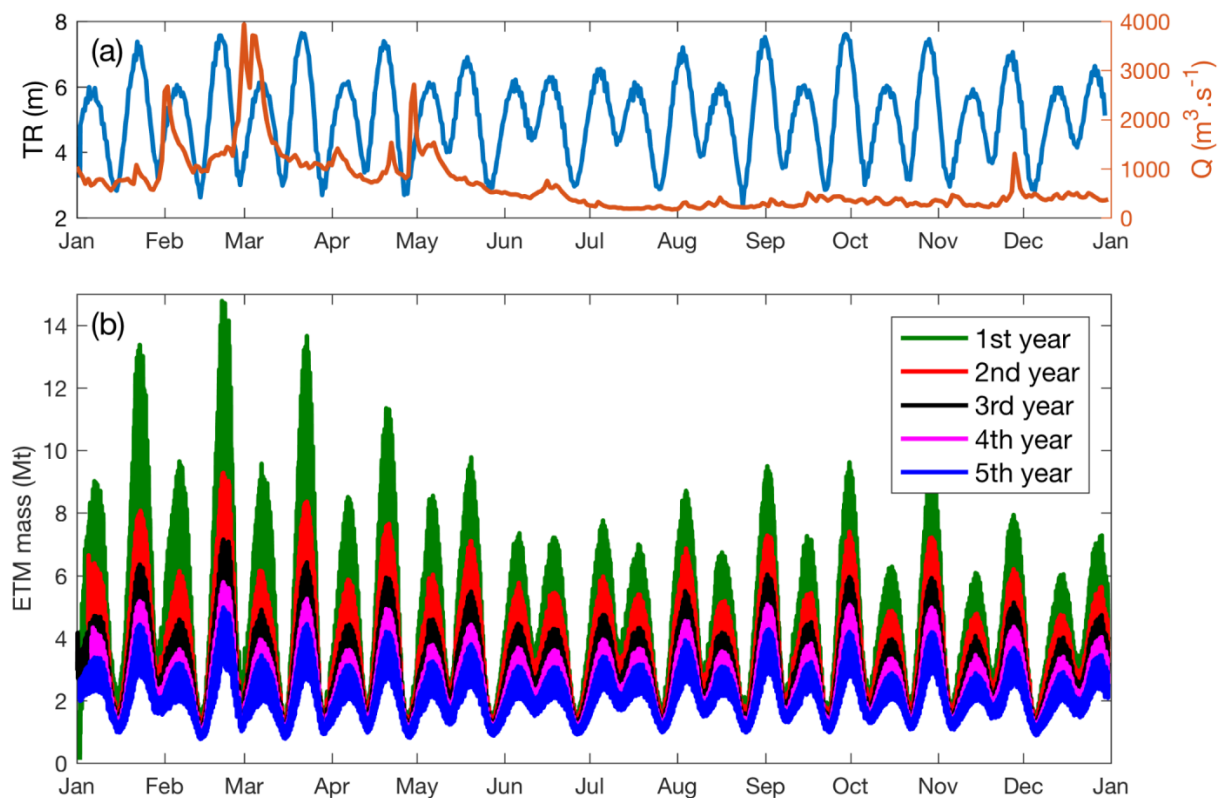


Figure IV-8 Séries temporelles sur l'année 2015 : (a) du marnage au Verdon TR et du débit de la Gironde Q , et (b) de la masse de vase en suspension dans l'estuaire sur les 5 années simulées

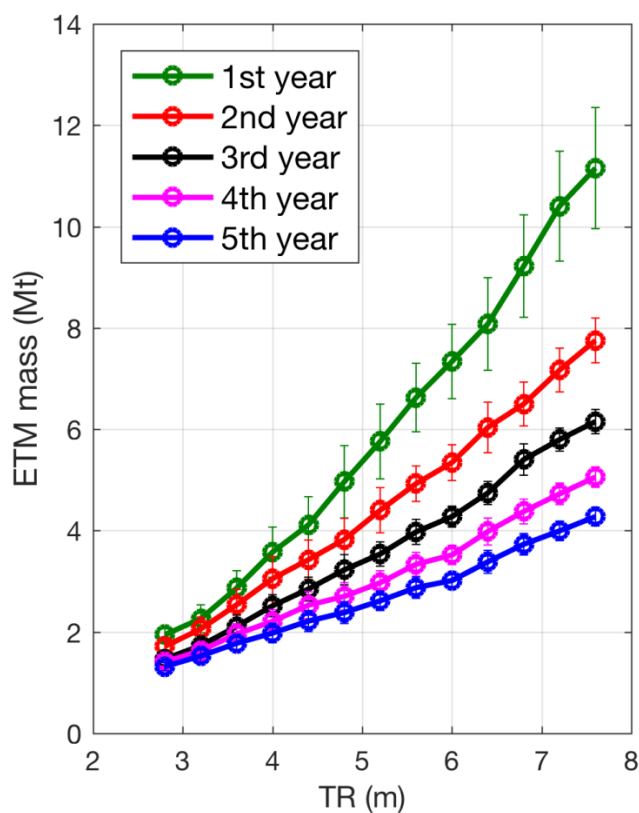


Figure IV-9 Masse du bouchon vaseux en fonction du marnage pour chaque année 2015 simulée

A partir de l'étude de stabilité sédimentaire menée dans ce chapitre, les années 2016 et 2017 ont été simulées en continu suivant la 4^{ème} année de simulation de 2015 présentée dans cette section. Cela veut dire que 4 années de spin-up ont été considérées. Les années de simulations ont été choisies afin de couvrir la période durant laquelle ont été acquises les mesures *in-situ* à l'embouchure (données GEMMES de novembre 2016 à mi-2017). Le modèle mis en place dans le chapitre III n'avait pu être calibré et validé que sur la partie intra-estuarienne (données MAGEST). La section suivante s'attache donc à présenter une validation supplémentaire du modèle sur tout le domaine, intra- et extra-estuarien. Ces simulations serviront de référence pour le chapitre V et l'analyse de la dynamique de la VOG.

3. Validation intra- et extra-estuarienne du modèle sédimentaire

3.1. Séries temporelles et dynamique associée aux forçages hydrométéorologiques

Les résultats du modèle sédimentaire sont comparés aux différentes données d'observation disponibles sur les années d'étude, issues des réseaux MAGEST et des stations GEMMES. Les années simulées couvrent deux années hydrologiquement contrastées : l'année 2016, relativement humide avec une crue de plus de $5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, suivie de l'année 2017 beaucoup plus sèche (Figure I-7). Des épisodes de tempêtes significatifs se produisent également sur les deux années avec des hauteurs significatives (H_s) de vagues excédant 6 m en février 2016 (Figure IV-10, valeur simulée) et 10 m en février 2017 (Figure IV-11, valeur mesurée). Une bonne reproduction de la dynamique sédimentaire sur le plateau continental pour ces périodes dynamiquement contrastées, et particulièrement à la station GEMMES 40 qui se situe à proximité de la VOG, est primordiale pour s'assurer de la représentativité des flux et des structures sédimentaires simulés en réponse aux forçages hydrométéorologiques.

Les concentrations en MES présentées sur les Figures IV-10 et IV-11 comparent les valeurs mesurées et simulées aux 4 points de mesure disponibles, dans la partie intra-estuarienne à Bordeaux et Pauillac (Figures IV-10 et IV-11 b et c, respectivement) et aux abords du plateau continental, aux stations GEMMES 20 (G20) et GEMMES 40 (G40) (Figures IV-10 et IV-11 d et e, respectivement) sur les années 2016 (Figures IV-10) et 2017 (Figure IV-11). Aux stations Bordeaux, Pauillac et GEMMES 20, les données sont comparées à 1 m sous la surface. A la station GEMMES 40 en revanche, elles sont comparées à 1 m au-dessus du fond.

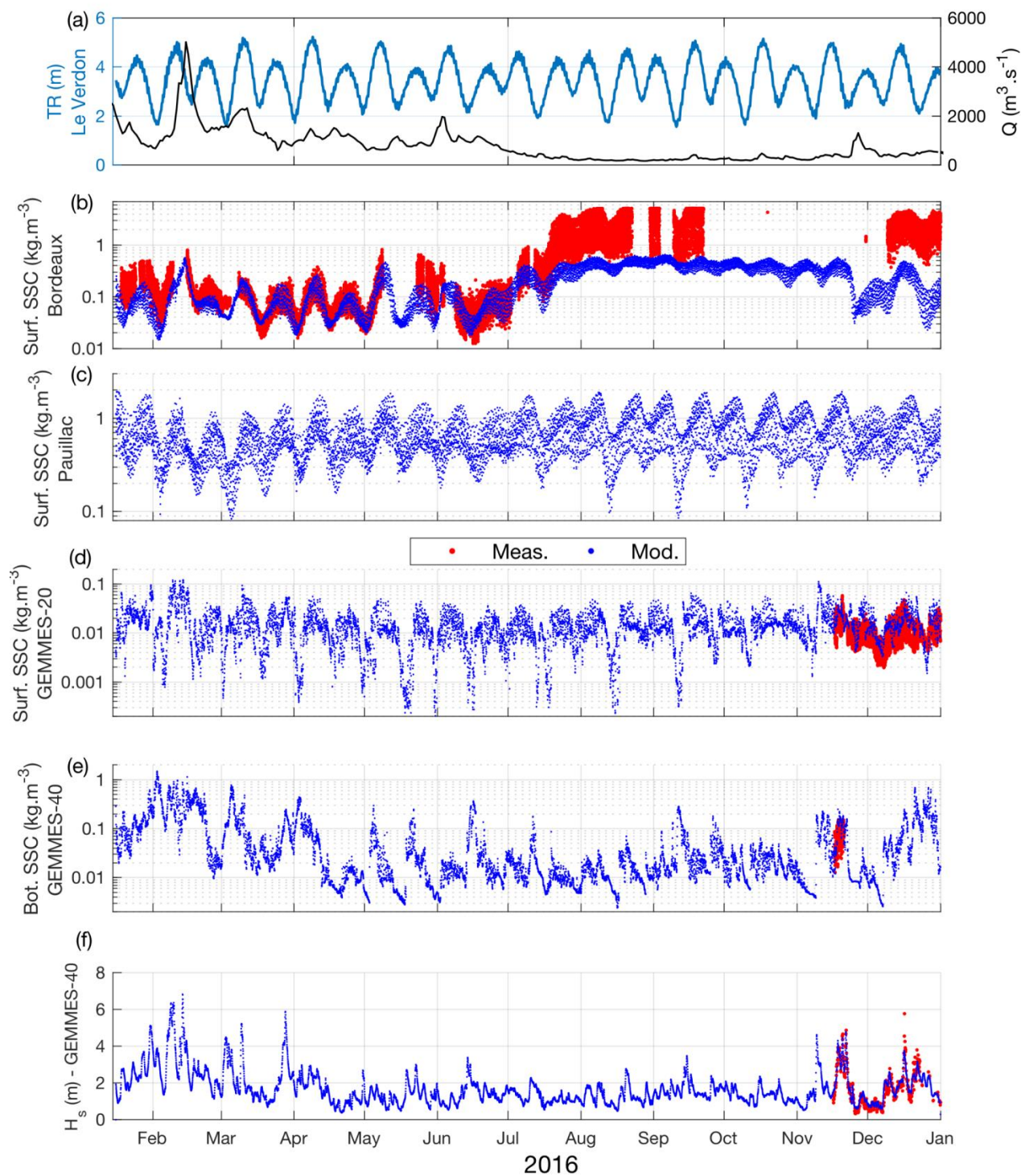


Figure IV-10 Comparaison des séries temporelles mesurées et simulées de concentrations en MES aux 4 points de mesures in-situ (b, c) dans l'estuaire et (d, e) au large de l'embouchure, pour l'année 2016. (a) Séries temporelles de marnage simulé TR et de débit des rivières mesuré Q. (f) Séries temporelles de hauteur significative des vagues H_s mesurées et modélisées au point GEMMES 40

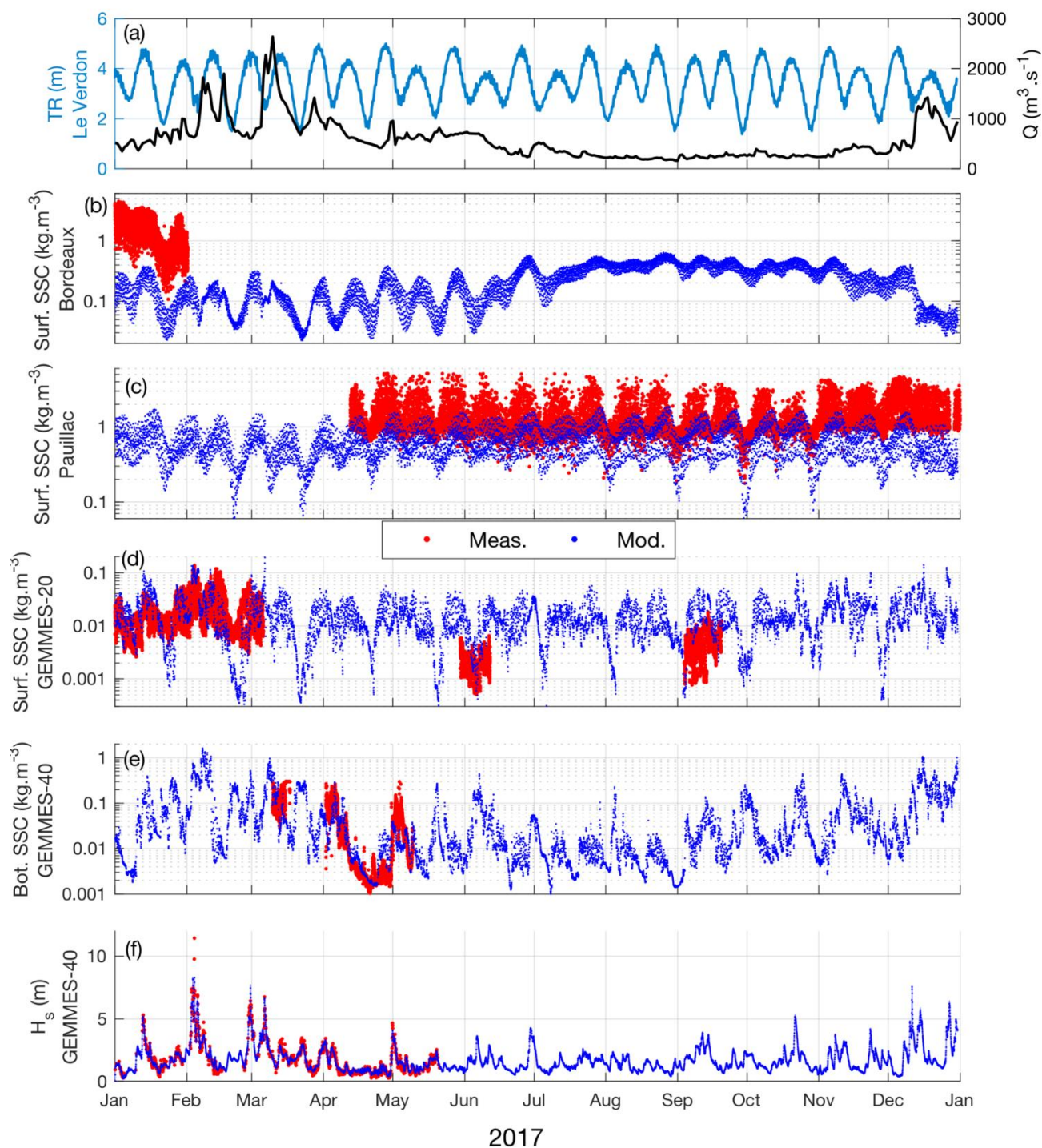


Figure IV-11 Comparaison des séries temporelles mesurées et simulées de concentrations en MES aux 4 points de mesures in-situ (b, c) dans l'estuaire et (d, e) au large de l'embouchure, pour l'année 2017. (a) Séries temporelles de marnage simulé TR et de débit des rivières mesuré Q. (f) Séries temporelles de hauteur significative des vagues H_s , mesurées et modélisées au point GEMMES 40

Les mailles horizontales du modèle considérées pour les comparaisons aux mesures correspondent aux mailles les plus représentatives de la mesure. A Bordeaux et Pauillac, ce sont les mêmes que celles considérées dans le chapitre III. Pour les comparaisons aux mesures des bouées GEMMES, les mailles considérées sont représentées par une croix sur la Figure IV-12 : au point G40, elle correspond à la maille la plus proche du point de mesure

(représenté par un losange grisé, Figure IV-12). En revanche, au point G20, la représentativité des mailles du modèle dans le carré grisé (correspondant à 7×7 mailles autour de la position réelle de la station) a été étudiée. La Figure IV-12 représente l'étendue du panache de surface à la sortie de l'estuaire en crue (haut) et en étiage (bas), avec les positions réelles des stations de mesure. Elle atteste notamment de la forte variabilité des concentrations en MES de surface induite par la proximité de la limite du panache turbide. L'étude de la maille la plus représentative de la dynamique des MES observée au point G20 a permis d'identifier la maille repérée par une croix sur la Figure IV-12. C'est donc celle qui est considérée pour la comparaison des séries temporelles mesurées et simulées au point G20. Cela induit que le modèle a une erreur de l'ordre de 1,5 km sur la représentation spatiale du panache turbide. On peut également noter une forte augmentation de la concentration en MES à la sortie de la Passe Ouest, probablement induite par l'action des vagues, responsable de fortes resuspensions dans cette zone.

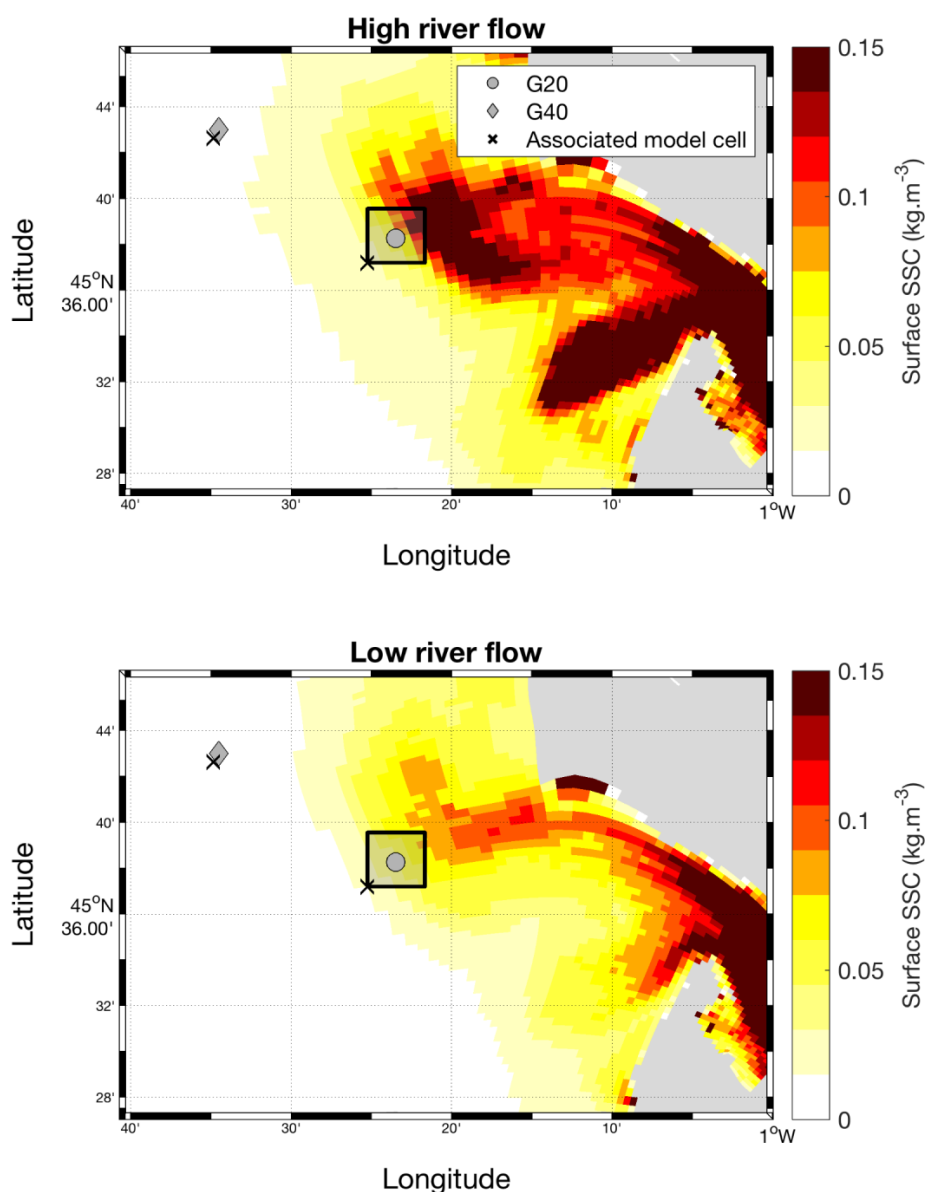


Figure IV-12 Concentrations en MES de surface au débouché de l'estuaire en crue (haut) et en étiage (bas) : 90^{ème} centile sur un cycle VE-ME et position des stations de mesures GEMMES 20 et 40

La Figure IV-13 représente le comportement en fonction du débit des concentrations en MES de surface dans l'estuaire, à Pauillac et à Bordeaux. Pour chaque classe de débit, les concentrations instantanées moyennées ont été considérées, contrairement au chapitre III où les concentrations avaient d'abord été moyennées sur un cycle de marée. De ce fait, les écarts-types représentés par les barres verticales comprennent la variabilité intra-tidale des champs considérés. La Figure IV-14 se présente de la même manière, à G20 et à G40, en fonction du débit fluvial (haut) et de la hauteur significative des vagues (bas). Les périodes couvertes par les mesures sur le plateau étant plus restreintes que dans l'estuaire, la considération des champs instantanés permet notamment de représenter une plus grande gamme de H_s et de débit à ces stations.

On constate tout d'abord que la hauteur significative des vagues est très bien reproduite par le modèle, malgré une légère sous-estimation du pic de H_s aux mois de décembre 2016 et de février 2017 (Figures IV-10 et IV-11, f). En termes de dynamique sédimentaire, on constate dans l'ensemble que la dynamique sédimentaire aux 4 stations est reproduite de manière satisfaisante par le modèle.

A Bordeaux (Figures IV-10b et Figure IV-13 gauche), de même que dans le chapitre III sur l'année 2015, le modèle reproduit très bien la période de crue et la dynamique saisonnière, avec une augmentation significative des concentrations de surface au début de l'étiage au mois de juillet 2016. Cependant, le modèle tend toujours à sous-estimer la concentration de surface en période d'étiage à Bordeaux. Les mesures MAGEST à Bordeaux se sont arrêtées en février 2017 et ne couvrent donc pas l'année 2017.

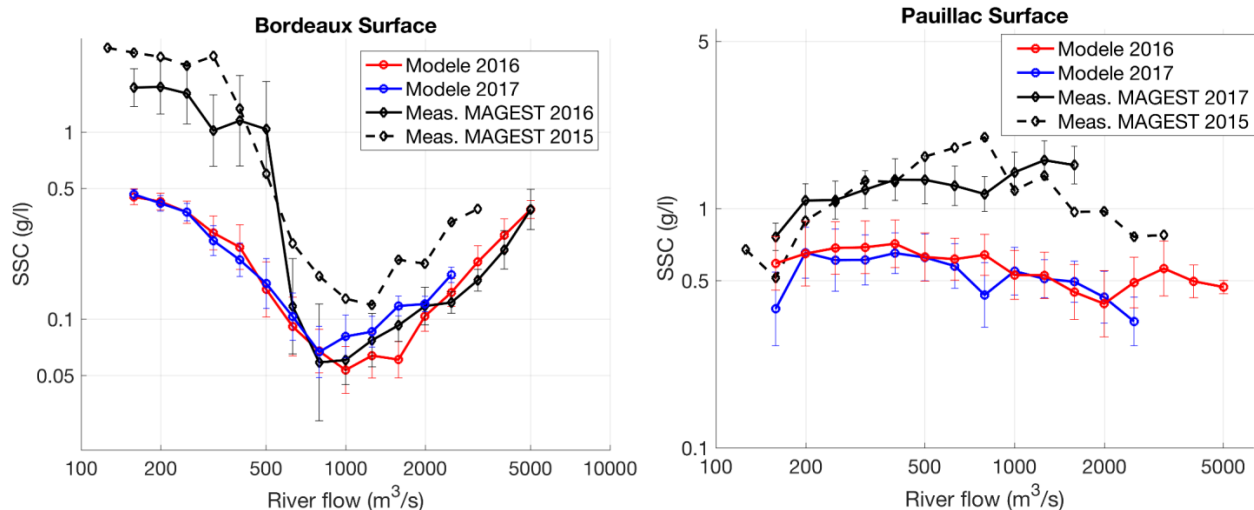


Figure IV-13 Concentrations en MES à 1 m sous la surface moyennées par classe de débit liquide des rivières et représentées en fonction de celui-ci à Bordeaux (gauche) et Pauillac (droite) à partir des données mesurées (noir) et simulées (rouge : année 2016 et bleu : année 2017). Les tendances mesurées en tirets représentent les tendances extraites du chapitre III, sur l'année 2015. Les barres verticales représente l'écart-type des données au sein de la classe considérée.

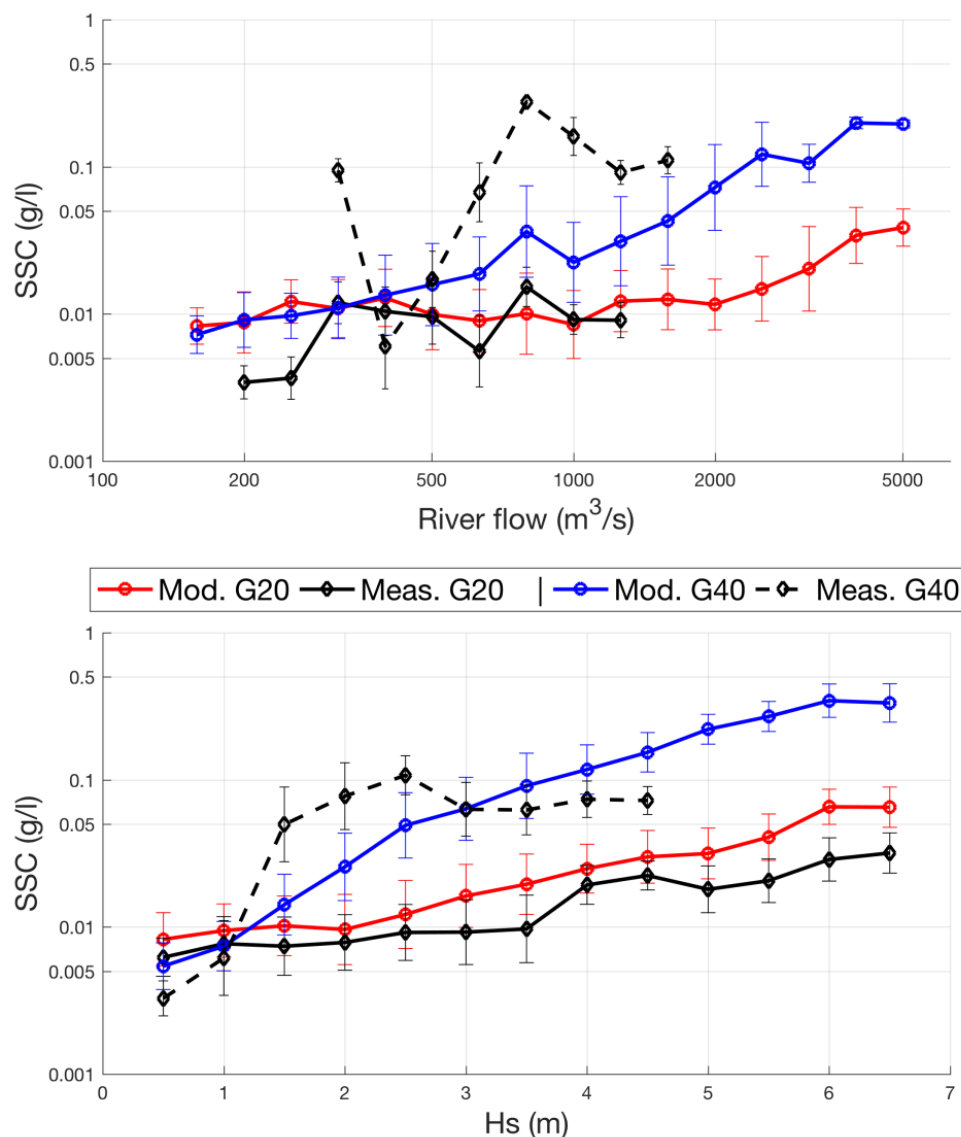


Figure IV-14 Concentrations en MES moyennées par classe de débit liquide des rivières (haut) et par classes de H_s (bas) représentées en fonction de ces classes à partir des données mesurées en noir (trait plein : G20 et tirets : G40) et simulées (rouge : G20 et bleu : G40). Pour les données modèle, les deux années simulées ont été considérées. Les barres verticales représente l'écart-type des données au sein de la classe considérée.

La station Pauillac a été remplacée durant l'année 2016 et n'a repris du service qu'en avril 2017, équipée d'une nouvelle sonde de mesure dont la correspondance des calibrations a été explicitée en fin de chapitre II. Ainsi les comparaisons modèle/mesures s'effectuent sur la période de mi-avril à fin décembre 2017 (Figure IV-11c). De même que sur l'année 2015 à cette station (chapitre III), le modèle a tendance à sous-estimer la concentration en MES de surface (Figure IV-13 droite). Cependant, il est très possible de nouveau que cette sous-estimation résulte d'un manque de représentativité de la mesure au regard de la variabilité transversale des turbidités dans l'estuaire. Les séries temporelles révèlent en revanche une bonne représentation de la dynamique à l'échelle du cycle VE-ME (Figure IV-11). A noter que les concentrations en MES dans l'estuaire sont également réduites par la simulation considérant 4 années de spin-up.

Aux stations G20 et G40 (Figures IV-10 et IV-11 d et e), situées au débouché de l'estuaire, le modèle reproduit correctement les mesures. Les séries temporelles révèlent une légère sous-estimation des concentrations de surface au point G20 en période calme (*e.g.* $H_s < 2$ m, fin février 2017), sous-estimation qui n'est pas perceptible en moyenne en raisonnant par classes de H_s (Figure IV-14 bas). Cependant, l'analyse des séries temporelles laisse tout de même à penser que la vitesse de chute des sédiments est trop élevée et qu'en l'absence de turbulence, ils chutent trop rapidement. Cependant, une vitesse de chute plus faible tend à limiter la remontée du bouchon vaseux dans l'estuaire en période d'étiage, et à augmenter l'export de sédiment vers le large (Brenon and Le Hir, 1999). De plus, étant donnée la bonne reproduction des niveaux de turbidité le reste de l'année et particulièrement durant des périodes très dynamiques telles que début février et début mars 2017, le comportement du modèle est considéré comme très satisfaisant et permet de reproduire correctement la dynamique des MES au débouché de l'estuaire. Bien que les mesures soient plus rares à la station G40, le constat reste le même, voire meilleur qu'à G20, avec une très bonne reproduction des concentrations en MES proche du fond.

Pour ces deux stations, les tendances des concentrations en MES associées au débit liquide des rivières et à la hauteur significative des vagues sont représentées sur la Figure IV-14. Les mesures de fond à G40 ne révèlent pas de tendance « facilement identifiable » liée au débit fluvial, contrairement à celles de surface à G20. La concentration mesurée augmente avec le débit, tendance qui est bien reproduite par le modèle (moyenne sur les deux ans simulés) et qui est induite par l'augmentation de l'extension et de la concentration du panache turbide de surface en crue (Figure IV-12). Pour les deux stations, les concentrations en MES (de fond pour G40 et de surface pour G20) sont fortement corrélées au H_s : les concentrations tendent à augmenter avec la remise en suspension par les vagues. Le modèle parvient correctement à reproduire cette tendance.

3.2. Performances du modèle

Les performances du modèle pour chaque site de mesure sont présentées au moyen de diagrammes cible permettant de résumer les différentes mesures statistiques sur un graphique (Figures IV-15, IV-16 et IV-17). Les quantités « RMSE débiaisée » et « biais » sont représentées sur la Figure IV-15 gauche, et sont normalisées par la moyenne des mesures à chacune des stations respectivement (Figure IV-15 droite). Un biais positif (axe des ordonnées) sur ces diagrammes indique une surestimation du modèle par rapport aux mesures en moyenne et inversement pour un biais négatif. De même, une valeur positive sur l'axe des abscisses indique que l'écart-type des valeurs simulées est supérieur à celui des observations. Enfin, la distance à l'origine permet de déterminer le niveau de performance du modèle par rapport aux mesures. Une valeur de normalisation propre à chaque station (diagramme de droite) permet d'analyser la performance intrinsèque à la station. Un point situé sur le cercle de rayon 1 indique une RMSE moyenne de l'ordre de la valeur par laquelle le point est normalisé. Ainsi, une RMSE de 0,5 correspond à une erreur de 50%.

Les performances globales sont nettement meilleures pour les stations situées sur le plateau car les concentrations en MES y sont plus faibles. La station la moins performante est la station Bordeaux pour laquelle de fortes concentrations peuvent être observées (Figure

IV-15 gauche). La tendance est à la sous-estimation en moyenne du modèle par rapport aux mesures, sauf à la station G20 où le modèle surestime les concentrations en MES ($B^* < 0$ sauf à G20). De même, l'écart-type des valeurs simulées est plus faible que celui des observations partout sauf à G20 ($RMSE^* < 0$ sauf à G20). A l'échelle annuelle, les erreurs relatives propres à chaque station atteignent 111% à Bordeaux, 57% à Pauillac, 45% à G40 et 74% à G20 (Figure IV-15 droite).

Les performances du modèle en fonction du débit fluvial à Pauillac et Bordeaux et en fonction du H_s aux stations GEMMES sont représentées sur les Figure IV-16 et Figure IV-17. Les tendances sont inversées entre les stations Bordeaux et Pauillac, avec de meilleures performances, au regard de la gamme de débit considérée, en crue qu'en étiage à Bordeaux et vice-versa à Pauillac (Figure IV-16). A Bordeaux, les écarts entre mesures et modèle pour les débits faibles sont de l'ordre de la valeur moyenne mesurée pour ces débits (RMSE normalisée de l'ordre de 1, Figure IV-16), tandis que pour des débits fluviaux plus élevés, les écarts deviennent plus petits que la valeur moyenne mesurée en crue. A Pauillac, les RMSE de chaque classe sont plus petites que les valeurs moyennes mesurées pour ces classes (RMSE* normalisées < 1), avec des RMSE* normalisées plus petites pour des débits d'étiage. Pour les deux stations estuariennes, la tendance reste à la sous-estimation en moyenne du modèle par rapport aux mesures ($B^* < 0$) ainsi qu'à une variance des valeurs simulées plus faible que celle des mesures ($RMSE^* < 0$), quel que soit le débit fluvial.

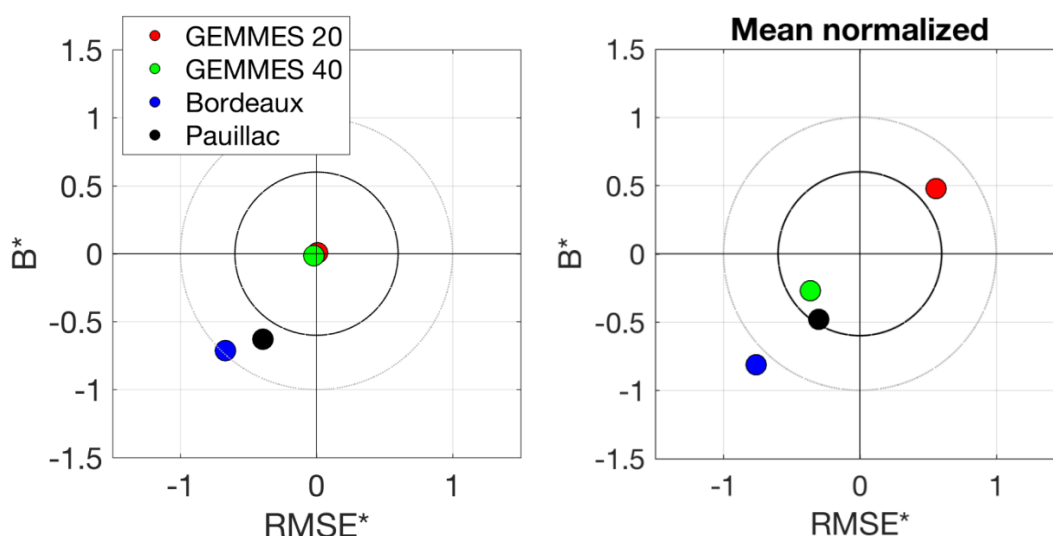


Figure IV-15 Diagrammes cible des performances du modèle en comparaison aux mesures in-situ pour chaque site sur la période totale de mesure disponible : (gauche) valeurs brutes et (droite) valeurs normalisées par la moyenne des mesures à chacune des stations.

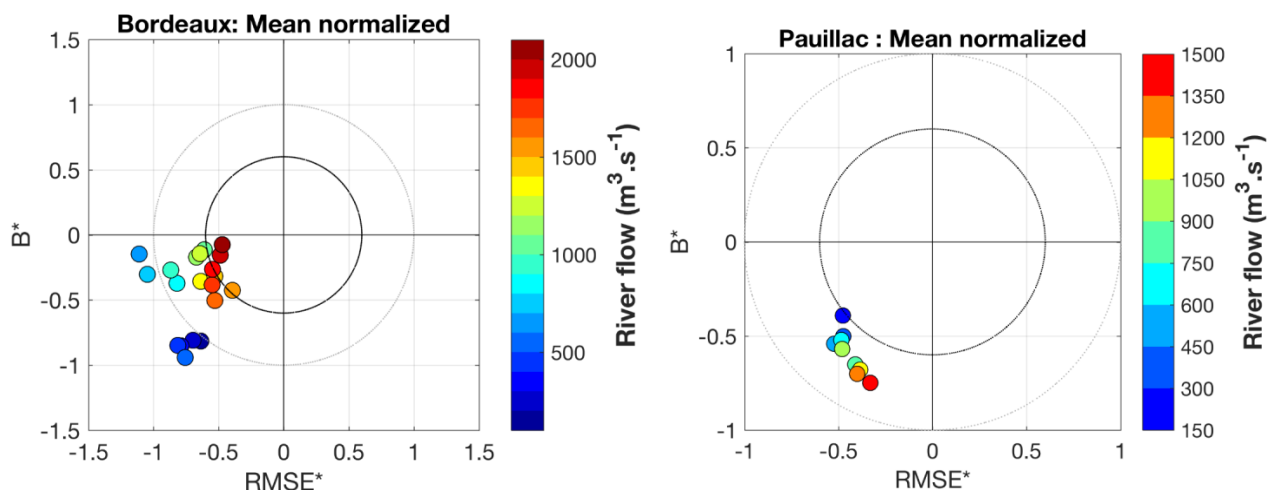


Figure IV-16 Diagramme cible par classe de débit fluvial à Bordeaux (gauche) et Pauillac (droite) : valeurs normalisées par la valeur moyenne des observations sur la classe de débit considérée.

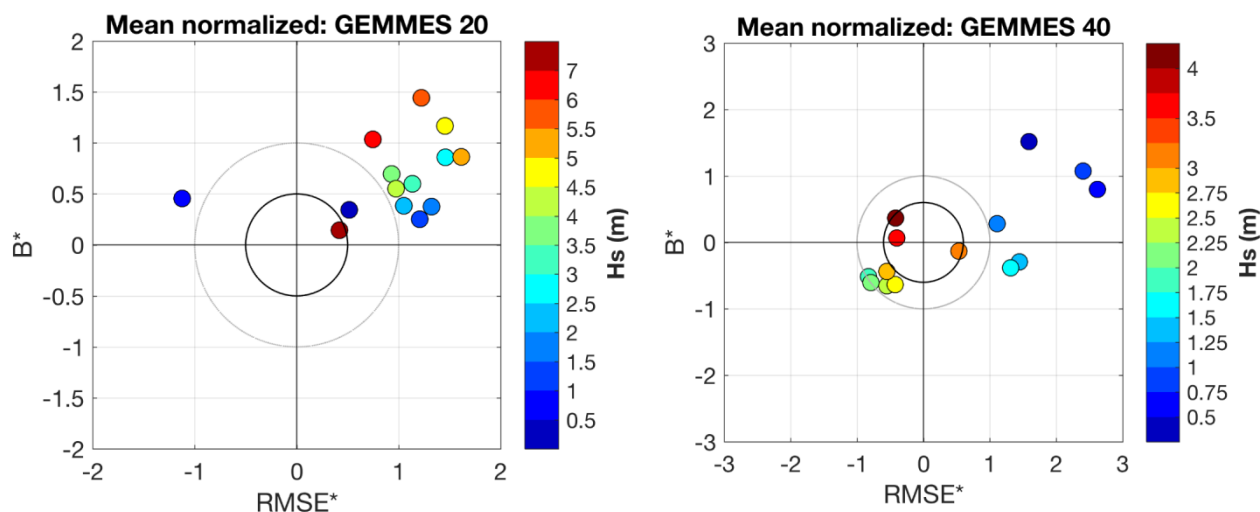


Figure IV-17 Diagramme cible par classe de H_s à la station GEMMES 20 (gauche) et GEMMES 40 (droite) : valeurs normalisées par la valeur moyenne des observations sur la classe de H_s considérée. Les graduations sur les échelles de couleurs correspondent aux classes de H_s considérées sur les diagrammes.

A G20 et G40, les mêmes diagrammes cibles ont été réalisés en fonction de la hauteur significative des vagues, également normalisés par les valeurs moyennes de concentrations en MES mesurées pour chaque classe de H_s considérée (Figure IV-17). A G20, la plupart des classes de H_s considérées possèdent une RMSE totale (caractérisée par la distance à l'origine) supérieure à la concentration moyenne mesurée (RMSE normalisée > 1 , Figure IV-17 gauche). Bien qu'aucune tendance nette ne puisse être observée sur ce diagramme en fonction des conditions de vagues, les écarts entre mesures et modèles sont plus petits que la valeur moyenne mesurée pour les classes extrêmes de H_s ($H_s < 0,5$ et $H_s > 7$ m). En règle générale à G20, le modèle tend à surestimer les concentrations en MES ($B^* > 0$). De plus, quasiment pour toutes les classes de H_s , la RMSE* est positive, ce qui indique une plus grande variabilité des valeurs simulées que des valeurs observées.

A G40 en revanche, une nette tendance est discernable sur la Figure IV-17. Les performances du modèle sont meilleures (au regard de la classe de H_s considérée) en période

agitée (Figure IV-17 droite). Les valeurs de RMSE totales à G40 sont plus grandes que les valeurs moyennes de concentrations en MES mesurées au fond pour des conditions de vagues peu énergétiques (RMSE normalisée > 1), et sont en revanche plus petites pour des hauteurs de vagues plus élevées. Il ressort également de la Figure IV-17 droite que pour des conditions de H_s relativement faibles, l'écart-type des valeurs simulées est plus fort que celui des observations (RMSE* > 0) et vice-versa pour des conditions plus énergétiques.

Ainsi, les performances du modèle à chaque station sont différentes selon les conditions météorologiques et hydrologiques sur la période considérée. Malgré de bonnes performances générales pour chacune des stations, les tendances sont à la sous-estimation des concentrations en MES de surface dans l'estuaire et à la surestimation de celles-ci à la station GEMMES 20. A la station GEMMES 40, dont les mesures sont réalisées à proximité du fond, les performances du modèle sont plus contrastées et n'exhibent pas de tendances significatives.

4. Synthèse

A partir d'un paramétrage calibré du modèle sédimentaire mis en place dans le cadre de cette thèse, une étude sur la durée de spin-up nécessaire pour assurer la stabilité du modèle et la robustesse des résultats a été réalisée. Cinq années de spin-up ont dû être simulées afin d'attester d'un équilibre en termes de flux et de couverture sédimentaire. Les résultats ont montré une durée de spin-up nécessaire de 3, voire 4 ans, étant donnée la similitude entre la quatrième et la cinquième année de simulation. Cette durée de spin-up permet d'assurer une stabilité de la couverture sédimentaire à la fois dans la partie intra-estuarienne et sur le plateau continental. Les séries temporelles de la masse simulée du bouchon vaseux sur les cinq ans, ont, quant à elles, révélé une perte significative de masse en suspension dans l'estuaire sur la durée. En revanche, cette perte diminue d'une année sur l'autre, et, bien que les 3 années de spin-up ne permettent pas d'atteindre un équilibre de la masse du bouchon vaseux, celle-ci est en bonne adéquation avec la masse qui avait été estimée à partir de mesures/observations.

Une bonne reproduction de la dynamique sédimentaire sur le plateau continental, et particulièrement à la station G40 qui se situe à proximité de la VOG, est primordiale pour s'assurer de la capacité du modèle à reproduire le comportement des flux et des structures sédimentaires en réponse aux forçages hydrométéorologiques. Ainsi, la validation du modèle sédimentaire dans la configuration finale, pour les années 2016-2017 et sur l'ensemble du domaine intra et extra-estuarien a été réalisée dans ce chapitre à partir de données de validation *in-situ* disponibles sur la période simulée. Elle a révélé des performances satisfaisantes du modèle à reproduire les niveaux de concentration en MES et la dynamique sédimentaire observés, et ce malgré des conditions hydrométéorologiques très contrastées et une période d'initialisation de 4 ans précédant ces deux années de simulation. On peut donc raisonnablement estimer que le modèle est correctement calibré, le paramétrage choisi permettant d'obtenir des champs modélisés robustes et en accord avec les observations *in-situ*.

La suite de cette thèse porte sur l'exploitation du modèle calibré et validé, sur les années 2016 et 2017, pour notamment étudier la dynamique sédimentaire de la vasière Ouest Gironde

en réponses aux forçages hydrométéorologiques et la dynamique des flux résiduels de sédiments à l'embouchure.

CHAPITRE V Dynamique sédimentaire résiduelle à l'embouchure

L'étude de la dynamique sédimentaire résiduelle à l'embouchure a pour objectif de documenter les flux de sédiments échangés entre l'estuaire et l'océan et de mettre en exergue la circulation particulière prédominante. La circulation résiduelle dans cette zone est influencée à la fois par les courants de marée, les gradients de densité induits par le débit fluvial et la houle. La présence de plusieurs chenaux en amont de l'embouchure, puis de deux passes principales au débouché de l'estuaire autour desquelles s'organisent des formations de bancs sableux, complexifie d'autant plus le schéma de circulation dans cette zone présentant de forts gradients bathymétriques.

Peu d'études se sont attachées à caractériser la dynamique sédimentaire résiduelle sur cette zone. L'une des plus récentes et des plus détaillées a été réalisée par Mallet (1998) mais s'intéresse uniquement au transport de sable par charriage dans l'embouchure et sur quelques bancs sableux. Cependant, la dynamique associée à l'ensemble des sédiments sablo-vaseux est déterminante pour la quantification des flux de sédiments déversés à l'océan et leur comportement sur le proche plateau. C'est pourquoi, à partir du modèle sédimentaire mis en place et validé dans les chapitres précédents, cette étude a pour objectif de documenter la circulation sédimentaire résiduelle dans l'embouchure associée à la présence de sédiments mixtes.

Dans ce chapitre et à l'instar du chapitre IV, le modèle est analysé sur les années 2016 et 2017 après 4 ans de spin-up réalisés avec les forçages de l'année 2015. L'analyse de stabilité du modèle réalisée dans le chapitre IV a en effet révélé une durée nécessaire de spin-up de 3 ans avant de pouvoir analyser les résultats, la 4^{ème} année étant la première réellement stable en termes de flux à l'embouchure et de couverture sédimentaire sur l'ensemble du domaine. Ainsi, les années 2016 et 2017 ont été simulées à la suite de cette 4^{ème} année de 2015.

1. Dynamique temporelle des flux de sédiments à l'embouchure

1.1. Dynamique saisonnière

Les flux de sédiments à l'embouchure à travers les deux sections « Verdon » et « Isob_25m » exhibent des comportements contrastés selon la classe de sédiment considérée (figure V-1). A l'amont de l'embouchure (section Verdon, figure V-1 a), le modèle simule un transport résiduel sur 2 ans vers le large pour la vase et le sable fin, de l'ordre de -15,5 Mt et -2 Mt respectivement, et vers l'estuaire pour le sable très fin, le sable moyen et les graviers (+8,8 Mt, +0,2 Mt et +0,3 Mt, respectivement). La dynamique saisonnière liée au cycle hydrologique des rivières influence significativement les flux de sable très fin, avec un import résiduel en période de crue et un flux résiduel quasi nul en période d'étiage. Les autres classes de sédiments ne semblent pas réagir significativement au cycle saisonnier, de manière assez

surprenante pour la vase. Les schémas hydrologiques, très contrastés entre les deux années simulées (2016 : année humide, 2017 : année plus sèche, pas de forte crue) impliquent des flux annuels résiduels différents pour le sable très fin (+5,4 Mt en 2016 et +3,4 Mt en 2017). De même pour le sable fin, le flux résiduel est dirigé vers l'aval avec une intensité d'environ -0,7 Mt en 2016 et de -1,3 Mt en 2017, soit quasiment le double pour une année sèche. En revanche, le transport sédimentaire dans cette section ne semble pas être significativement influencé par l'action des vagues (pas de pics de flux simulés particulièrement corrélés aux pics de H_s).

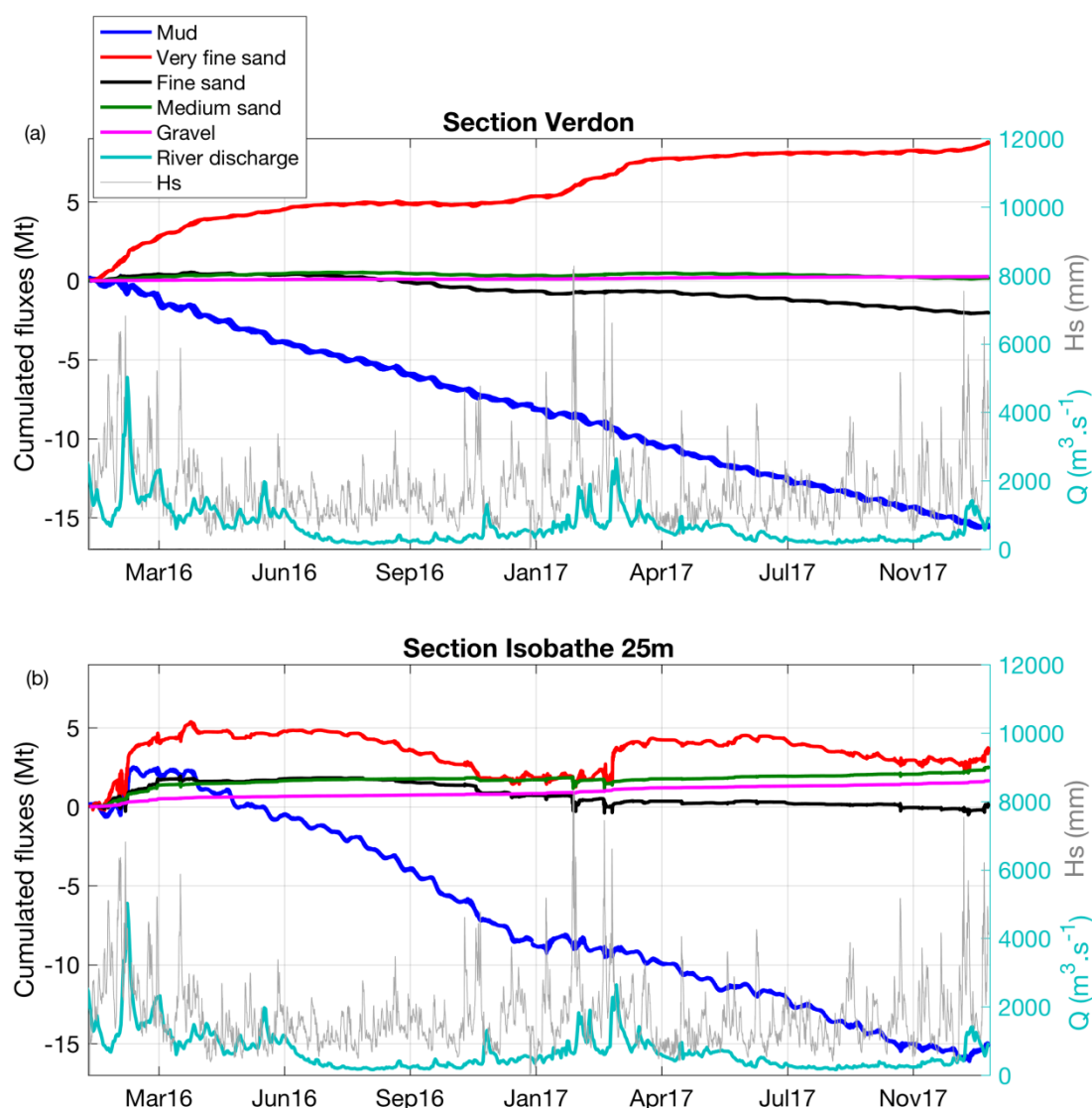


Figure V-1 Flux cumulés de chaque classe de sédiment au niveau de l'embouchure sur les deux ans de simulation : (haut) à la section Verdon et (bas) à la section Isob_25m (Figure IV-1) Les débits fluviaux imposés à la limite amont du modèle sont représentés sur l'axe de droite, ainsi que la hauteur des vagues (en mm).

Plus au large (section Isobathe 25m, figure V-1 b), le modèle simule une circulation résiduelle vers le large (et les côtes adjacentes) pour la vase de l'ordre de -15 Mt et vers l'embouchure pour les classes de sables et de gravier d'environ +3,8 Mt, +0,2 Mt, +2,5 Mt et +1,6 Mt, des classes les plus fines aux plus grossières. Les flux résiduels de vase après deux ans sont à l'équilibre avec une perte du système estuarien vers le large d'environ -15 Mt et

pas ou peu de stockage dans la zone de l'embouchure. Une certaine variabilité est simulée dans les flux de vase : tendance au transport vers l'estuaire en période hivernale compensé par un transport vers le large le reste de l'année. Etant donnée la forte influence de la remise en suspension due aux vagues dans cette zone-ci et la simultanéité des périodes plus tempétueuses et des crues, le transport sédimentaire est susceptible d'être influencé par les deux phénomènes. Il est difficile de conclure ici à une influence du débit fluvial ou des vagues sur cette tendance à l'import de vase dans l'embouchure en début d'année (période hivernale). De même, le transport résiduel de sable très fin exhibe une dynamique saisonnière forte, avec un fort import résiduel de particules dans l'embouchure en période tempétueuse et de débit fluvial élevé. Les pics les plus intenses d'import de sable très fin sont très clairement corrélés à la remise en suspension due aux épisodes de vagues les plus intenses. Au contraire, une tendance résiduelle à l'export vers le large s'installe en période plus calme et d'étiage. Le sable fin exhibe une tendance nette à l'export vers le large sous l'action des vagues, compensé par un transport vers l'embouchure en période de crue, et par un flux vers le large en étiage. Enfin, les classes les plus grossières sont principalement mises en mouvement sous l'effet des pics de vagues.

Les particules très fines (essentiellement la vase et dans une moindre mesure, le sable très fin) subissent un transport fortement impacté par le cycle VE-ME dans cette zone de l'embouchure (« épaissement » du trait). Cette dynamique est représentée plus en détail sur les figures V-2 et V-3 en période de crue et d'étiage, respectivement (zoom sur 2 cycles VE-ME).

A la section Verdon, le transport résiduel de vase est plus intense en VE, où il est dirigé vers l'aval, qu'en ME, où il est dirigé vers l'amont. Ce comportement résulte principalement de la stratification verticale plus intense en ME, renforçant la circulation barocline vers l'amont. Ce point est davantage détaillé en section 2. Cette inversion liée au cycle VE-ME est bien illustrée en forte crue (début mars 2016, figure V-2 a). Le transport résiduel de vase vers l'aval est équivalent en crue et en étiage avec une intensité de -0,6 Mt/mois. Le transport résiduel de sable très fin quant à lui est dirigé vers l'amont en crue (+1,5 Mt/mois) et est quasi nul en étiage. Il est plus prononcé en VE qu'en ME, de même que pour le sable fin, lequel exhibe le même comportement que le sable très fin en crue (transport vers l'amont) mais un transport nettement dirigé vers l'aval en étiage. Pour les classes plus grossières, la dynamique à ces échelles est quasi imperceptible et non significative.

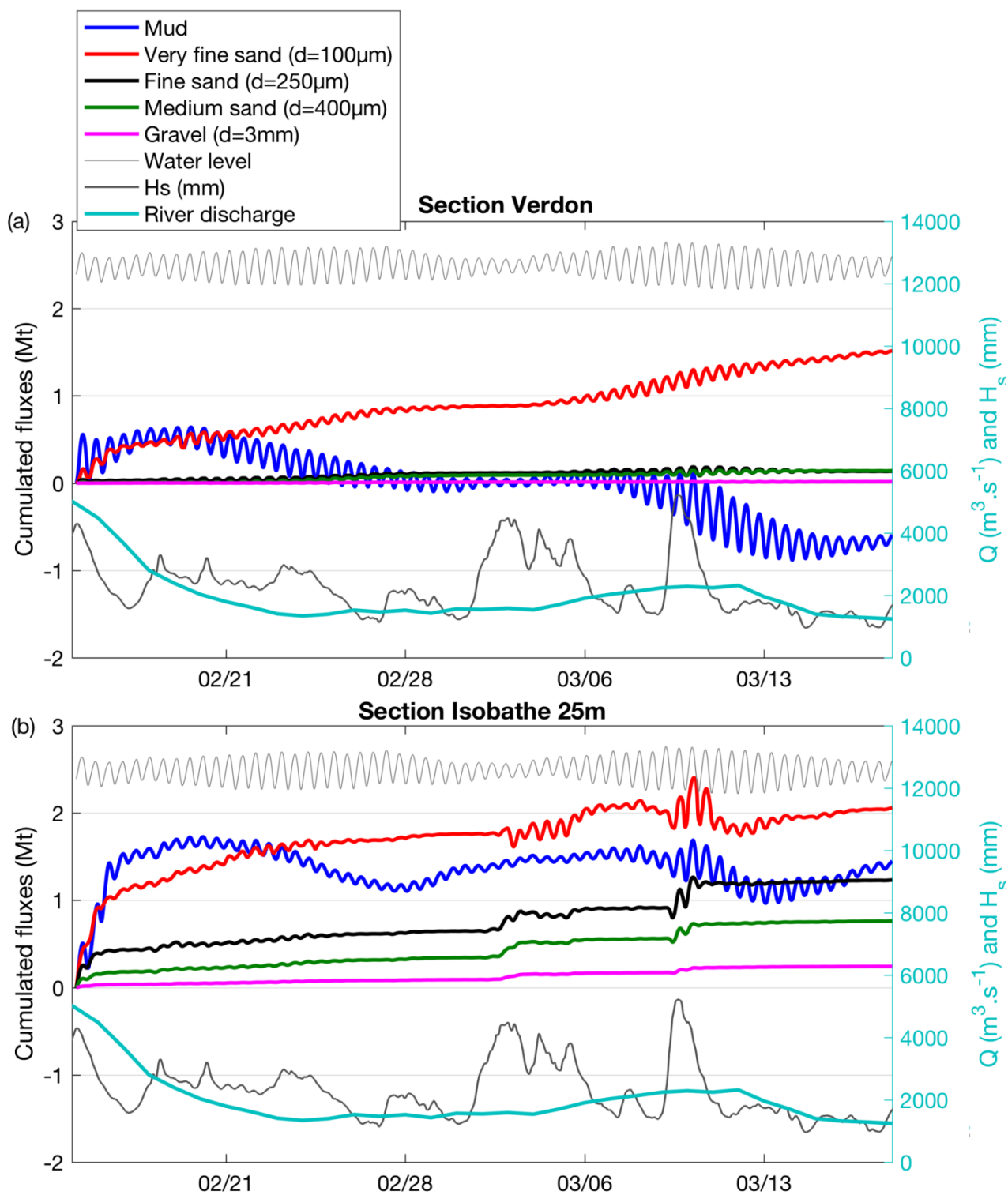


Figure V-2 Flux cumulés de chaque classe de sédiment au niveau de l'embouchure en période de crue (en 2016) : (a) à la section Verdon et (b) à la section Isob_25m. Les débits fluviaux imposés à la limite amont du modèle sont représentés sur l'axe de droite, ainsi que la hauteur des vagues (en mm).

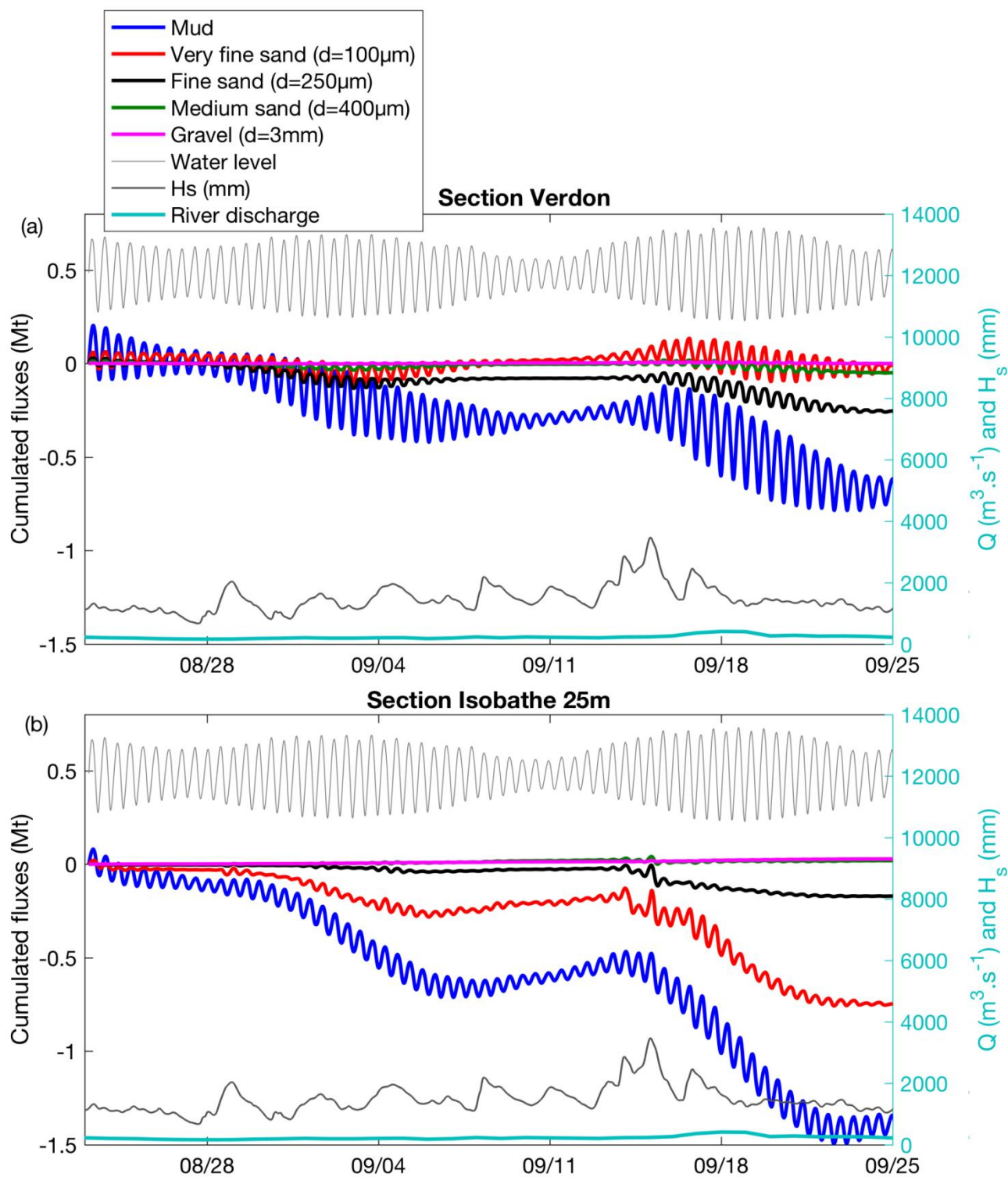


Figure V-3 Flux cumulés de chaque classe de sédiment au niveau de l'embouchure en période d'étiage (en 2016) : (haut) à la section Verdon et (bas) à la section Isob_25m. Les débits fluviaux imposés à la limite amont du modèle sont représentés sur l'axe de droite, ainsi que la hauteur des vagues (en mm).

A la section Isobathe 25m, le transport résiduel de vase exhibe également une inversion VE-ME, avec une tendance à l'import vers l'embouchure en ME et l'export vers le plateau en VE (figures V-2 et V-3 b). A noter que le flux résiduel vers l'amont en ME est nettement plus marqué en période de crue, principalement dû à la forte stratification (ME + débit fort)

renforçant la circulation barocline vers l'amont. Cependant, l'influence de l'action des vagues est difficile à déterminer, sachant que les pics de contrainte significatifs sont fortement corrélés au régime hydrologique (tempêtes et forte crue en février 2016). Cela se traduit par un important transport dirigé vers l'embouchure (flux positif). Progressivement, le transport résiduel orienté vers l'amont diminue à la fin de la période de crue (avril 2016, figure V-1 b), pour tendre très clairement vers un transport de vase vers le large en étiage (figure V-3 b), lequel est nettement plus prononcé en VE qu'en ME (déstratification en VE). Le transport résiduel de vase vers l'amont sur un mois hivernal (crue et tempêtes) s'élève à +1,4 Mt vers l'amont contre environ -1,3 Mt exportées sur un mois d'étiage. La dynamique saisonnière est sensiblement la même pour les sables très fins, même si cela se traduit par des flux résiduels annuels opposés dû aux intensités différentes. Le transport résiduel sur un mois est dirigé vers l'amont en période hivernale (+2,0 Mt et +1,2 Mt), tandis qu'il est dirigé vers le large en étiage (-0,7 Mt et -0,2 Mt/mois), respectivement pour les sables très fins et fins.

1.2. Dynamique des vases selon leur provenance

La distinction des flux de vase en fonction de leur provenance permet de quantifier plus spécifiquement les flux de sédiments terrigènes et estuariens potentiellement contaminés déversés dans l'océan. Pour ce faire, le choix a été fait de marquer les vases initialement présentes dans l'estuaire, celles du plateau et celles apportées au cours de la simulation par les fleuves à l'amont de l'estuaire. La distinction des vases du plateau et de l'estuaire s'effectue au niveau de la section Verdon (Figure IV-1). La condition initiale ici se réfère au début de l'année 2016 simulée et les analyses portant sur la différenciation de ces 3 vases couvrent donc les deux ans de simulation qui ont suivi. Les 3 vases ont exactement le même comportement, qui est le même que celui calibré et décrit au début du chapitre IV. Ainsi, il est possible de distinguer le comportement de ces 3 vases indépendamment, et notamment de quantifier plus spécifiquement les flux de sédiments terrigènes et estuariens.

Pour ce faire, les flux cumulés à travers les sections Verdon et Isobathe 25m sont représentés sur la figure V-4. Ils révèlent notamment un export résiduel sur deux ans d'environ -22,7 Mt de vases d'origine estuarienne et -0,3 Mt de vases d'origine fluviale, de l'estuaire vers l'embouchure. Au niveau de l'isobathe 25 m, le flux de vase d'origine estuarienne est dirigé vers le large à hauteur de -15 Mt, contre -0,15 Mt de vases d'origine fluviale. Ainsi, environ le tiers des vases estuariennes et fluviales sont stockées dans la zone de l'embouchure, plus ou moins temporairement.

Il est à noter également que les vases initialement contenues dans l'embouchure, à l'aval de la section Verdon, sont considérées comme vases du plateau. Ces illustrations révèlent donc l'importance des flux entrants de vase du plateau dans l'estuaire, avec un import de l'ordre de +7,5 Mt de vases marines de l'embouchure vers l'estuaire (figure V-4 a). La dynamique des vases du plateau à la section Isobathe 25m exhibe une influence significative du cycle saisonnier avec un import important de vases marines dans l'embouchure par forte crue (et présence de vagues) et une tendance à l'export en étiage, renforcé pour des conditions tempétueuses (début novembre 2016, figure V-4 b). Le flux résiduel sur deux ans des vases marines à la section Isobathe 25m est quasiment nul.

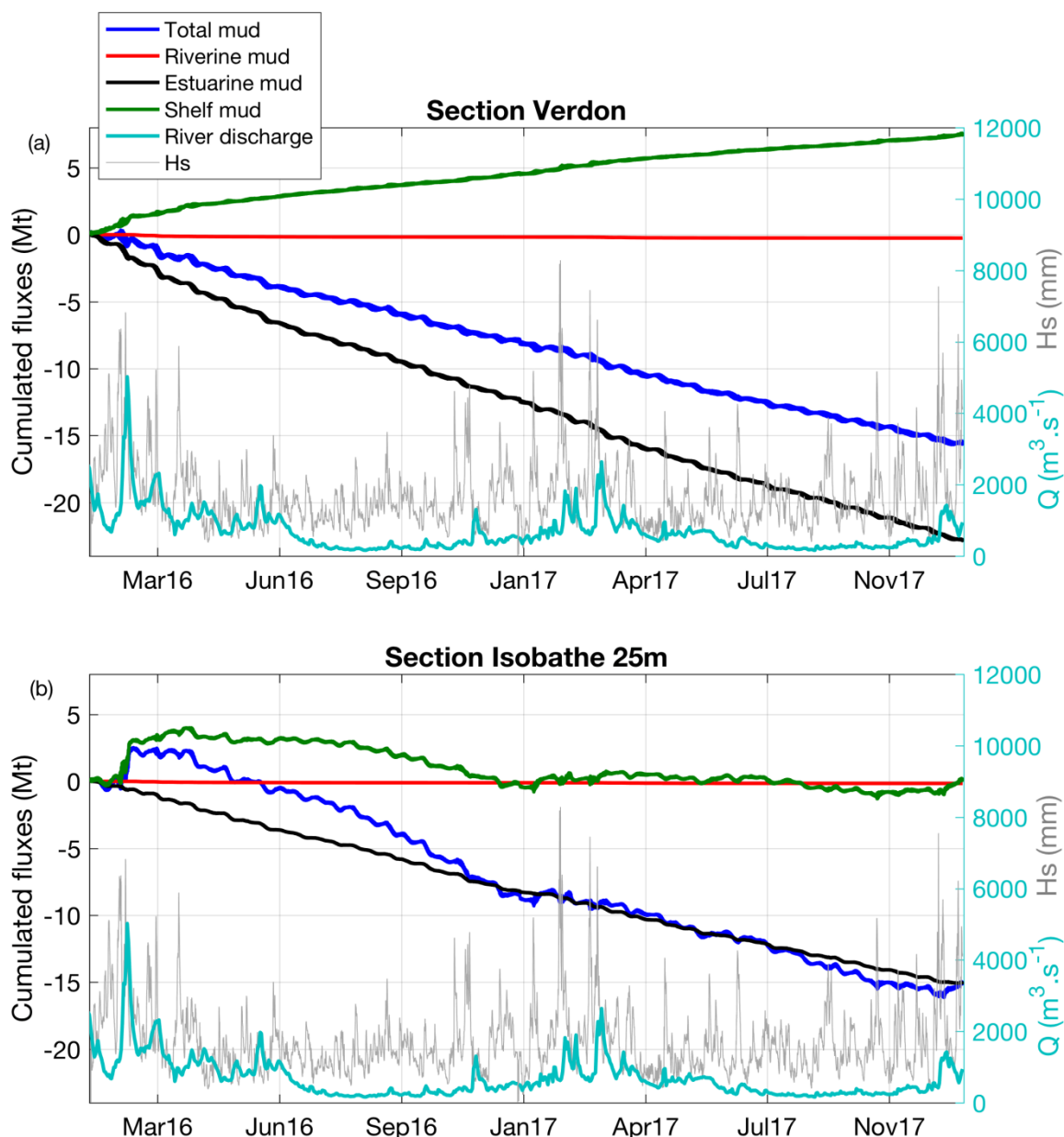


Figure V-4 Flux cumulés de chaque classe de vase distinguée en fonction de leur provenance, au niveau de l'embouchure sur les deux ans de simulation : (haut) à la section Verdon et (bas) à la section Isob_25m

2. Variabilité transversale et verticale à l'embouchure

Afin de comprendre les différences de comportement simulées pour chaque classe de sédiment et associées au cycle hydrologique, des simulations avec des sorties à « haute fréquence » (10 sorties par heure) ont été effectuées sur deux cycles VE-ME (28 jours) en période de crue et d'étiage.

Les flux résiduels de vase le long de la section Verdon sont illustrés sur la figure V-5, où les valeurs positives représentent des flux de sédiments dirigés vers l'estuaire. Ceux-ci montrent des flux dirigés vers l'amont près du fond et vers l'aval en surface, plus intenses en crue qu'en étiage, ce qui est caractéristique d'une forte influence de la circulation barocline induite par les gradients de densité.

Les flux de vase uniquement ont été représentés dans cette partie sur toute la colonne d'eau le long de la section Verdon, la vase étant la seule classe de sédiment gérée en 3D dans le modèle. En effet, les classes de sables et de gravier sont transportées sur l'ensemble de la colonne d'eau en considérant une reconstitution du profil de Rouse du courant de fond uniquement. Cependant, pour expliquer les différences de comportement simulées pour les classes de sable entre-elles, l'analyse nécessite entre autres de s'intéresser au phasage des remises en suspension en fonction du cycle de marée flot/jusant. En effet, les différentes classes de sédiments considérées se distinguent notamment par des seuils d'érosion différents pour chaque classe. Ainsi, de la même manière qu'illustré sur la figure V-6 pour des asymétries entre les cycles de marée en ME et en VE, des seuils d'érosion différents pour chaque classe peuvent induire un transport résiduel dirigé dans une direction pour une classe et dans la direction opposée pour une autre classe, notamment dans le cas où le seuil d'érosion n'est pas atteint sur l'une ou l'autre des phases de la marée (Castaing, 1981). Ces asymétries associées au comportement sédimentaire de chaque classe peuvent alors se traduire à plusieurs échelles temporelles (aux échelles tidales, VE-ME mais également en période de déchet et revif) et induire des transports résiduels contrastés. A noter que la seule analyse du courant maximum ou des prédominances de flot et de jusant n'est pas suffisante pour expliquer les asymétries associées aux différentes classes des sédiments, étant donné l'importance de la durée de dépassement du seuil également (*e.g.* un maximum atteint sur une phase de la marée pendant une période très courte pendant laquelle le seuil d'érosion serait dépassé moins longtemps que sur l'autre phase de la marée).

Enfin, la figure V-5 révèle également de forts gradients latéraux relatifs aux flux sédimentaires. Ces asymétries transversales sont associées notamment aux gradients bathymétriques sur la section comprenant la présence de plusieurs chenaux et de bancs latéraux très peu profonds. Elles peuvent également être corrélées avec les asymétries de marée flot/jusant autour des bancs de l'embouchure mises en évidence par Mallet (1998).

Afin d'analyser plus en détail la dynamique résiduelle associée au transport de sédiment, les flux résiduels de vase sur un profil vertical au milieu du chenal (zone la plus profonde) sont analysés en regard des forçages hydrodynamiques et hydrologiques (repérés par le courant longitudinal et la salinité, respectivement) sur la figure V-7. Ces profils attestent d'une stratification renforcée en période de crue à l'embouchure liée à des gradients de salinité plus marqués qu'en étiage (figure V-7 b). De plus, ceux-ci sont d'autant plus marqués en phase de ME qu'en VE. Cette stratification induit une circulation barocline renforcée en crue, avec des vitesses dirigées vers le large en surface et vers l'amont proche du fond (figure V-7 a). Les concentrations en vase sont plus importantes en VE (figure V-7 c) dû aux intensités des courants instantanés plus importants. Elles sont également plus élevées en crue, probablement du fait de la position du bouchon vaseux plus proche de l'embouchure durant cette période. En effet, celui-ci se déplace vers l'aval lorsque le débit fluvial augmente (Sottolichio, 1999). Enfin, les flux résiduels de vase sont représentés selon ce profil vertical sur la figure V-7 d. Ceux-ci montrent des flux résiduels dirigés vers l'aval en surface et vers l'amont proche du fond, avec une tendance résiduelle sur la colonne d'eau qui semble dirigée vers le large (export résiduel de vase).

Mud flux ($t/m^2/cycle$)

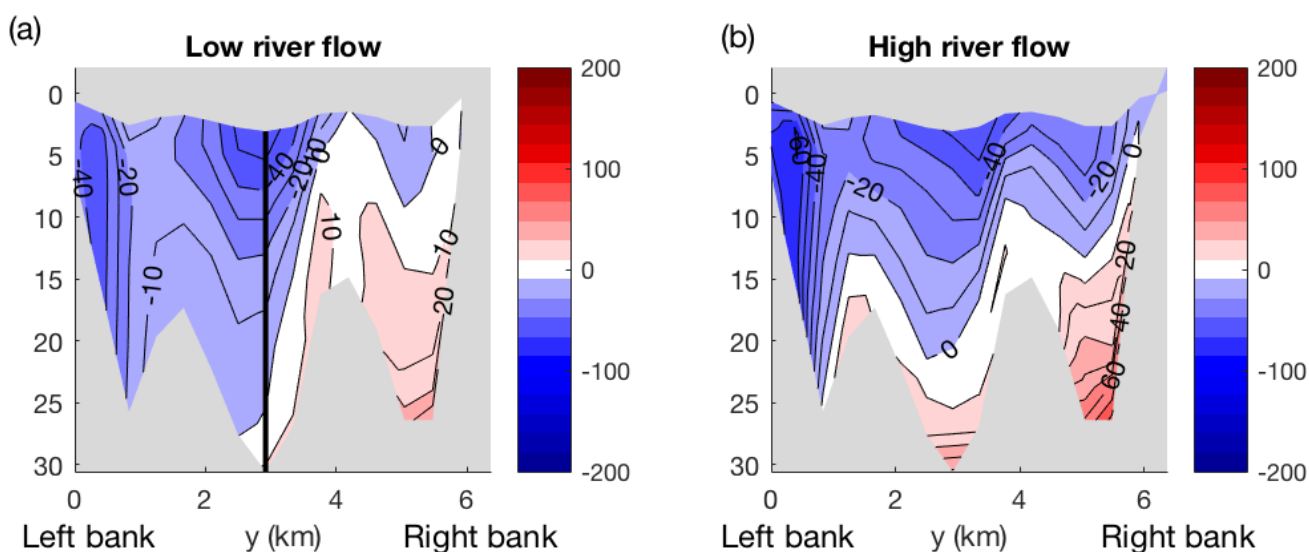


Figure V-5 Flux résiduels de vase sur un cycle VE-ME à la section Verdon en (a) crue et en (b) étiage. (a) La barre verticale noire repère le profil vertical analysé ultérieurement

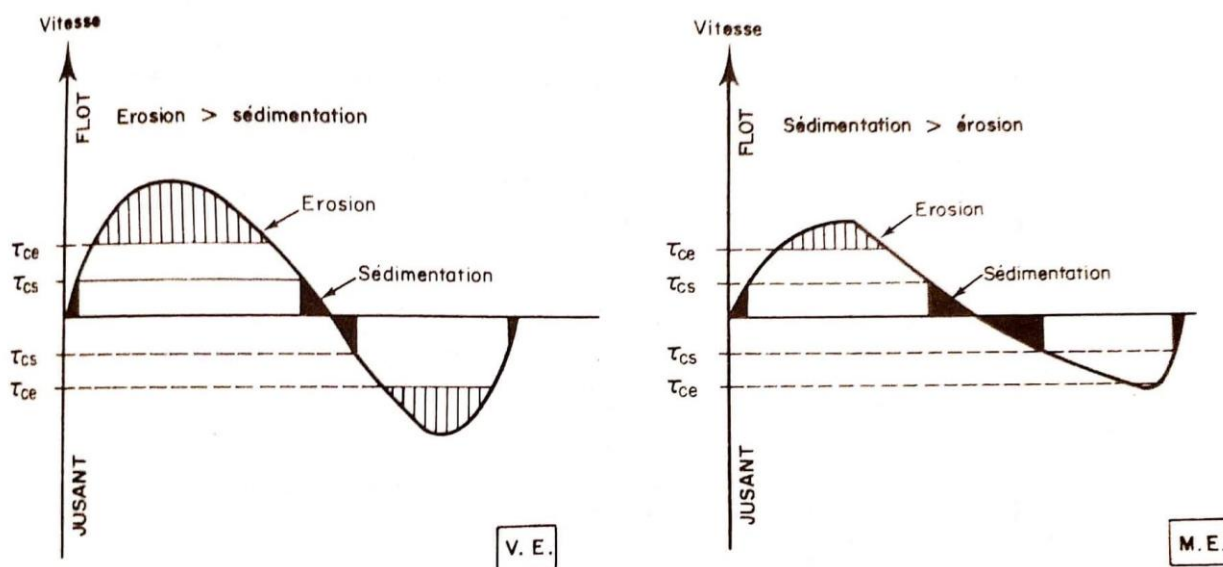


Figure V-6 Schéma théorique de la modification des durées de sédimentation et d'érosion des sédiments au cours de la marée en fonction du coefficient de marée (figure issue de Castaing, 1981)

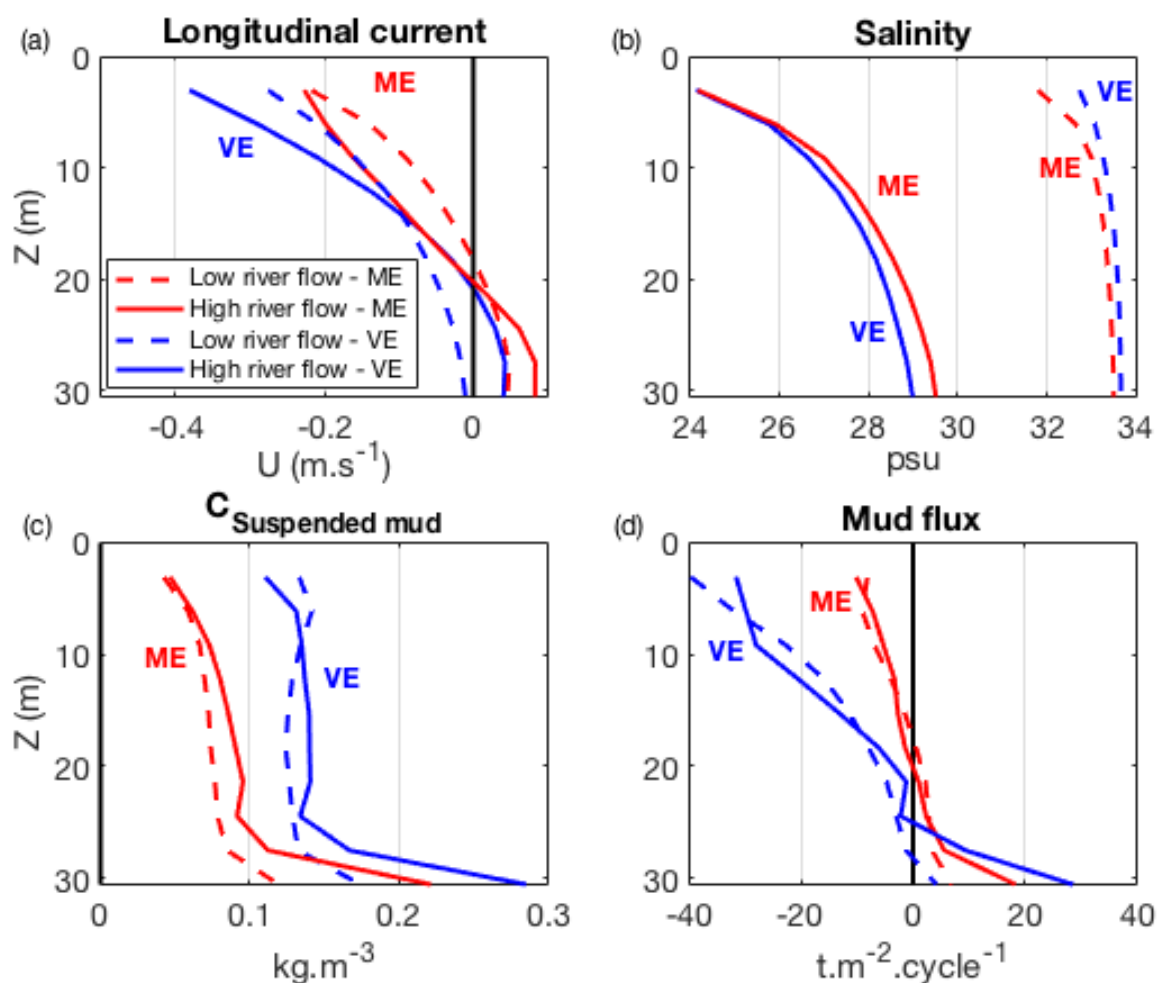


Figure V-7 Profils verticaux résiduels sur une VE et une ME (7 jours) en crue et en étiage de (a) courant longitudinal (positif vers l'estuaire), (b) salinité, (c) concentrations en vase et (d) flux de vase (positif vers l'estuaire) dans la zone la plus profonde de la section Verdon

3. Flux résiduels de sédiments spatialisés

Un calcul du transport résiduel de vase a été réalisé à l'échelle de l'embouchure sur un cycle VE-ME dans les couches de fond et de surface en crue (Figure V-8) et en étiage (Figure V-9), puis sur l'ensemble de la colonne d'eau (Figure V-10). Ces représentations révèlent une très forte structuration horizontale des flux de vase à l'échelle de l'embouchure.

En crue comme en étiage, au débouché de l'estuaire (au niveau de la section « Verdon »), le flux résiduel de vase exhibe une tendance à l'export de vase en surface contre un import préférentiel par le fond (figures V-8 et V-9). De même, plus au large au niveau de la Passe Ouest, les flux sont dirigés vers le large en surface et vers l'estuaire au fond en période de crue (Figure V-8). En étiage en revanche, ils sont orientés vers le large au fond comme en surface (Figure V-9). La comparaison des périodes de crue et d'étiage au fond et surface révèle une intensification des flux en période de crue, aussi bien au fond vers l'estuaire qu'en surface vers le large. Le transport par la Passe Ouest est plus intense en période de crue qu'en période d'étiage en surface (Figures V-8 a et V-9 a), ce qui s'explique par l'extension et les masses plus importantes contenues dans le panache turbide en période

de crue. De même, en raison de la circulation barocline renforcée en période de crue, le transport vers l'amont proche du fond dans le chenal principal de l'estuaire aval est renforcé. Enfin, en période de crue, un transport résiduel de la Passe Ouest vers le banc de Royan s'établit au fond (Figure V-8).

Le résiduel sur l'ensemble de la colonne d'eau en crue comme en étiage (Figure V-10) atteste d'un transport privilégié des particules par la Passe Ouest (par comparaison à la passe Sud) au débouché de l'estuaire, avec un transport résiduel orienté dans le sens des courants de jusant. Le modèle reproduit un transport résiduel contrôlé par des courants rotatifs, notamment au niveau de la Passe Sud et de la pointe de Grave. Des courants résiduels rotatifs en accord avec la direction du transport résiduel reproduit par le modèle au niveau de la passe sud ont été mis en évidence par Mallet (1998). Les plus fortes valeurs de flux se retrouvent au niveau de la pointe de Grave et du débouché de la Passe Ouest. Enfin, dans l'estuaire aval, le transport résiduel dans le chenal principal est dirigé vers l'amont. L'intensification des flux précédemment mis en évidence en période de crue au fond et en surface ne se retrouve pas distinctement sur l'ensemble de la colonne d'eau (Figure V-10). En effet, la circulation barocline renforcée en crue implique des courants de fond vers l'amont et de surface vers le large renforcés. Ceux-ci tendent à se compenser en résiduel sur la colonne d'eau et exhibent donc des comportements très similaires en crue et en étiage.

Comme présenté sur la Figure IV-1, les flux résiduels à travers différentes sections sur l'ensemble du domaine ont été évalués. Les figures V-11 et V-12 représentent, pour l'ensemble du domaine, les directions des flux simulés par le modèle et les valeurs de ces flux pour les zones où la reproduction de la dynamique sédimentaire par le modèle a été validée.

Les flux sédimentaires moyens sur les deux ans simulés (en Mt/an) sont illustrés pour le sédiment total à gauche et la vase à droite sur la figure V-11. Ceux-ci révèlent un export résiduel de sédiment total de l'estuaire vers le large de l'ordre de -3,5 Mt contre un export de vase beaucoup plus important : -7,5 Mt, ce qui atteste donc de l'importance de la prise en compte des sables dans un modèle de transport sédimentaire et, plus généralement, quand on cherche à estimer un flux de sédiment. La circulation générale dans la baie de Marennes-Oléron est dans le sens horaire, avec un import de sédiment dans le système par les pertuis Breton et d'Antioche et un export par Maumusson.

L'analyse des flux résiduels de sédiment total pour chacune des années séparément révèle des disparités significatives également (figure V-12). En effet, l'export de sédiment de l'estuaire vers l'embouchure est presque doublé en 2017 par rapport à l'année 2016, alors que l'année 2016 se révèle être plus humide que 2017, avec une période de crue plus intense. Cette dynamique atteste donc de l'influence de la circulation barocline renforcée en crue, qui implique un transport résiduel très important vers l'amont et impacte fortement le flux résiduel annuel de sédiment. Cette dynamique avait déjà été attestée par Schulz et al. (2018) sur l'estuaire de Seine (voir chapitre I). Cependant, il est à noter que cette disparité de flux résiduel annuel au débouché de l'estuaire ne se retrouve pas au niveau de l'isobathe 25m, les flux pour les années 2016 et 2017 étant très proches. En effet, sur cette zone, la circulation est beaucoup moins influencée par les courants baroclines qu'à l'embouchure tandis que les flux sédimentaires y sont beaucoup plus impactés par l'action des vagues.

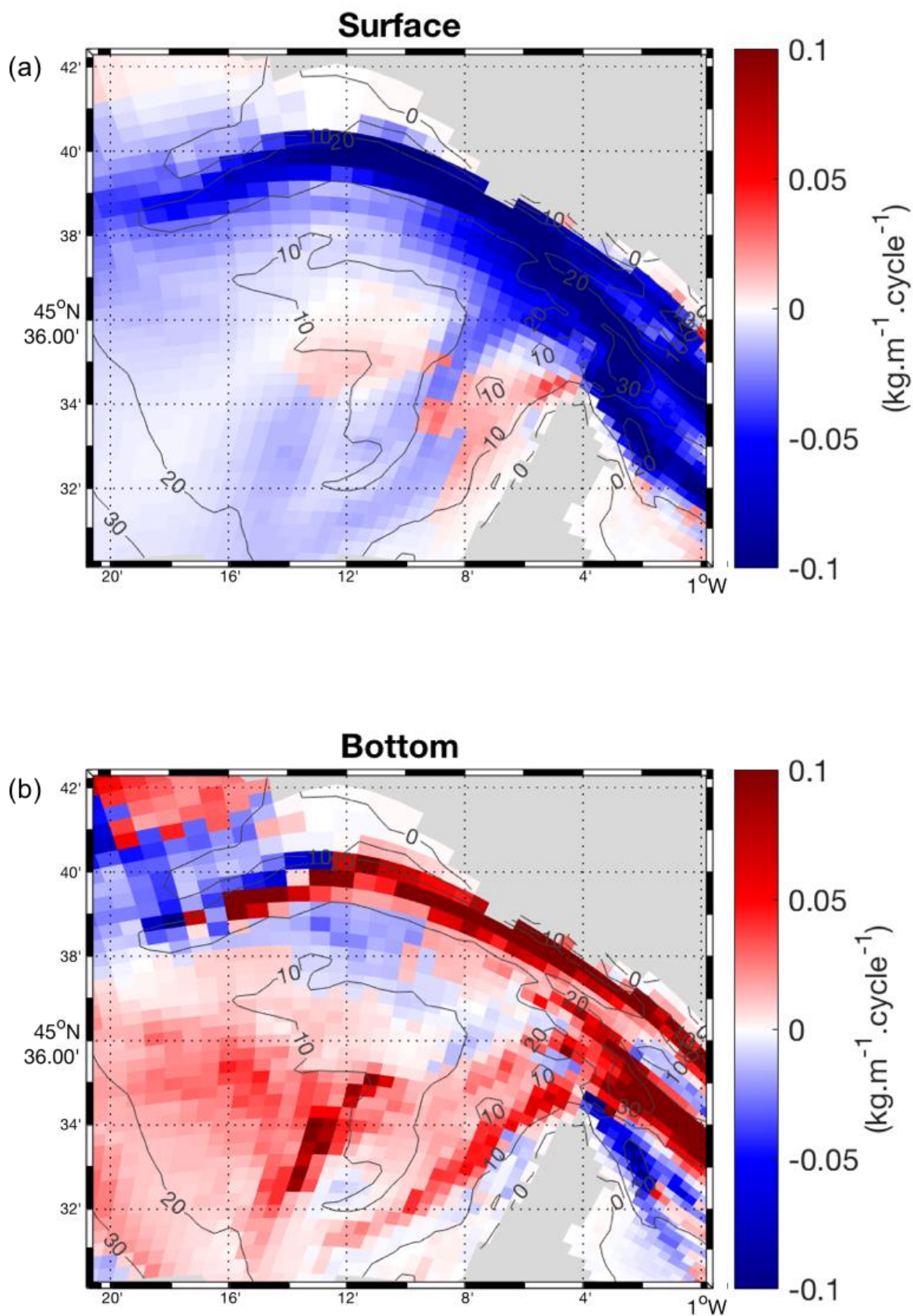


Figure V-8 Flux résiduels de vase issus du modèle sur un cycle VE-ME en crue (février-mars 2016) (a) en surface et (b) au fond (rouge : vers l'amont et bleu : vers l'aval). Les contours gris représentent les isobathes

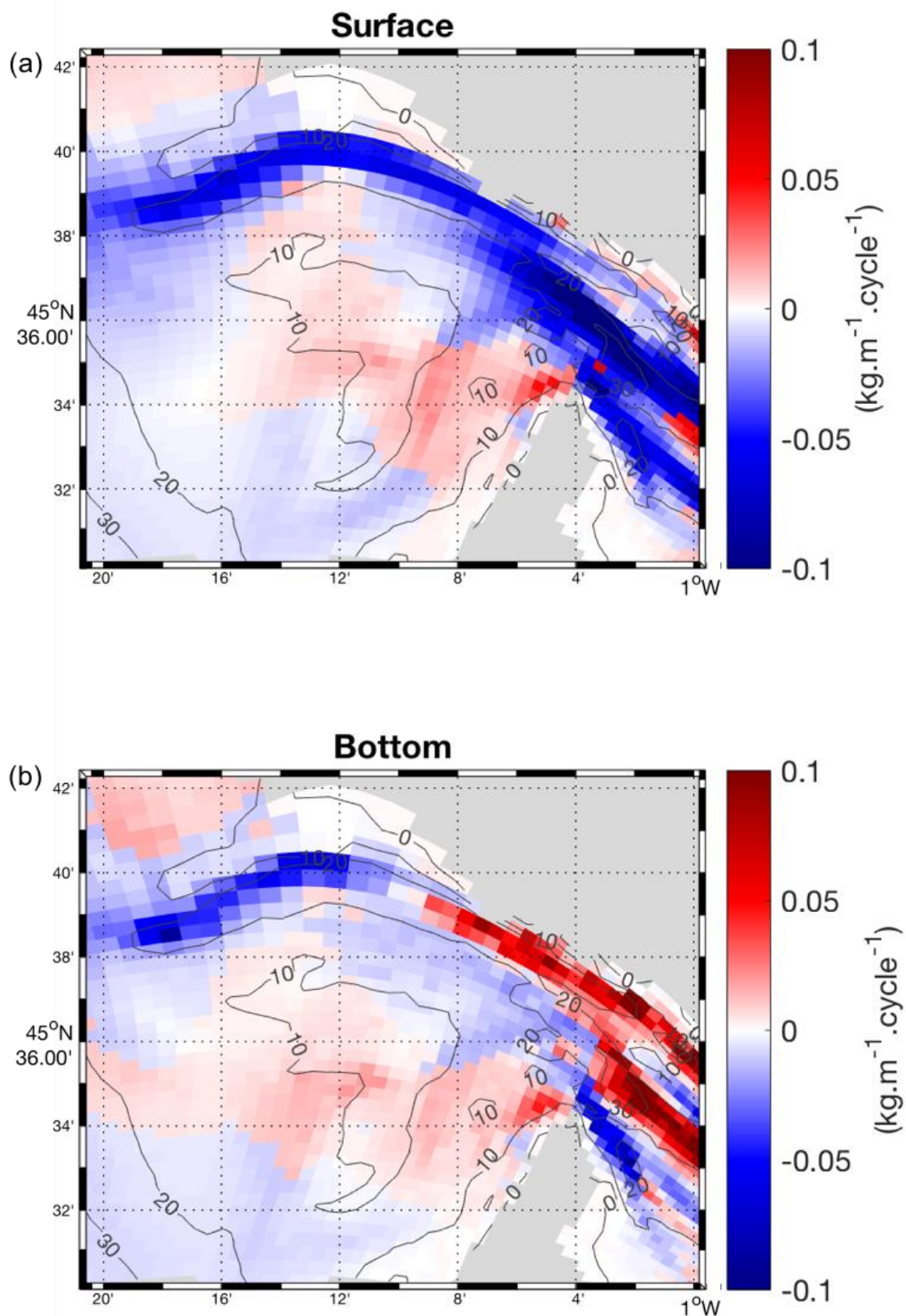


Figure V-9 Flux résiduels de vase issus du modèle sur un cycle VE-ME en été (août-septembre 2016) (a) en surface et (b) au fond (rouge : vers l'amont et bleu : vers l'aval). Les contours gris représentent les isobathes

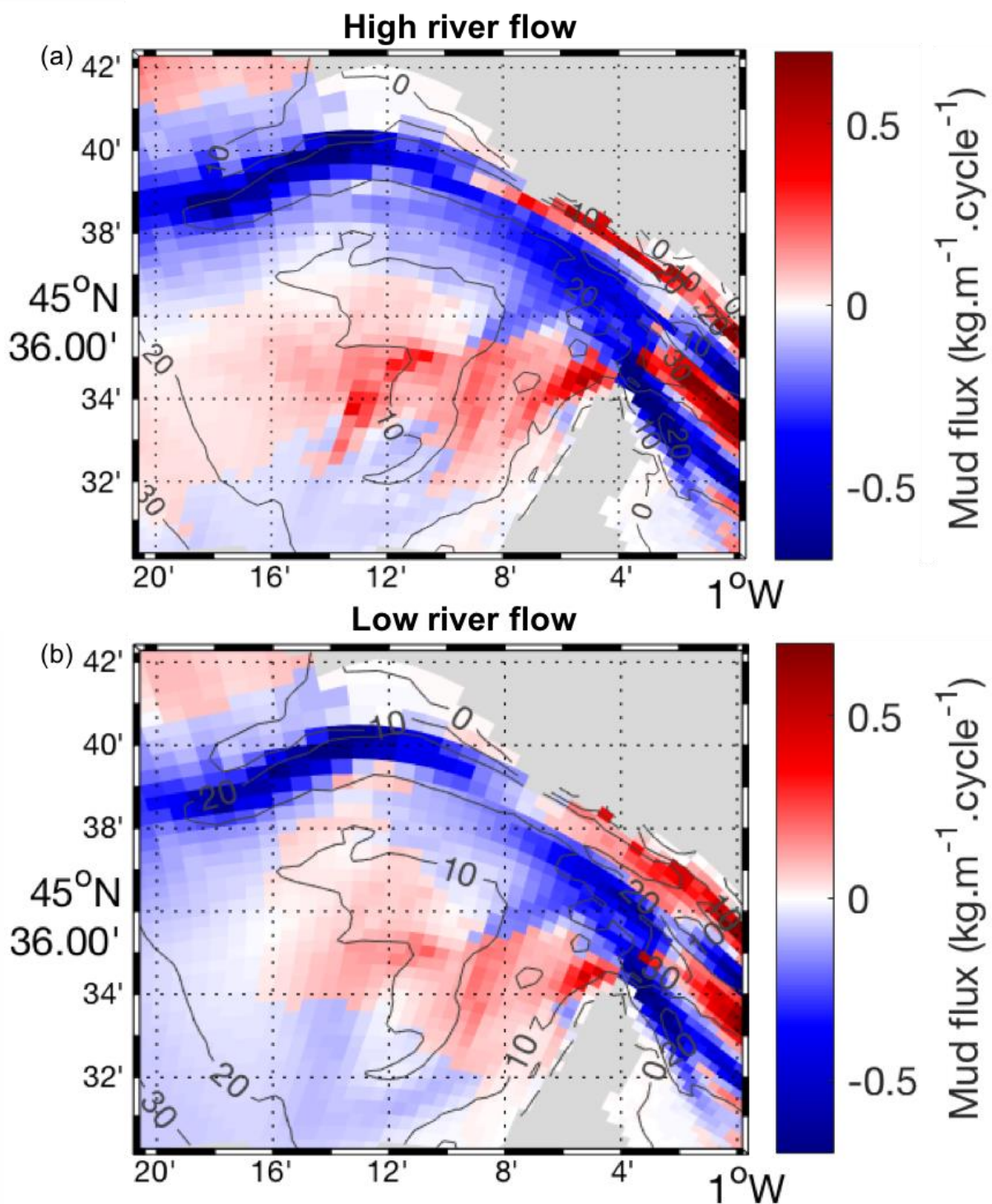


Figure V-10 Flux résiduels de vase issus du modèle sur un cycle VE-ME sur l'ensemble de la colonne d'eau (a) en crue et (b) en étiage (rouge : vers l'amont et bleu : vers l'aval). Les contours gris représentent les isobathes

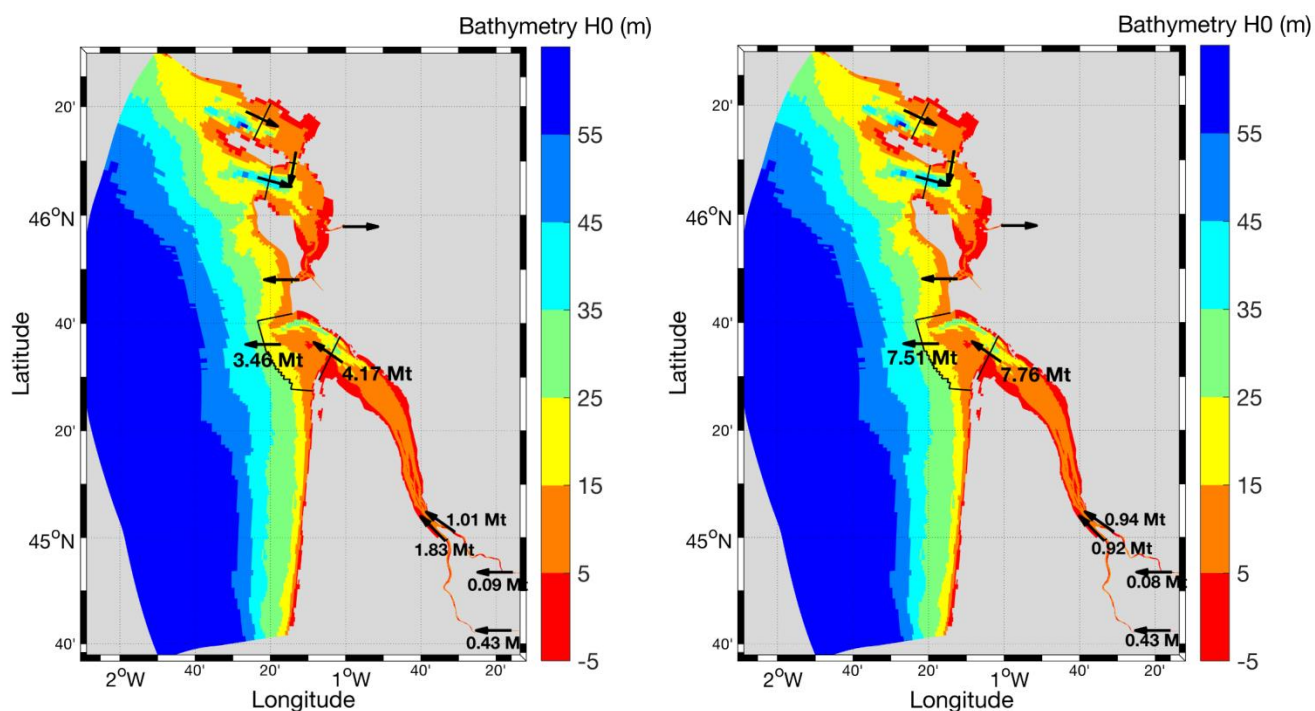


Figure V-11 Flux résiduels moyens de (gauche) sédiments totaux et de (droite) vase sur tout le domaine couvert par le modèle. Les valeurs représentent la moyenne des flux résiduels à la fin de chacun des deux ans de simulation, en Mt/an.

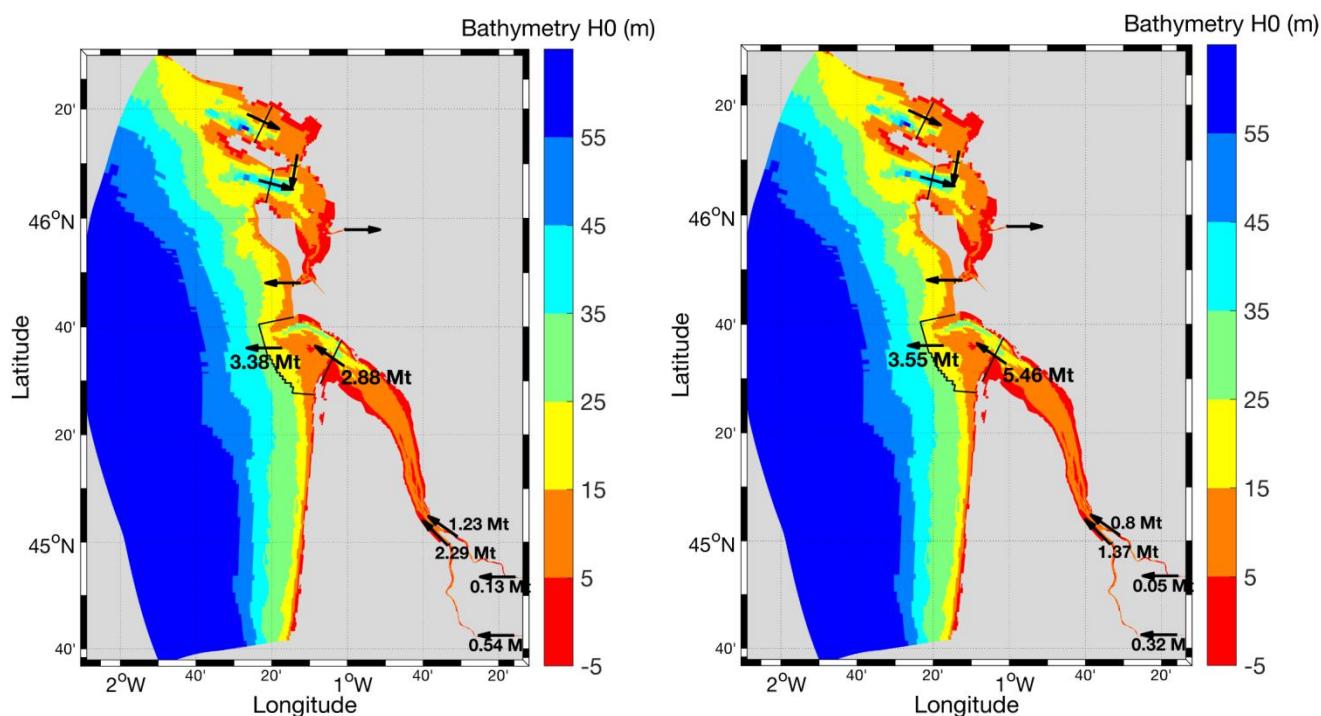


Figure V-12 Flux de sédiments totaux résiduels sur (gauche) l'année 2016 et (droite) l'année 2017 sur tout le domaine couvert par le modèle.

4. Discussion

Les résultats de modélisation des flux sédimentaires à l'embouchure de l'estuaire présentent des valeurs très élevées en comparaison des estimations de la littérature (voir section 4.3.2 du chapitre I). En effet, ces estimations varient entre -0,5 et -1,6 Mt/an, tandis que le modèle reproduit un export de sédiments de l'ordre de -3,5 Mt/an.

Malgré l'attestation de la stabilité au niveau des flux et des couvertures sédimentaires reproduits par le modèle, les analyses de ce chapitre suggèrent des questionnements sur l'équilibre sédimentaire de l'estuaire. L'export résiduel annuel de vase de l'ordre de -7,5 Mt, bien que stable, semble exagéré et soulève la question du devenir du stock sédimentaire intra-estuarien, lequel n'est pas inépuisable. En effet, l'estuaire tend à se vider progressivement de sa masse sédimentaire avec un export beaucoup plus important que l'apport amont par les fleuves (moins de 1 Mt/an pour les années 2016 et 2017 considérées). Quelles seraient alors les conséquences sur des simulations encore plus longues (supérieures à la décennie) ? Cependant, dans le cas de simulations à ces échelles temporelles, l'hypothèse morphostatique (non prise en compte de l'évolution de la côte de fond en fonction des accrétions/érosions de sédiments) pourrait ne plus être valide.

Cette dynamique d'export « exagérée » est également cohérente avec le panache turbide trop développé et étendu à l'Ouest, mis en évidence au chapitre précédent (incertitude de l'ordre de 1,5 km sur l'extension de celui-ci).

5. Synthèse

A partir d'un modèle calibré et validé sur les années 2016 et 2017 dans le chapitre précédent sur les parties intra- et extra-estuariennes, l'objectif de ce chapitre porte sur l'étude de la dynamique sédimentaire résiduelle à l'embouchure et des flux sédimentaires entre l'estuaire et le plateau continental adjacent. L'analyse de la dynamique sédimentaire résiduelle à l'embouchure a révélé d'importantes disparités associées aux forçages hydrodynamiques et hydrologiques, aux différentes classes de sédiment représentées, ainsi qu'une variabilité horizontale et verticale significative du transport résiduel, liée à des gradients hydrodynamiques importants.

L'analyse de la variabilité temporelle des flux sédimentaires a révélé l'importance de la circulation barocline à l'embouchure de cet estuaire, qui conditionne fortement la quantité de sédiments effectivement déversés dans l'océan. Le flux résiduel annuel à l'embouchure de l'estuaire est beaucoup plus faible pendant une année humide qu'une année plus sèche, notamment en raison de la circulation barocline renforcée en période de crue. En effet, en période de forts débits fluviaux, où les gradients de salinité à l'embouchure sont plus marqués, la circulation résiduelle vers l'amont près du fond prend de l'importance et influence les différents flux résiduels de sédiments, de manière contrastée selon la nature de ces derniers. L'analyse des flux simulés par le modèle sur la section Verdon a permis de rendre compte de flux résiduels de sédiments entre l'estuaire et le plateau continental très contrastés selon les conditions hydrologiques et météorologiques de l'année considérée. Le flux résiduel moyen simulé de sédiment total est de l'ordre de -4,2 Mt/an entre l'estuaire et le

plateau continental, contre un flux résiduel moyen de vase estimé à -7,8 Mt/an. Cependant, il semble que le modèle tende à surestimer cet export de sédiment.

Enfin, cette analyse a également révélé l'importance du transport associé aux classes de sédiments sableux les plus fins, qui influence fortement les flux de sédiments résiduels à l'embouchure avec notamment une part significative de sable marin importé dans l'estuaire en période de crue. Le transport résiduel pour chaque classe de sédiment est très dépendant de leur seuil d'érosion et des asymétries associées aux cycles tidaux (semi-diurne et VE-ME) et saisonniers, ainsi que de leurs disponibilités respectives sur le fond.

CHAPITRE VI Analyse des zones d'accumulation/dispersion des sédiments et influence des forçages hydro-météorologiques

Malgré la diversité et la quantité d'études entreprises sur l'estuaire de la Gironde et ses structures turbides, peu de travaux de modélisation numérique se sont intéressés au devenir des particules estuariennes sur le plateau continental et particulièrement à la dynamique sédimentaire associée à la présence de vasières subtidales au large de l'embouchure. Pourtant, ces structures vaseuses s'inscrivent comme des zones d'intérêt particulier : elles constituent un espace de stockage et/ou de transition pour les suspensions estuariennes entre l'estuaire et l'océan ouvert et sont particulièrement riches en termes de biodiversité (Massé, 2014).

Le modèle hydro-sédimentaire mis en place dans les chapitres précédents permet, dans cette section, d'étudier les différentes zones d'accumulation sédimentaires reproduites par le modèle, et plus spécifiquement, le devenir des particules estuariennes sur le plateau continental. De plus, la différenciation de la provenance des vases telles que décrites dans le chapitre précédent permet de distinguer le comportement des vases issues de l'estuaire et leur piégeage éventuel sur le plateau continental adjacent. Enfin, la dynamique de la vasière Ouest Gironde sera étudiée notamment en réponse aux forçages hydrométéorologiques et selon un gradient Est-Ouest de la structure reproduite par le modèle, afin d'attester des différences de comportement liées à l'activité des vagues et du débit fluvial sur le piégeage et les resuspensions éventuelles des particules de la vasière.

1. Distribution sédimentaire sur le domaine

1.1. Epaisseur de sédiment

L'analyse de la différence d'épaisseur totale simulée de sédiment entre début 2016 et fin 2017 permet de rendre compte des zones en érosion ou en accumulation résiduelle (Figure VI-1). Ces résultats intègrent l'effet du tassement des sédiments, de telle sorte qu'une valeur négative peut résulter d'un tassement de la colonne sédimentaire autant que d'une érosion résiduelle (distinction effectuée par la suite à travers l'analyse de l'évolution du stock sédimentaire, section 1.2). A noter également que les zones où aucune érosion ou accrétion résiduelle n'apparaît s'apparentent pour la plupart à des zones où le stock de sédiment au fond est quasi-nul et où les épaisseurs initiales (Figure IV-5 et IV-7 « 4th year ») comme finales sont très faibles (embouchure et estuaire central, Figure VI-1).

Dans la partie estuarienne (Figure VI-1 b), les vasières latérales sont en diminution résiduelle, probablement liée au tassement des sédiments dans ces zones intertidales peu

dynamiques. Cependant, une accrétion résiduelle se distingue sur les bords internes des vasières de la rive droite, ainsi que dans l'estuaire aval, près de la rive droite également.

Depuis l'embouchure jusque sur le plateau continental (Figure VI-1 a), d'importantes structures se distinguent. L'ensemble du plateau continental est en diminution résiduelle (tassement des sédiments) à l'exception de quelques zones bien distinctes. Une zone d'accumulation des sédiments apparaît très nettement au Nord-Ouest de l'embouchure. Cette zone se situe sur la partie Est (partie interne) de la position observée de la VOG (Figure VI-2). Ce point est davantage détaillé dans la section suivante à partir de l'analyse de la distribution sédimentaire (sable/vase). D'autres zones d'accrétion moins prononcées se distinguent également dans la baie de Marennes-Oléron et dans le pertuis d'Antioche (au nord de l'île d'Oléron), ainsi que dans la partie Sud-Ouest de l'embouchure.

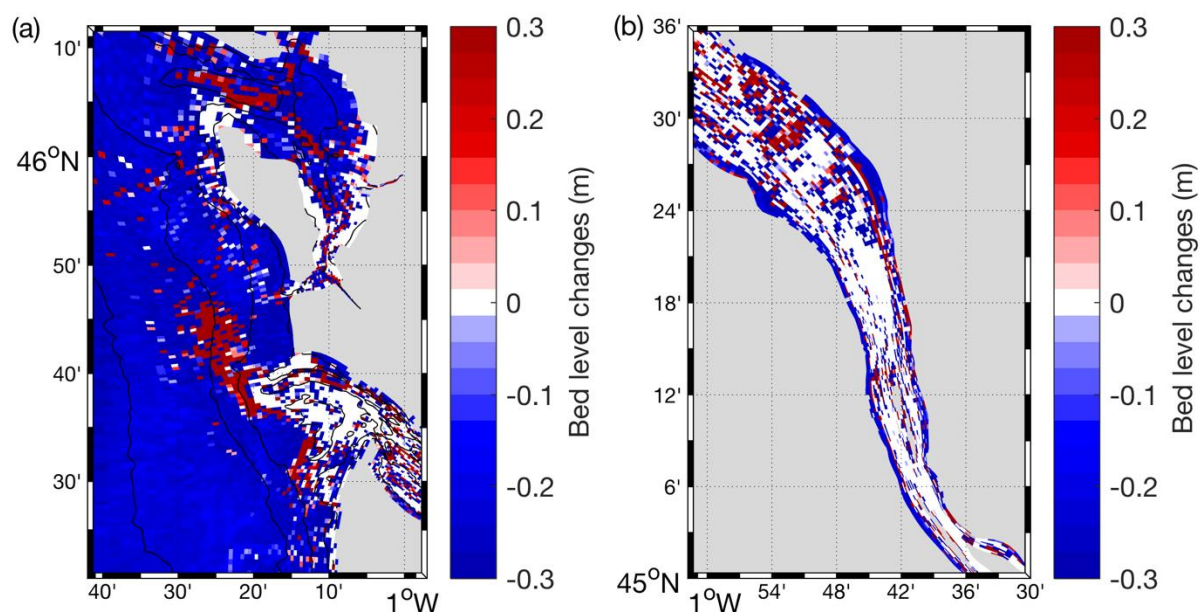


Figure VI-1 Carte des variations d'épaisseur du sédiment simulées par le modèle entre début 2016 et fin 2017 sur le plateau continental (a) et dans l'estuaire (b)

1.2. Evolution du stock sédimentaire

L'évolution du stock sédimentaire sur deux ans est représentée sur la Figure VI-3. Dans l'estuaire, des zones d'accumulation résiduelle de vase se distinguent sur les vasières de la rive droite dans l'estuaire central et aval (Figure VI-3 b) tandis que l'estran est plutôt en érosion résiduelle en rive gauche. Le reste de l'estuaire est globalement en érosion résiduelle sur deux ans, ce qui vient nourrir les flux sédimentaires relativement élevés constatés dans le chapitre précédent. La partie aval de l'estuaire est en accrétion résiduelle de sédiments plus grossiers

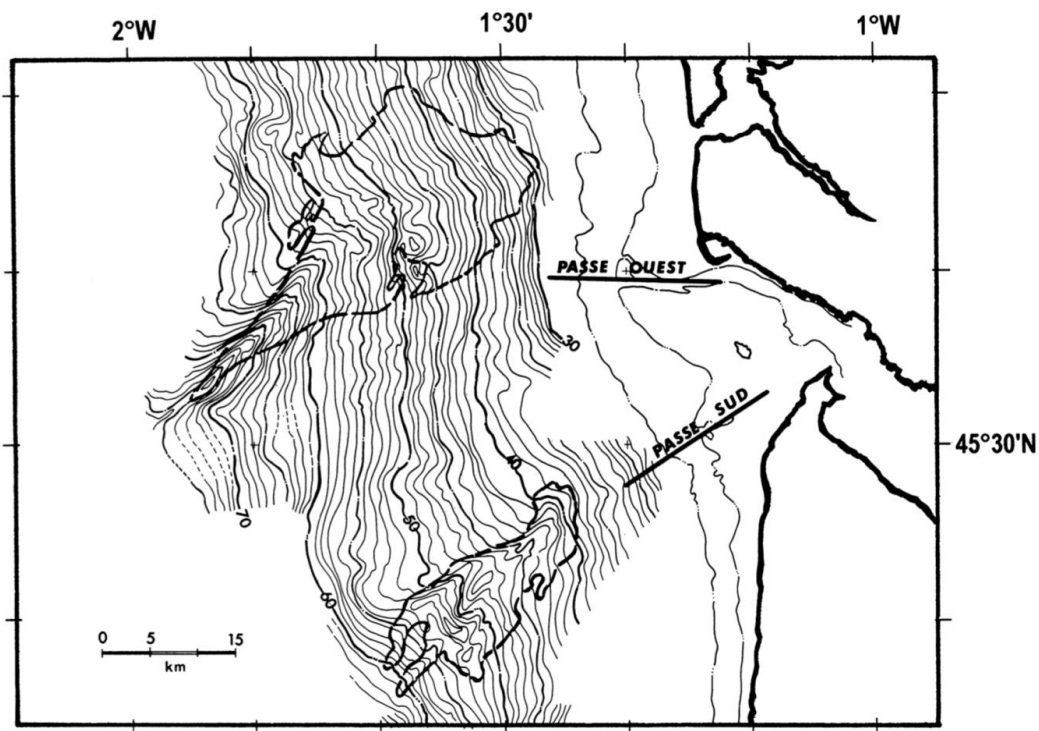


Figure VI-2 Emprise observée des vasières Ouest- et Sud-Gironde (Lesueur et al., 2002)

Sur le plateau continental adjacent, les cartes de variation du stock en résiduel sur deux ans révèlent une zone d'accumulation des vases au Nord-Ouest de l'embouchure, aux alentours de l'isobathe des 30 m, qui correspond à la partie orientale de la position observée de la VOG. Malgré une variation d'épaisseur de sédiment sur deux ans très prononcée dans cette zone (Figure VI-1 a), la variation du stock révèle un stockage résiduel au-delà de l'isobathe 30 m plus important que sur la partie Est de cette zone, laquelle a tendance à s'éroder (Figure VI-3 a).

La figure VI-4 représente l'état du stock de vase et de sédiment total dans tout le domaine à la fin de l'année 2017, soit après 6 années simulées. La majorité des zones subtidales de l'estuaire ont été lessivées de leur stock de sédiment, à quelques exceptions près, dont une zone de sédimentation localisée qui se distingue légèrement à l'amont de l'embouchure, située entre les deux chenaux de l'estuaire. De plus, les vasières intertidales de l'estuaire sont maintenues voire renforcées par endroit. Le stock de sédiment est maintenu voire renforcée sur quasiment l'ensemble du plateau continental (figure VI-4 a), à l'exception de l'embouchure, où la majorité du stock sédimentaire dans les passes et sur le banc entre les deux passes a été lessivée. La masse de vase stockée dans la VOG simulée à la fin de l'année 2017 dépasse localement les 2000 kg.m^{-2} (Figure VI-4 a). De plus, une zone de stockage des sédiments plus grossiers est clairement identifiable au débouché de la Passe Ouest, au niveau de l'isobathe 20 m (Figure VI-3 c et Figure VI-4 c). Cette zone n'est pas étudiée en détail dans cette thèse mais semble se situer à proximité de la position de la station de mesure G20, où la cage instrumentée de fond a été perdue par ensevelissement.

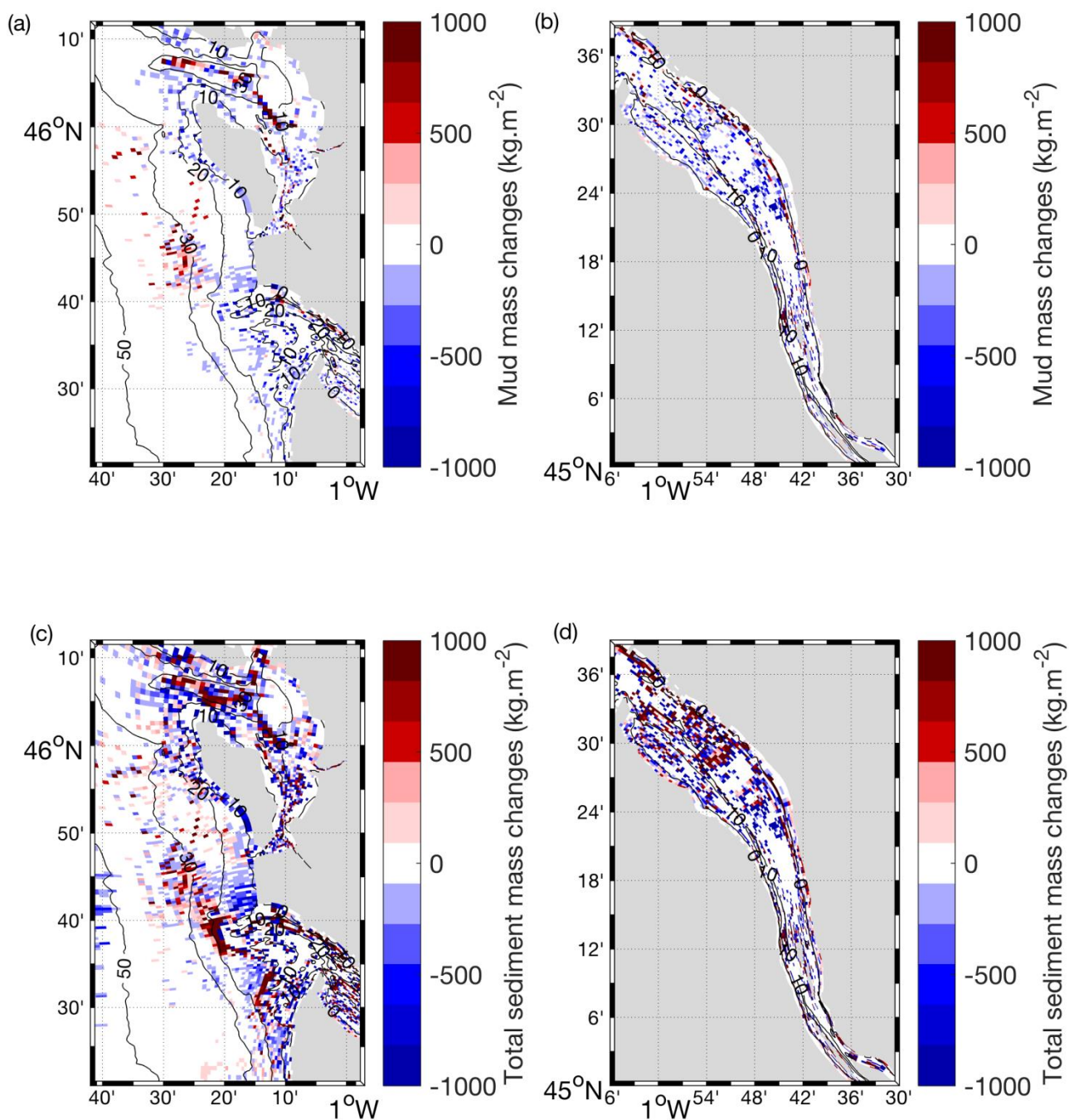


Figure VI-3 Cartes de variation du stock sédimentaire en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ sur deux ans : état final (fin 2017) – état initial (début 2016). (a, b) Variation du stock de vase et (c, d) de sédiment total (sable+vase) sur les domaines (a, c) extra- et (b, d) intra-estuariens. Les contours représentent les isobathes

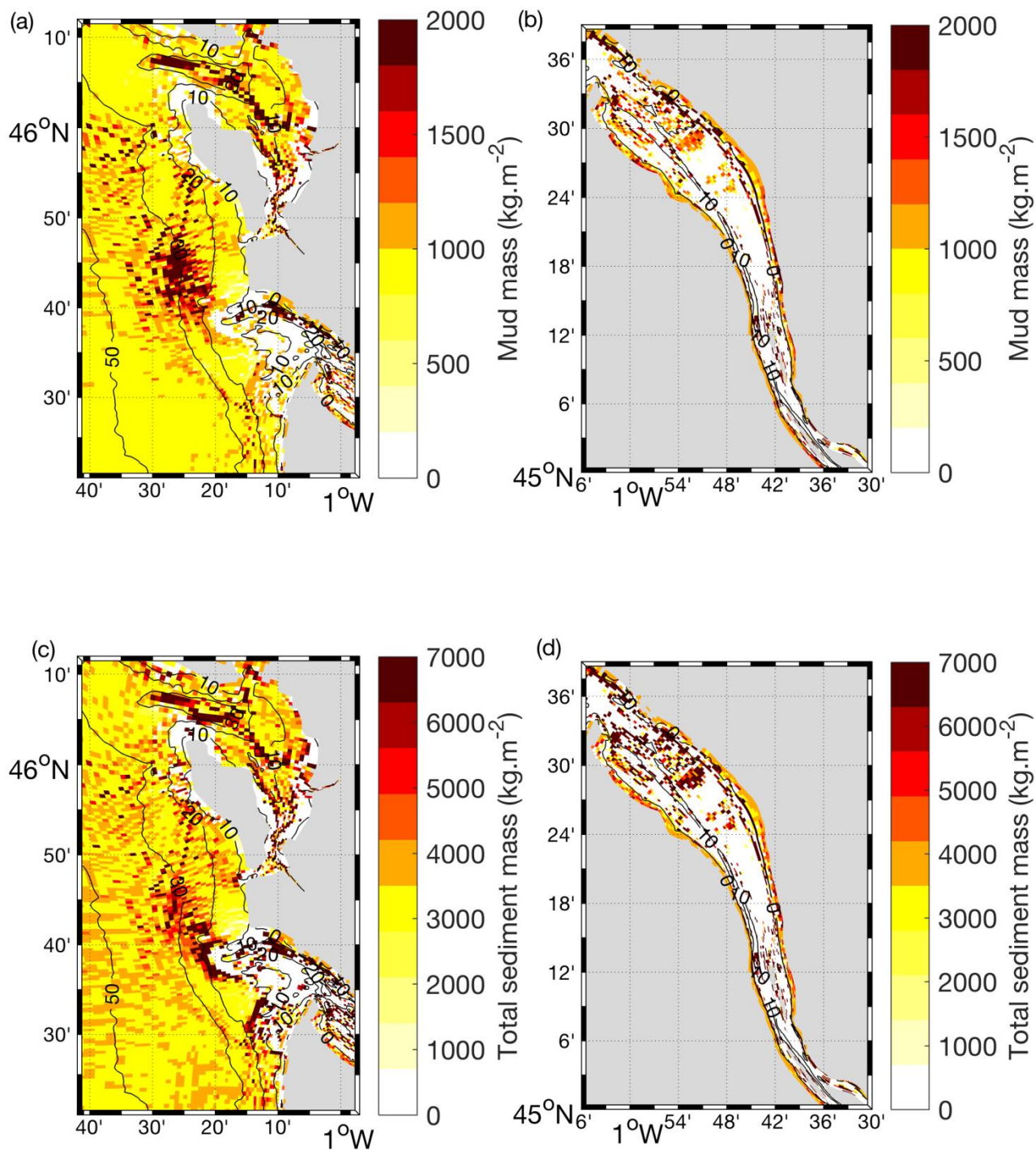


Figure VI-4 Cartes de la masse de (a, b) vase et de (c, d) sédiment total stockée dans le modèle fin 2017 (a, c) sur le plateau continental et (b, d) dans l'estuaire. Les contours représentent les isobathes

1.3. Couverture sédimentaire superficielle résiduelle

La couverture sédimentaire résiduelle est représentée sur les Figures VI-5 et VI-6 au moyen de la fraction de chaque classe contenue dans le sédiment superficiel (11,6 cm) pour les domaines intra- et extra-estuariens, respectivement. La couverture sédimentaire considérée correspond à celle après 6 ans de simulation, à la fin de l'année 2017.

Dans l'estuaire, les bancs latéraux sont majoritairement recouverts de vase et de sable très fin (Figure VI-5 a). La partie centrale de l'estuaire, très dynamique, est majoritairement recouverte des classes les plus grossières (Figure VI-5 c et d) à l'exception des chenaux dont le fond est tapissé de vase, notamment dû au dépôt de crème de vase lors de la présence du bouchon vaseux.

Sur le plateau, une zone d'accumulation de vase se distingue au Nord-Ouest de l'embouchure (Figure VI-6 a). Elle correspond à la zone d'accrétion repérée dans les sections précédente et se situe au niveau de la partie Est de la VOG (Figure VI-2). Le modèle ne reproduit pas la partie externe de la VOG, laquelle est peut-être composée de dépôts sédimentaires plus anciens que la partie interne, non pris en compte lors de la mise en place de la couverture sédimentaire initiale. De même, la vasière Sud Gironde (VSG), qui résulte de dépôts plus anciens et présente des taux de sédimentation plus lents que la VOG (Lesueur et al., 2002), n'est pas reproduite par le modèle. De plus, la bathymétrie utilisée considère les récents aménagements effectués sur la Passe Ouest au débouché de l'estuaire (approfondissement en 2014 d'environ 4 m), ce qui en fait, par rapport à la Passe Sud, un couloir de déversement privilégié pour les sédiments, lesquels viennent plus facilement nourrir la VOG que la VSG. Les zones les plus énergétiques du plateau continental (embouchure, zones côtières soumises à l'influence des vagues) sont recouvertes de sable moyen et de gravier (Figure VI-6 d), à l'exception de la Passe Ouest, où les vases et sables très fins se déposent. Ces dépôts représentent cependant des quantités sans nul doute très faibles, étant donné le lessivage du stock sédimentaire dans cette zone mis en évidence précédemment. De plus, le dépôt de particules fines dans la Passe Ouest s'apparente probablement à un dépôt temporaire.

1.4. Distribution des vases selon leur origine

Dans cette section, la fraction résiduelle de chaque vase en surface (11,6 cm), distinguée en fonction de leur provenance, par rapport à la masse de vase totale contenue dans le sédiment superficiel, est étudiée (Figures VI-7 et VI-8 b, c et d), dans l'estuaire et sur le plateau, respectivement. Sur chacune de ces figures, la fraction de vase par rapport à la masse de sédiment total (en surface) est rappelée en (a). La position réelle observée de la VOG est également repérée sur la Figure VI-8 a.

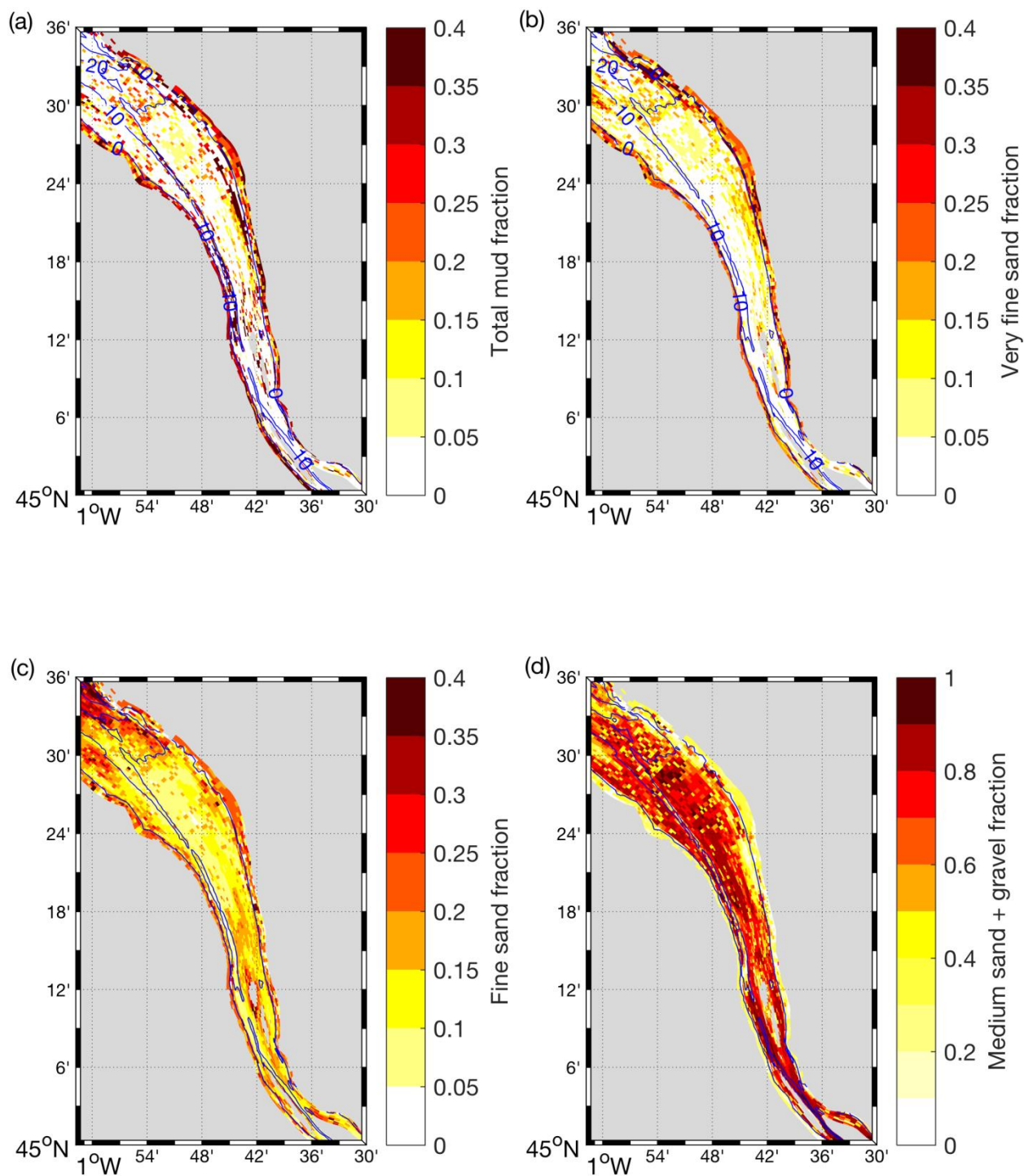


Figure VI-5 Fraction de chaque classe sédimentaire contenue dans le sédiment superficiel dans l'estuaire fin décembre 2017. Fraction de (a) vase totale, (b) sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$) (c) sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$) et (d) sable moyen et gravier ($d = 400 \mu\text{m}$ et 3 mm , respectivement).

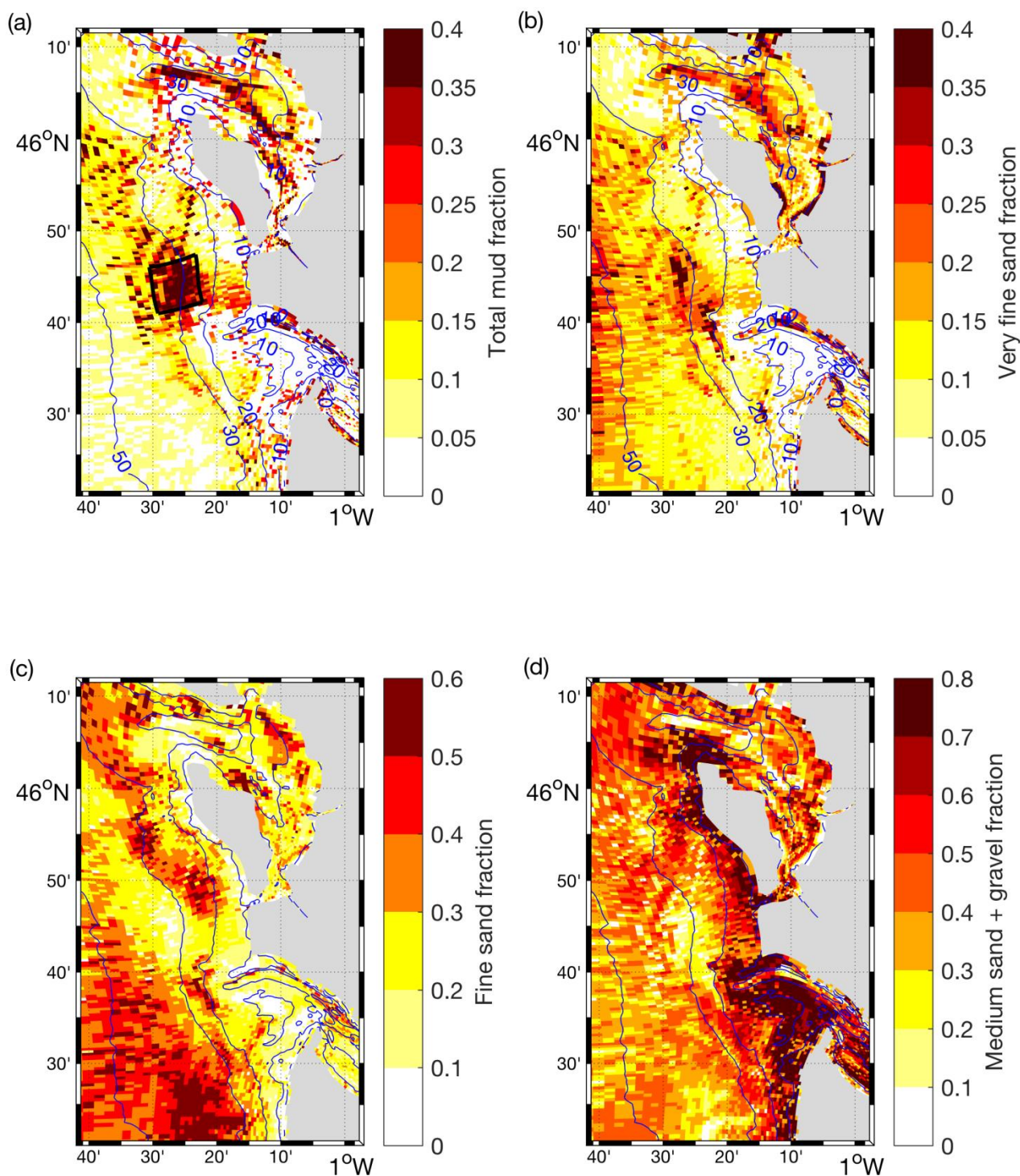


Figure VI-6 Fraction de chaque classe sédimentaire contenue dans le sédiment superficiel sur le plateau continental adjacent fin décembre 2017. Fraction de (a) vase totale, (b) sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$) (c) sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$) et (d) sable moyen et gravier ($d = 400 \mu\text{m}$ et 3 mm , respectivement). (a) Le cadre noir correspond à la zone considérée dans la section suivante comme correspondant à la VOG simulée.

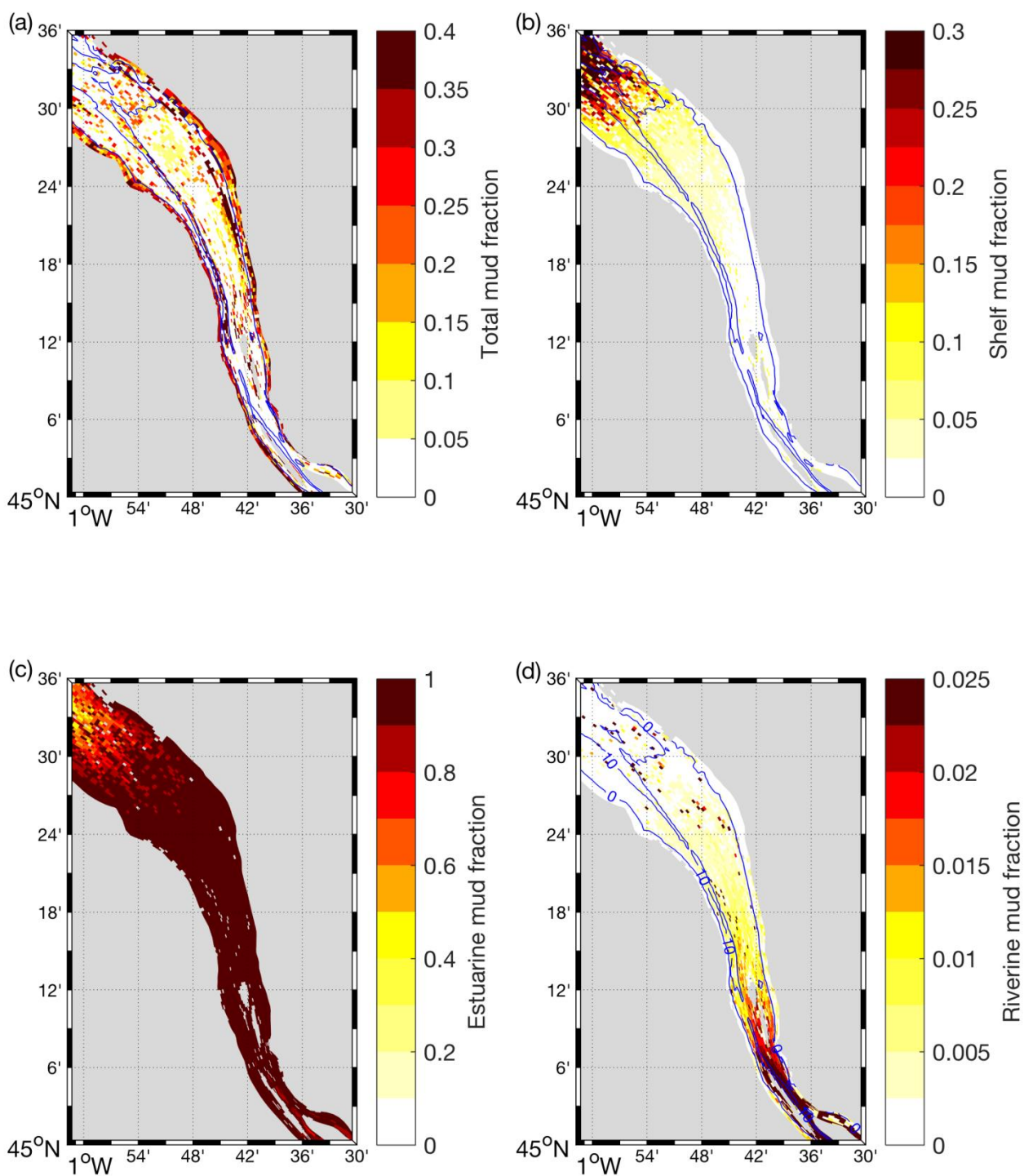


Figure VI-7 Fraction de vase superficielle dans la partie intra-estuarienne (a) Fraction de vase totale par rapport à la masse de sédiment totale (b, c, d) Fraction de chaque vase par rapport à la masse de vase totale distinguée en fonction de leur provenance : vase initialement déposée (b) sur le plateau, (c) dans l'estuaire ou (d) apportée par les fleuves à l'amont

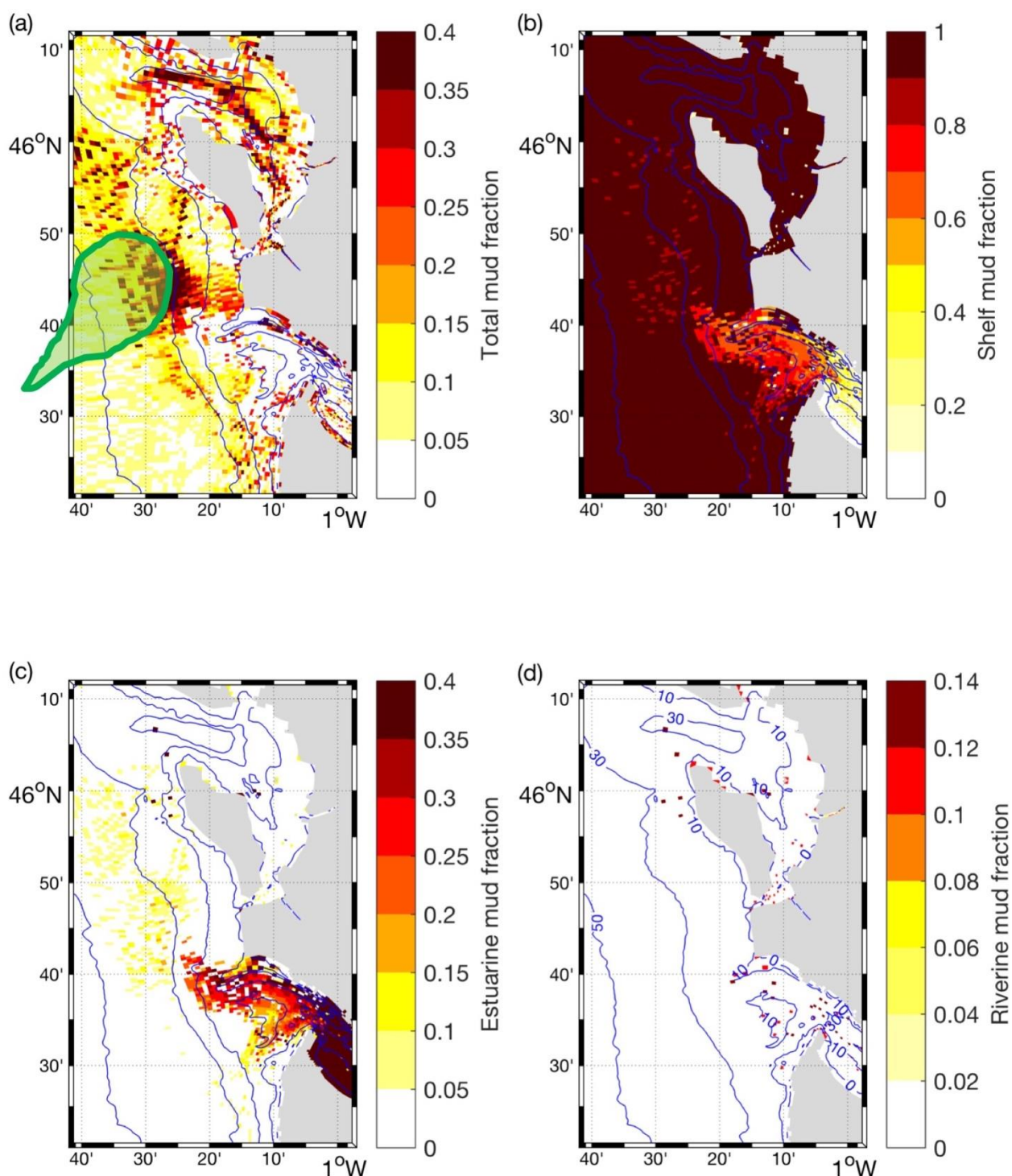


Figure VI-8 Fraction de vase superficielle sur le plateau continental adjacent (a) Fraction de vase totale par rapport à la masse de sédiment totale (b, c, d) Fraction de chaque vase par rapport à la masse de vase totale distinguée en fonction de leur provenance : vase initialement déposée (b) sur le plateau, (c) dans l'estuaire ou (d) apportée par les fleuves à l'amont. (a) La forme verte représente la position réelle observée de la VOG par Lesueur et al. (2002)

En grande majorité, après deux ans de simulation, l'estuaire est composé principalement des vases qui y étaient initialement déposées, excepté dans l'estuaire aval (Figure VI-7 c). En effet, à l'approche de l'embouchure, environ 30% de la masse de vase est composée de vase initialement déposée sur le plateau continental, ce qui témoigne de la remontée de vase

marine dans l'estuaire (Figure VI-7 b). En deux ans, la vase marine pénètre jusqu'à l'estuaire central, environ jusqu'au PK 60, où elle participe à moins de 5% de la masse de vase. La vase apportée par les fleuves, quant à elle, ne participe pas significativement à la masse déposée dans l'estuaire aval et central après deux ans (Figure VI-7 d). Dans l'estuaire amont, au niveau du bec d'Ambès, cette vase fraîche d'origine fluviale (*i.e.* apportée par les fleuves depuis 6 ans) représente environ 2,5% de la masse de vase totale stockée.

De même, sur le plateau continental, la grande majorité des vases déposées après deux ans de simulation est constituée de la vase initialement présente (Figure VI-8 b). En revanche, aux abords de l'embouchure et dans la continuité de la passe Ouest, au Nord-Ouest du débouché de l'estuaire, les vases estuariennes prennent de l'importance, avec environ 30% de la masse de vase déposée après deux ans qui est d'origine estuarienne (Figure VI-8 c). A noter cependant que cette zone d'embouchure est une zone très peu vaseuse (Figure VI-8 a et Figure VI-4 a). Ainsi, 30% des vases déposées dans cette zone représentent au final des masses résiduelles très faibles. L'influence des vases estuariennes se fait sentir dans la région de la VOG, et dans la direction Nord-Ouest de l'embouchure, avec entre 5 et 10% de celles-ci déposées sur la VOG et au large de l'île d'Oléron. Les vases d'origine fluviale quant à elles sont très peu présentes sur le plateau continental (Figure VI-8 d). Seuls quelques patchs se dessinent au niveau de quelques mailles dans l'embouchure, où la fraction est d'environ 10%. Dans la baie de Marennes-Oléron se retrouvent également quelques patchs de vase d'origine fluviale, lesquels sont essentiellement issus de la Charente.

2. Dynamique de la VOG en réponse aux forçages hydrométéorologiques

2.1. Dynamique de la VOG dans son ensemble

La suite de l'étude est axée sur l'analyse de la dynamique de la VOG simulée par le modèle en réponse aux forçages hydrologiques (débit fluvial) et météorologiques (épisodes de tempête représentés par le H_s des vagues). L'analyse concerne plus spécifiquement l'efficacité du piégeage des sédiments par la vase Ouest Gironde en fonction des différents forçages, sur la totalité de la zone dans un premier temps puis selon un gradient Est-Ouest. En conséquence, les variables étudiées dans cette section (relatives à la dynamique sédimentaire) sont intégrées sur les mailles contenues dans le cadre noir sur la Figure VI-6 a.

En moyenne, la vase est en accrétion sur une année avec une érosion résiduelle en hiver et une accrétion plus importante le reste de l'année (Figure VI-9 c). A noter que les taux de sédimentation reproduits par le modèle sont à considérer avec précaution. En effet, ceux-ci sont de l'ordre de 15 cm/an en moyenne sur la vase, ce qui est un ordre de grandeur trop élevé par rapport aux taux de sédimentation variant entre 0,1 et 0,4 cm/an mesurés par Lesueur et al. (2002). Cette surestimation est cohérente avec celle des flux de vase exportés à l'embouchure, de l'ordre de 7,5 Mt/an. De plus, bien que les ordres de grandeur soient exagérés, le modèle exhibe une remarquable régularité d'une année sur l'autre. Comme cela avait été précédemment mis en avant pour les flux et les couvertures sédimentaires sur les

quelques années de spin-up, un schéma temporel très stable se dessine sur le comportement de la VOG

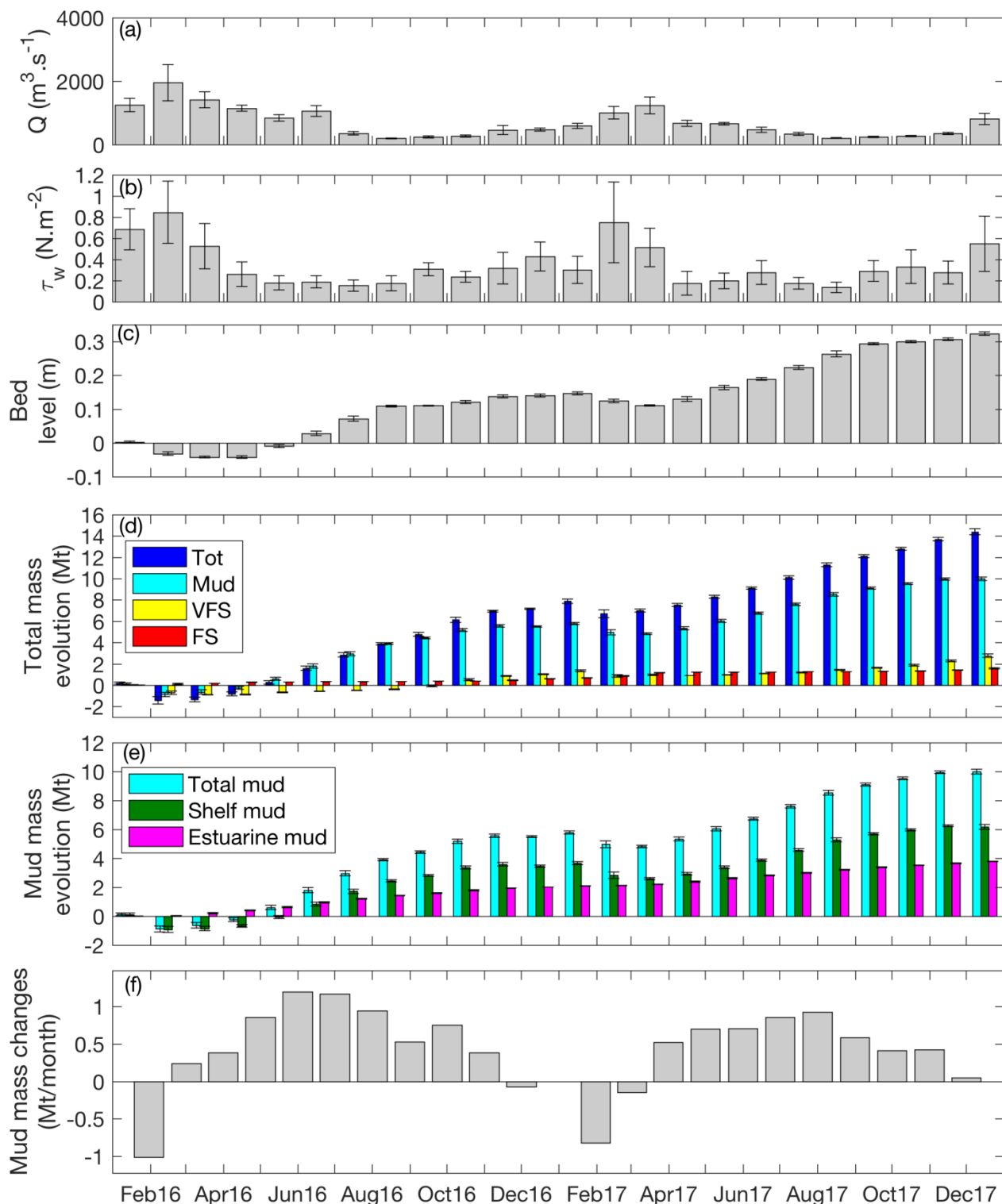


Figure VI-9 Variabilité mensuelle des forçages et du stockage de sédiment dans la VOG simulée au cours des années 2016 et 2017. Moyenne et écart-type mensuels : (a) du débit fluvial de la Gironde (imposé à l'amont), (b) de la contrainte de fond sur la VOG associée aux vagues (sur un point central de la VOG simulée), (c) de l'épaisseur de sédiment moyenne sur la VOG, (d) des masses de sédiment total et des différentes classes intégrées sur la VOG (Tot : sédiment total, VFS : sable très fin ($d = 100 \mu m$), FS : sable fin ($d = 250 \mu m$); les masses de sables moyens et de graviers ne sont pas

représentées car non significatives), (e) des masses de vase totale et des différentes provenances intégrées sur la VOG (la masse de vase provenant des rivières n'est pas représentée car non significative) et (f) de l'évolution de la masse de vase totale sur la VOG.

La Figure VI-9 d représente l'évolution de la masse totale de sédiment contenue dans la VOG simulée au cours des deux années considérées, moyennée par mois et décomposée en fonction des différentes classes de sédiments. La vasière est essentiellement composée de vase (69,4 %), avec tout de même une part non négligeable de sable très fin (19,4 %) et de sable fin (11,1 %). La vasière est en accrétion résiduelle sur les deux ans simulés, avec un taux moyen simulé de 7,2 Mt/an de sédiment total, 5 Mt/an de vase, 1,4 Mt/an de sable très fin et 0,8 Mt/an de sable fin. De plus, elle apparaît en érosion résiduelle, y compris pour les fractions de vase et de sable très fin, pendant l'hiver 2016 au cours duquel l'activité liée aux vagues est très intense.

La Figure VI-9 e représente l'évolution de la masse de vase contenue dans la VOG simulée au cours des deux années considérées, moyennée par mois et décomposée en fonction de la provenance des vases. 62 % de la masse de vase se déposant sur la vasière, soit environ 3,1 Mt/an, sont issus de resuspension des vases du plateau, ce qui indique que cette région est une zone de piégeage des vases liée à l'hydrodynamisme local. Les 38% de vase restants, correspondant à un stockage de 1,9 Mt/an, sont originaires de l'estuaire. Ainsi la vasière ouest Gironde ne serait pas seulement le lieu de dépôt des vases directement issues de l'estuaire de la Gironde, mais aussi le secteur de piégeage préférentiel du matériel sédimentaire très fin initialement présent sur le plateau (dont l'origine "géologique" peut malgré tout être estuarienne).

La Figure VI-9 f, traduisant le différentiel de l'évolution mensuelle de masse de vase totale (Figure VI-9 e), indique les taux d'accrétion ou d'érosion résiduels de la masse de vase sur la structure au cours du mois écoulé (positif = accrétion, négatif = érosion). La vasière connaît des phases d'érosion significatives sur des périodes relativement courtes qui se compensent par une accrétion résiduelle le reste de l'année. Les épisodes d'érosion semblent être liés à l'action des vagues, plus énergétiques en période hivernale, mais la corrélation avec le débit fluvial vient troubler l'interprétation, et il est difficile d'établir les causes véritables de cette érosion à partir de ces figures.

Pour aider à l'interprétation, à partir des moyennes mensuelles de la Figure VI-9, la Figure VI-10 met en relation la différence de masse de vase contenue dans la vasière avec la contrainte de fond liée aux vagues (abscisse) et le débit fluvial (couleur). La différence de masse de vase est corrélée négativement avec l'action des vagues et la vasière est majoritairement en accrétion pour des contraintes inférieures à $0,5 \text{ N.m}^{-2}$. De plus, deux tendances apparaissent très clairement en conditions de forts et de faibles débits fluviaux. En période de crue, l'efficacité du piégeage des vases est plus élevée qu'en étiage, et de la même manière, l'érosion liée à l'action des vagues est réduite. Cette dynamique associée au débit fluvial est liée à l'augmentation de l'extension et des concentrations en MES du panache turbide en période de crue, permettant d'adveciter les particules sur de plus grandes distances en direction de la vasière et constituant un apport de masse plus important.

A noter que le débit fluvial considéré correspond aux chroniques imposées à la limite amont du modèle, qui se situe à plusieurs centaines de kilomètres de la VOG. L'analyse en présence ne tient donc pas compte du délai (variable) inhérent à l'effet du débit fluvial sur le panache turbide à l'embouchure.

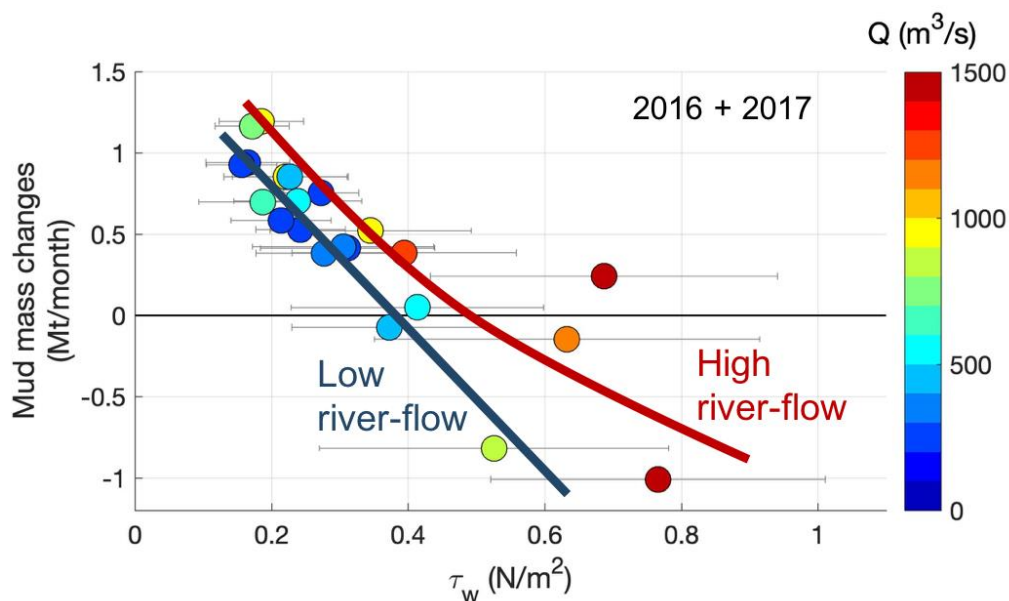


Figure VI-10 Relation entre la contrainte exercée par les vagues sur le fond et le stockage de vase par la VOG pour différentes conditions de débits fluviaux

2.2. Dynamique le long du continuum Est-Ouest de la VOG

Les quelques travaux de la littérature étudiant la composition sédimentaire de la VOG ont mis en évidence des gradients importants entre les parties orientales et occidentales de la vase en termes de taille de grain, de dynamique et d'activité biologique (Lesueur et al., 1991; Jouanneau et al., 1999; Masse et al., 2016). Bien que le modèle ne reproduise que la partie orientale de cette structure, l'étude des gradients Est—Ouest dans la zone de dépôt modélisée a été réalisée en séparant le secteur en 3 parties Est, centrale et Ouest (Figure VI-11). Les figures VI-12, VI-13, VI-14 représentent les comportements sédimentaires intégrés sur chacune des parties Est, centrale et Ouest (respectivement) de la vase, selon la même structure que sur la vase totale.

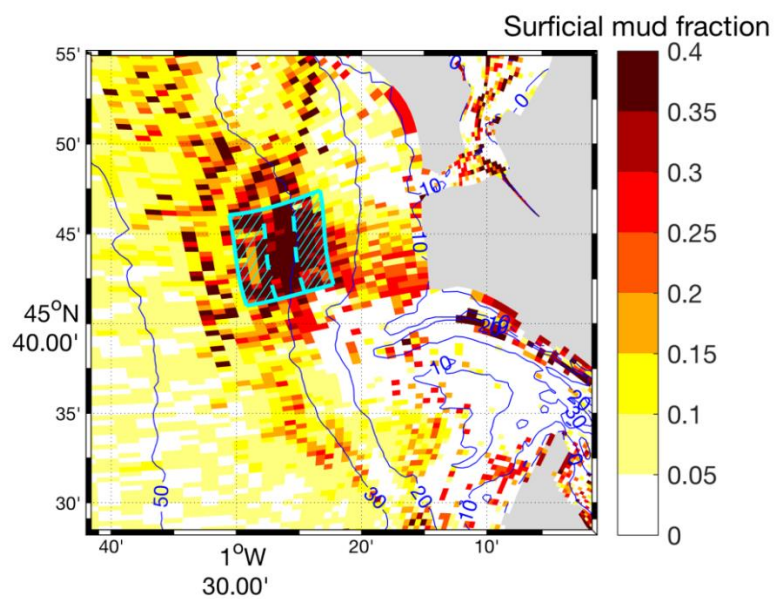


Figure VI-11 Représentation des zones considérées (en bleu) pour l'analyse des parties Est, Ouest (en hachuré) et centrale (entre les régions hachurées) de la VOG sur la fraction superficielle de vase

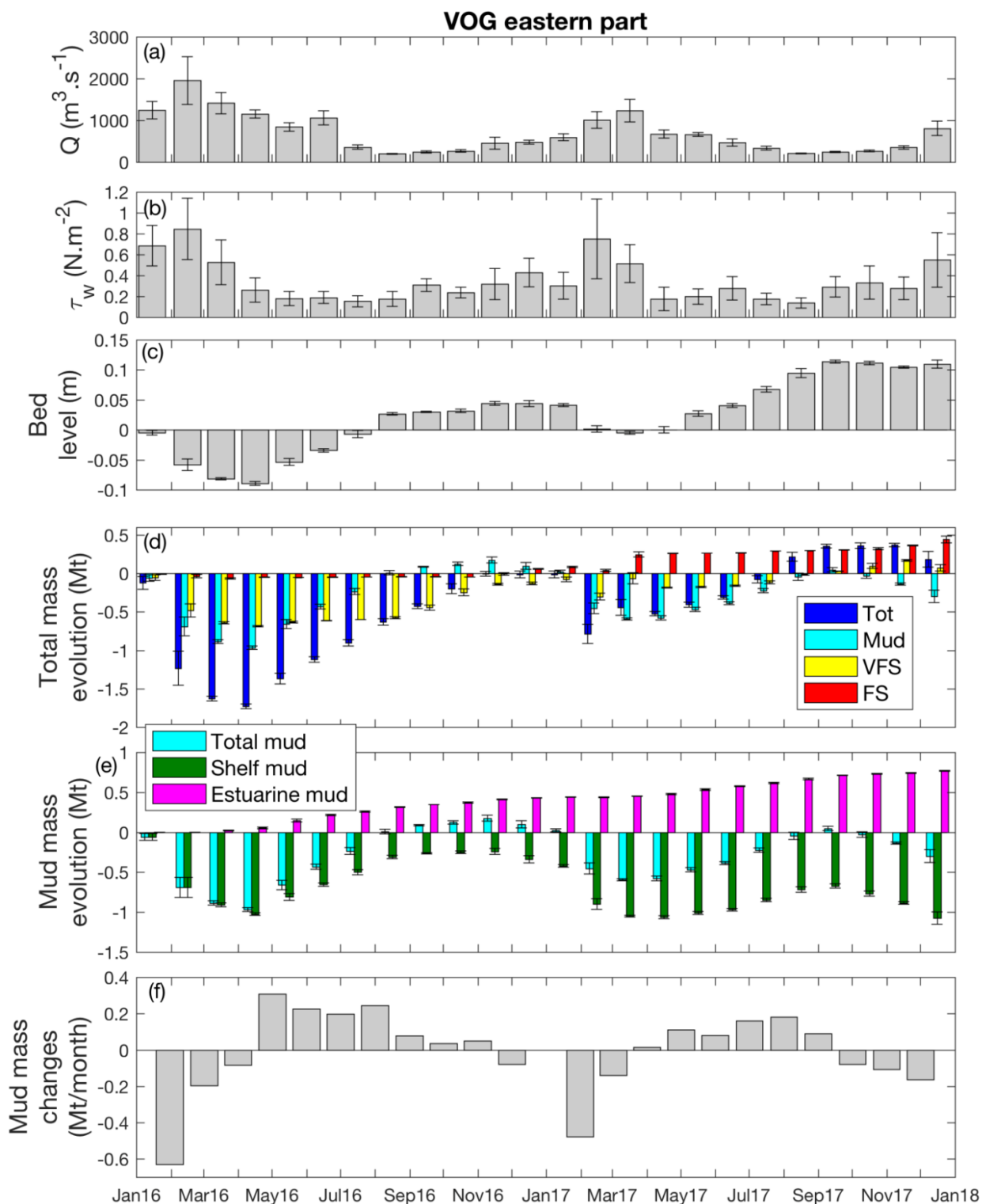


Figure VI-12 Variabilité mensuelle des forçages et du stockage de sédiment dans la partie Est de la VOG simulée au cours des années 2016 et 2017. Moyenne et écart-type mensuels : (a) du débit fluvial de la Gironde (imposé à l'amont), (b) de la contrainte de fond sur la VOG associées aux vagues (même point central de la VOG totale que précédemment), (c) de l'épaisseur moyenne de sédiment sur la partie Est de la VOG, (d) des masses de sédiment total et des différentes classes intégrées sur la partie Est de la VOG (Tot : sédiment total, VFS : sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$), FS : sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$); les masses de sables moyens et de graviers ne sont pas représentées car non significatives), (e) des masses de vase totale et des différentes provenances intégrées sur la partie Est de la VOG (la masse de vase provenant des rivières n'est pas représentée car non significatives) et (f) de l'évolution de la masse de vase totale sur la partie Est de la VOG.

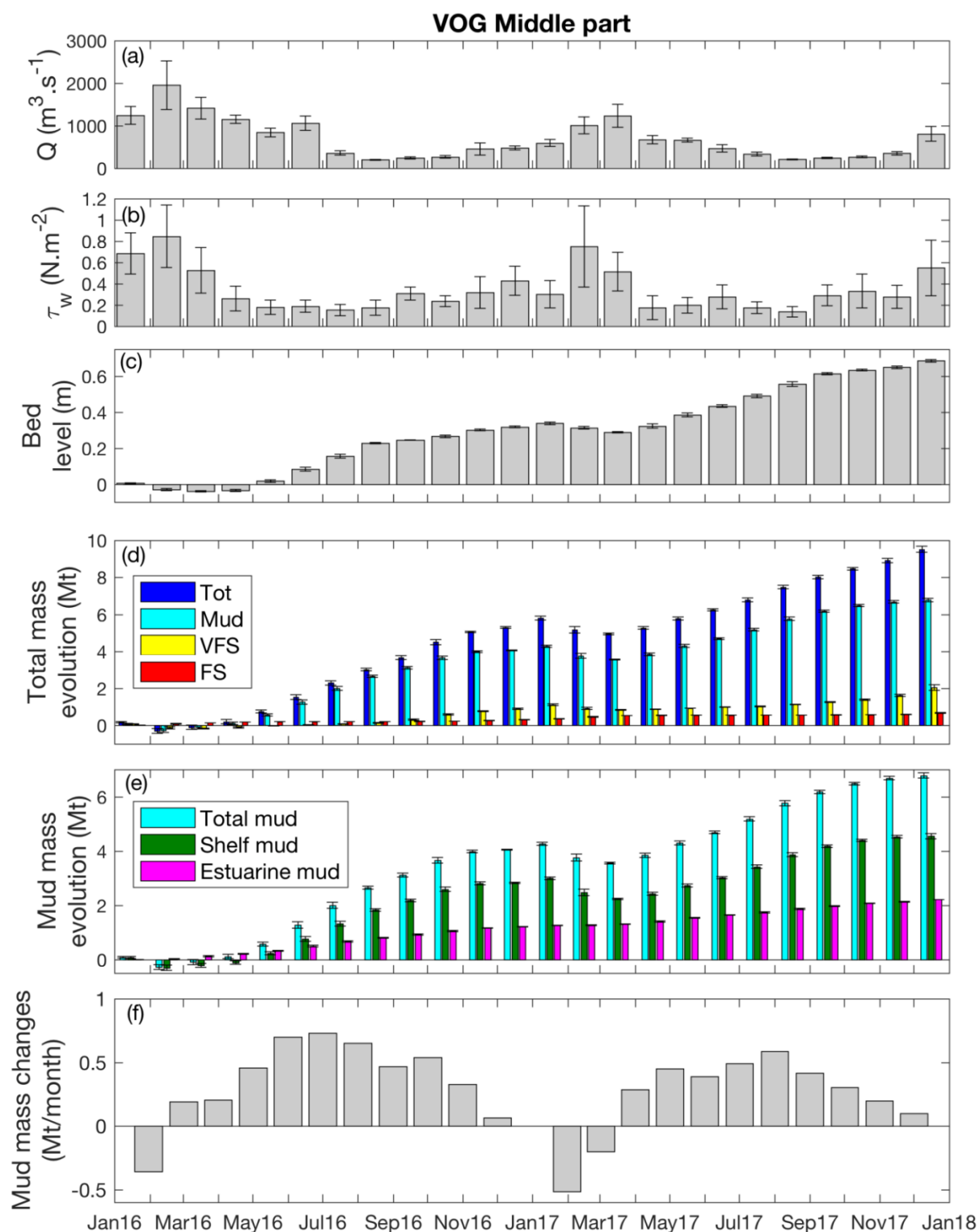


Figure VI-13 Variabilité mensuelle des forçages et du stockage de sédiment dans la partie centrale de la VOG simulée au cours des années 2016 et 2017. Moyenne et écart-type mensuels : (a) du débit fluvial de la Gironde (imposé à l'amont), (b) de la contrainte de fond sur la VOG associées aux vagues (même point central de la VOG totale que précédemment), (c) de l'épaisseur moyenne de sédiment sur la partie centrale de la VOG, (d) des masses de sédiment total et des différentes classes intégrées sur la partie centrale de la VOG (Tot : sédiment total, VFS : sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$), FS : sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$); les masses de sables moyens et de graviers ne sont pas représentées car non significatives), (e) des masses de vase totale et des différentes provenances intégrées sur la partie centrale de la VOG (la masse de vase provenant des rivières n'est pas représentée car non significatives) et (f) de l'évolution de la masse de vase totale sur la partie centrale de la VOG

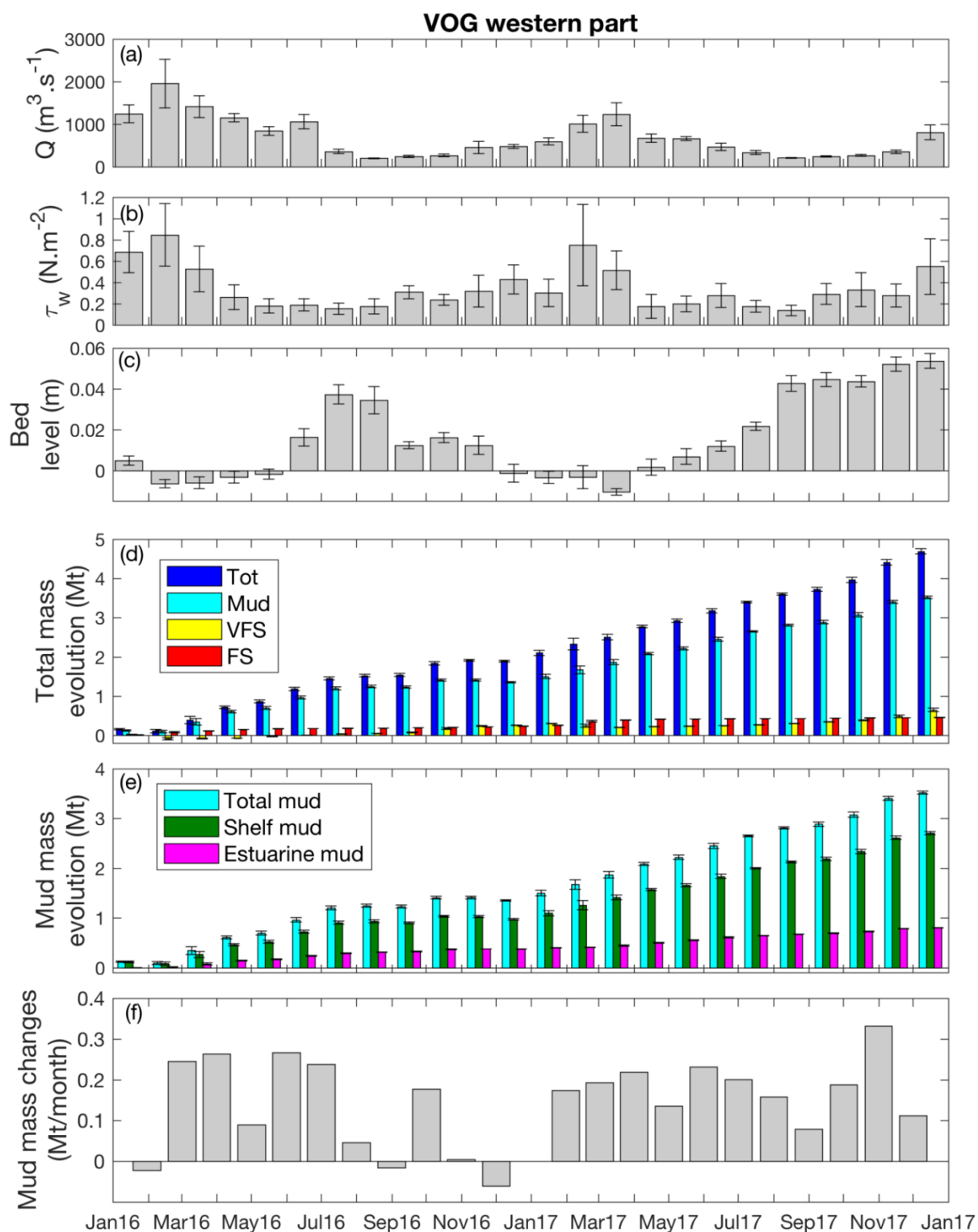


Figure VI-14 Variabilité mensuelle des forçages et du stockage de sédiment dans la partie Ouest de la VOG simulée au cours des années 2016 et 2017. Moyenne et écart-type mensuels : (a) du débit fluvial de la Gironde (imposé à l'amont), (b) de la contrainte de fond sur la VOG associées aux vagues (même point central de la VOG totale que précédemment), (c) de l'épaisseur moyenne de sédiment sur la partie Ouest de la VOG, (d) des masses de sédiment total et des différentes classes intégrées sur la partie Ouest de la VOG (Tot : sédiment total, VFS : sable très fin ($d = 100 \mu\text{m}$), FS : sable fin ($d = 250 \mu\text{m}$); les masses de sables moyens et de graviers ne sont pas représentées car non significatives), (e) des masses de vase totale et des différentes provenances intégrées sur la partie Ouest de la VOG (la masse de vase provenant des rivières n'est pas représentée car non significatives) et (f) de l'évolution de la masse de vase totale sur la partie Ouest de la VOG

Des comportements très différents s'expriment le long du continuum Est-Ouest de la vasière. La seule prise en compte des parties Est et Ouest ne permet pas d'expliquer la variabilité totale sur la VOG et n'est pas représentative de la variabilité selon la direction Est Ouest de la dynamique sédimentaire. En effet, les comportements, notamment en termes de sédimentation sur la vasière ne sont pas linéaires d'Est en Ouest de la zone considérée. La sédimentation est beaucoup plus importante dans la partie centrale de la vasière reproduite par le modèle (34 cm/an, ce qui est toujours très exagéré par rapport à un comportement réaliste).

La partie Est de la VOG exhibe un taux de sédimentation des vases quasiment nul la première année tandis que la deuxième année, elle subit une érosion résiduelle de vase de l'ordre de 0,3 Mt (Figure VI-12 d). L'apport de sable fin est prédominant sur cette partie de la vasière, avec un apport résiduel de moins de 0,1 Mt la première année contre plus de 0,38 Mt la deuxième année. La partie Est de la VOG est sujette à une forte dynamique saisonnière avec de forts taux d'érosion en période hivernale, particulièrement en 2016 où l'énergie des vagues est plus forte sur une plus longue période (3 mois avec des contraintes moyennes mensuelles supérieures à $0,5 \text{ N.m}^{-2}$ contre 2 mois en 2017 et une contrainte moyenne mensuelle atteignant $0,85 \text{ N.m}^{-2}$ en 2016 contre 0,75 en 2017). La vase déposée dans cette zone sur deux ans est principalement composée de vases estuariennes avec un fort remaniement des vases initialement présentes sur la zone (Figure VI-12 e). L'apport en vases girondines permet de compenser en partie la perte de vase locale, les deux flux correspondants restant très importants.

Sur la partie centrale de la vasière, les taux de sédimentation sont beaucoup plus élevés, de l'ordre 4,7 Mt/an en sédiment total (sables et vases) et 3,4 Mt/an en vases (Figure VI-13 d). La dynamique sur cette partie de la vasière est beaucoup plus représentative de la dynamique sur la vasière totale analysée dans la section précédente, avec un apport en vase estuarienne représentant environ 32 % de l'apport en vase totale, les 67 % étant issus du remaniement des vases du plateau (Figure VI-13 e). La dynamique saisonnière est toujours perceptible avec une érosion résiduelle de la zone en période hivernale.

Enfin, l'extrémité Ouest de la VOG simulée exhibe un comportement encore différent, avec une dynamique saisonnière beaucoup moins marquée que sur le reste de la vasière. L'accrétion est de l'ordre de 2,6 cm/an en moyenne sur les deux ans (érosion résiduelle la première année de 1,4 mm et accrétion la deuxième année de 5,4 cm, Figure VI-14 c). La masse de vase accumulée sur cette zone représente environ 75 % de la masse de sédiment total accumulée, avec des taux de sédimentation de la vase de l'ordre de 1,8 Mt/an (Figure VI-14 d). De plus, cette vase est composée à 75% de vases issues du plateau et à 25% de vases estuariennes (Figure VI-14 e).

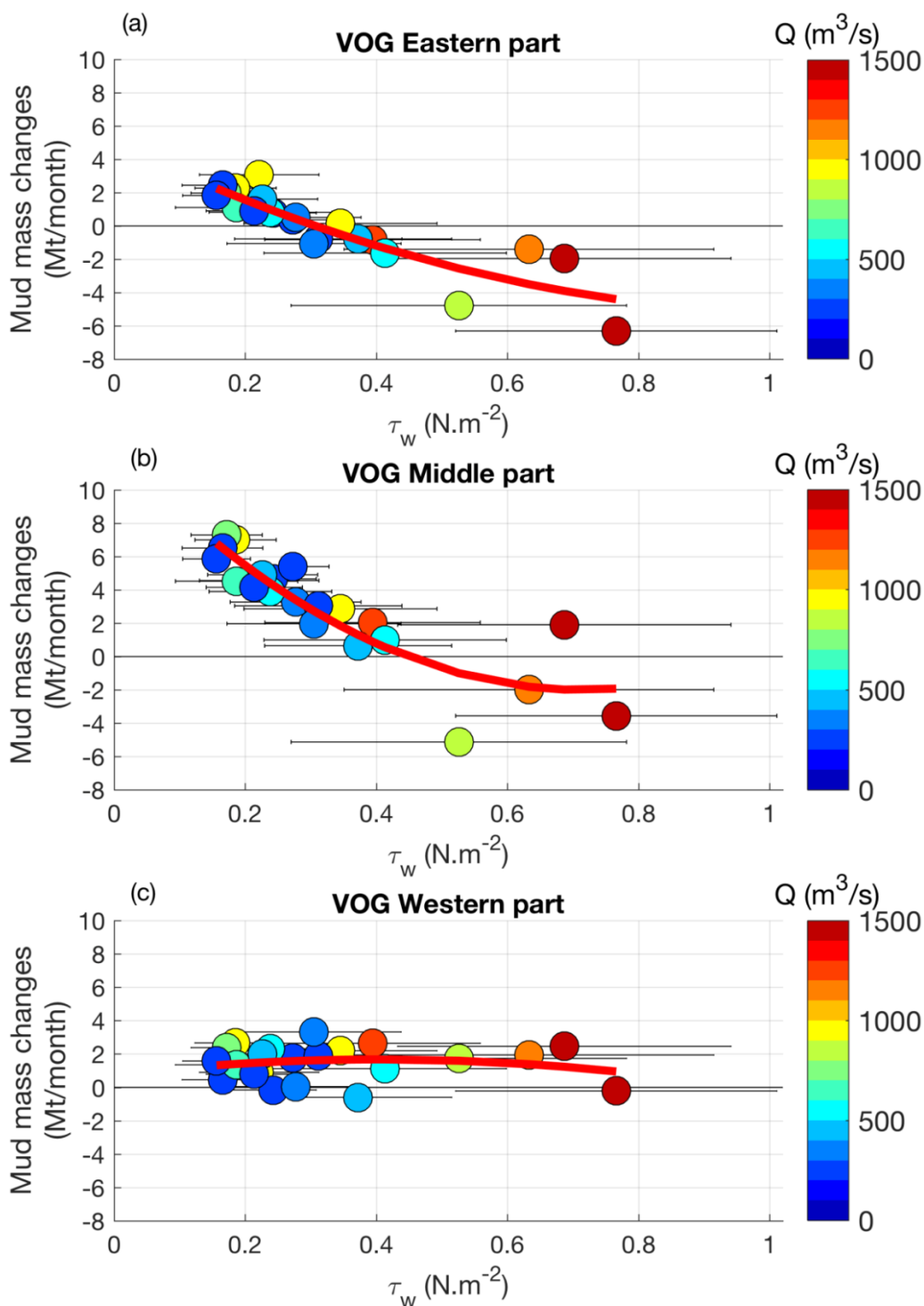


Figure VI-15 Relation entre la contrainte exercée par les vagues sur le fond et le stockage de vase pour différentes conditions de débits fluviaux sur (a) la partie Est, (b) la partie centrale et (c) la partie Ouest de la VOG simulée

Ainsi, sur environ 3,8 Mt de vases d'origine estuarienne piégées sur la VOG simulée sur deux ans, 58% seraient piégés dans la partie centrale de la structure, les parties Est et Ouest se partageant équitablement la part restante (environ 0,8 Mt sur deux ans chacune). A noter que ces 3,8 Mt représentent environ 25 % de la masse de vase exportée à l'embouchure sur ces deux ans (15 Mt), ce qui est cohérent avec les estimations de la littérature qui varient entre 20

à 40% (Lesueur et al., 2002). De même, malgré la seule reproduction de la partie Est de la VOG observée, les gradients de taille de grain révélés par le modèle le long du continuum Est-Ouest de la structure sont cohérents avec les gradients observés, avec d'Ouest en Est une diminution de la teneur en particules fines au profit de la fraction sablo-vaseuse (Figure VI-12 d vs Figure VI-13 d).

De même que précédemment, la Figure VI-15 met en relation la différence de masse de vase contenue dans la vase avec la contrainte de fond liée aux vagues (abscisse) et le débit fluvial (couleur), pour chacune des régions étudiées (Est, centrale et Ouest). La région centrale de la VOG simulée exhibe un comportement similaire à la VOG totale, avec des différences de masse de vase corrélées négativement avec l'action des vagues et une accrétion résiduelle pour des contraintes inférieures à $0,5 \text{ N.m}^{-2}$ (Figure VI-15 b). La partie Est de la structure simulée se comporte de façon similaire, avec cependant un piégeage de la vase moins important en conditions calmes et une érosion résiduelle dominante pour des contraintes supérieures à $0,3 \text{ N.m}^{-2}$ (Figure VI-15 a). En période de crue, l'apport en vase sur la structure semble plus élevé qu'en étiage (deux différentiels mensuels au-dessus de la courbe de régression en fonction de la contrainte des vagues). A noter cependant que les contraintes mensuelles maximales liées aux vagues se produisent simultanément aux crues et limitent donc l'interprétation distincte des deux forçages.

Sur la région Ouest de la VOG simulée, les variations de masses de vase en résiduel ne semblent pas corrélées à l'action des vagues (Figure VI-15 c). Cela ne signifie cependant pas qu'il n'y pas érosion par les vagues, celle-ci pouvant être éventuellement compensée par un apport de vases par l'érosion que les vagues induisent ailleurs, en particulier plus à l'est où les profondeurs sont moindres. Le piégeage des vases par la région Ouest montre tout de même une variabilité entre une érosion moyenne mensuelle de l'ordre de 1 Mt/mois et une accrétion de 4 Mt/mois , dont le mécanisme de contrôle n'est pas clairement identifiable. Plusieurs processus non étudiés dans cette thèse peuvent être à l'origine de cette variabilité tels que les circulations induites par le vent et le cycle VE-ME de la marée, lesquels sont susceptibles d'influencer à la fois la direction de propagation et les masses contenues dans le panache turbide issu de la Gironde.

3. Synthèse

A partir du modèle mis en place dans les chapitres précédents et des simulations validées sur les années 2016 et 2017 en conditions réalistes, les zones d'accumulation des sédiments reproduites par le modèle ont été étudiées, ainsi que leur réponse aux forçages hydrométéorologiques en termes de dynamique sédimentaire.

Le modèle reproduit des zones de pièges à sédiments sur les vasières intertidales intra-estuariennes. Les vasières de la rive droite sont majoritairement en accrétion résiduelle sur deux ans et celles de la rive gauche en érosion ou à l'équilibre. Sur le plateau continental, le modèle reproduit une zone d'accumulation de vase au niveau de la partie orientale de la vase Ouest Gironde et une zone d'accumulation des sédiments plus grossiers au débouché de la passe Ouest.

La dynamique sédimentaire sur la VOG simulée en réponse aux forçages hydrométéorologiques a révélé un comportement contrasté de piégeage et de remise en suspension des sédiments déposés sur la structure. L'analyse de la masse de vase stockée sur cette zone a permis de mettre en relation l'efficacité du piégeage des particules sur la vasière avec les forçages hydrométéorologiques tels que l'action des vagues et le débit fluvial, ainsi que de mettre en évidence les conditions de remise en suspension des particules piégées sur celle-ci. Des contraintes de cisaillement liées à l'action des vagues supérieures à $0,5 \text{ N.m}^{-2}$ induisent une érosion résiduelle de la VOG. Cependant, la masse de vase érodée est réduite en conditions de crue en raison de l'extension plus prononcée et des masses plus importantes contenues dans le panache turbide pour des débits fluviaux élevés.

La VOG simulée sur deux ans se compose d'environ 70 % de vases, 20 % de sables très fins ($d = 100 \mu\text{m}$) et 10 % de sables fins ($d = 250 \mu\text{m}$). La distinction des vases selon leur provenance a également mis en exergue la part non négligeable de vases d'origine estuarienne stockées dans la vasière (38%). La masse de vases girondines stockée sur la vasière est d'environ 1,9 Mt/an, ce qui semble excessif en comparaison aux taux d'accumulation observés. Cependant, cela équivaut à environ 25 % de la masse de vase exportée par l'estuaire, cette fraction étant en accord avec les estimations de la littérature.

Enfin, la dynamique résiduelle selon le gradient Est-Ouest de la VOG simulée a été étudiée. Pour ce faire, la zone définie pour étudier la VOG simulée a été divisée en 3 parties Est, centrale et Ouest. Environ 58% de la vase estuarienne est piégée dans la partie centrale de la structure, les parties Est et Ouest se partageant équitablement la part restante (environ 0.8 Mt sur deux ans chacune). Cette étude a révélé des comportements très contrastés d'Est en Ouest avec une réponse aux forçages hydrométéorologiques très dépendante de la proximité de la côte. Le modèle montre une variabilité des conditions de stockage de vase sur la partie Ouest de la VOG qui ne semble pas corrélée avec l'action des vagues. De plus, d'Ouest en Est, celui-ci reproduit une diminution de la teneur en particules fines au profit de la fraction sablo-vaseuse.

CHAPITRE VII Conclusions générales et perspectives

Ce travail de thèse a pour objectif premier d'améliorer la compréhension du devenir des flux de matières potentiellement contaminées, issus principalement des apports terrigènes délivrés par les estuaires à l'océan. Ces travaux s'intègrent au projet ANR AMORAD et plus particulièrement au volet sédimentaire de l'axe *Marin* de celui-ci, en se portant sur une des zones d'intérêt scientifique fort qu'est l'estuaire de la Gironde. Cette étude aborde la problématique liée aux transferts de particules fines entre l'estuaire et le plateau continental qui lui est adjacent, par une approche de modélisation numérique, pour répondre aux problématiques suivantes :

- analyser l'influence des conditions hydrométéorologiques (crue/étiage, tempêtes) sur les apports particuliers à l'océan ;
- déterminer les zones privilégiées d'accumulation ou de dispersion des sédiments d'origine continentale potentiellement contaminés sur le plateau continental, et notamment le rôle de la vase Ouest Gironde dans le piégeage de ceux-ci.

L'étude se base sur la mise en place et l'exploitation d'un modèle 3D qui se veut le plus exhaustif possible en termes de processus représentés et le plus réaliste possible en termes de forçages, de bathymétrie et de représentativité des caractéristiques sédimentaires de la zone. Ainsi le modèle mis en place s'attache à représenter la variabilité des caractéristiques des MES en intégrant des classes de sédiment distinctes de sables et de vases et un comportement mixte associé à l'érosion de celles-ci. Il intègre également les effets de floculation dans la paramétrisation de la vitesse de chute des vases ainsi que les effets de consolidation de la colonne sédimentaire sur le flux d'érosion. Enfin, les forçages considérés sur l'ensemble du domaine comprenant l'estuaire de la Gironde et le plateau continental adjacent comprennent les principales harmoniques de marée ainsi que les conditions réalistes de vent, vagues, débits fluviaux et surcotes. De plus, l'étude visant à étudier la dynamique sédimentaire sur des échelles pluriannuelles, la mise en place de ce modèle a nécessité des outils numériques très performants, un modèle robuste et les séries temporelles des forçages adaptées sur de longues périodes.

La mise en place de cet outil numérique s'est cependant heurtée à différentes difficultés en amont et desquelles résulte le travail présenté dans ce manuscrit. En premier lieu et de la même manière que dans plusieurs études antérieures sur ce même site d'étude, la dynamique sédimentaire connue dans l'estuaire de la Gironde, en termes de structures turbides et de leur comportement, a été relativement difficile à reproduire par la modélisation sur des échelles pluriannuelles et a nécessité un effort conséquent lors de l'étape de calibration. De plus, le manque de données associées aux caractéristiques intrinsèques du sédiment en présence, telles que des mesures de vitesse de chute et flux d'érosion des sédiments sur la zone considérée, a représenté un obstacle supplémentaire à la mise en place du modèle. Des mesures terrain et en laboratoire ont été initiées durant cette thèse pour étayer cette base de données, notamment

des mesures d'érodimétrie pour caractériser le flux d'érosion du sédiment superficiel. Celles-ci n'ont malheureusement pas pu être finalisées et exploitées afin d'alléger l'empirisme associé au paramétrage du modèle sédimentaire et l'étape de calibration. C'est notamment cette contrainte, associée aux difficultés rencontrées lors de la calibration du modèle à reproduire les structures sédimentaires, qui ont donné naissance au troisième chapitre, qui participe à arrêter un jeu de paramètres final du modèle sédimentaire et à caractériser la robustesse du modèle liée au paramétrage sédimentaire.

Enfin, le nombre et la qualité des observations hydro-sédimentaires intra-estuariennes disponibles n'étaient peut-être pas suffisants pour représenter la variabilité des processus sédimentaires se développant dans l'estuaire, ce qui a constitué un frein majeur supplémentaire pour l'étape de calibration et validation du modèle. Cependant, l'acquisition de nouvelles données au cours de cette thèse, dans des conditions contrastées et couvrant un domaine plus large, a permis d'étayer la validation du modèle et d'assurer sa pertinence et la confiance que l'on peut placer dans ces résultats. Ces données n'ont cependant été analysées et exploitées qu'en deuxième lieu durant ces 3 années de thèse en raison des difficultés rencontrées lors de la première phase (calibration).

Apports de la thèse

Un modèle hydro-sédimentaire a été mis en place sur un domaine d'étude vaste couvrant l'estuaire de la Gironde et le plateau continental adjacent. L'étape de calibration associée à ce type de modèle numérique a été exploitée de manière double. Elle a non seulement permis d'aboutir à un jeu de paramètres sédimentaire final mais a également permis de quantifier les incertitudes sur les flux sédimentaires (associées aux paramétrage sédimentaire), dont la quantification par des mesures *in-situ* reste encore à ce jour très complexe à mettre en place.

L'analyse de la stabilité de la dynamique sédimentaire simulée, liée notamment à une initialisation simplifiée et à la redistribution de la couverture sédimentaire par le modèle, a permis d'identifier une durée de spin-up nécessaire de 4 ans pour s'assurer de la représentativité des résultats de modèle, à la fois dans la partie intra-estuarienne et sur le plateau continental adjacent. A la suite de ces 4 ans de spin-up, les années 2016 et 2017 ont été simulées. La confrontation avec les données acquises dans l'embouchure et aux abords du plateau continental ont permis d'aboutir à un degré de validation du modèle satisfaisant sur l'ensemble du domaine et de garantir une bonne représentativité des processus sédimentaires sur l'ensemble du continuum estuaire-plateau continental.

L'étude de la dynamique sédimentaire résiduelle à l'embouchure a révélé une importante influence de la circulation barocline, qui conditionne fortement la quantité de sédiments effectivement déversés dans l'océan. Le renforcement de la stratification en mort-eau et en période de forts débits fluviaux accentue les gradients de salinité à l'embouchure. Cela induit une intensification de la circulation résiduelle vers l'amont près du fond, ce qui favorise la remontée des sédiments (vase et sables) vers l'estuaire. Cette analyse a également révélé l'importance du transport associé aux classes de sédiments sableux les plus fins, qui influence fortement les flux de sédiments résiduels à l'embouchure avec notamment une part

significative de sable marin importé dans l'estuaire en période de crue. De plus, il a été observé de fortes asymétries de transport, autant transversales que verticales, impactant différemment les différentes classes sédimentaires et se traduisant par des flux résiduels annuels contrastés.

L'exploitation du modèle sédimentaire a également permis d'étudier la dynamique des zones d'accumulation et les conditions de stockage et de remise en suspension des particules sur ces zones. En particulier, le modèle reproduit une zone d'accumulation au niveau de la partie orientale de la vasière Ouest Gironde. L'efficacité du piégeage de sédiment par la vasière est négativement corrélée avec l'action des vagues, avec majoritairement une accrétion pour des faibles contraintes exercées sur le fond par les vagues (inférieures à $0,5 \text{ N.m}^{-2}$ dans la zone considérée). Elle est également contrôlée par le débit fluvial, avec l'augmentation du piégeage et la diminution de l'érosion nette par les vagues en période de crue (liée à un apport plus conséquent de particules par le panache turbide). La distinction des vases selon leur provenance dans le modèle a permis d'établir qu'environ 38% des vases stockées dans la vasière sur deux ans proviennent des suspensions issues de l'estuaire. Enfin, la dynamique sédimentaire selon le gradient Est-Ouest sur cette structure a révélé d'importantes disparités dans le stockage et la réponse aux forçages hydrométéorologiques. D'Ouest en Est, l'efficacité de l'érosion des vases par l'action des vagues va grandissante et la teneur en particules fines décroît au profit de la fraction sablo-vaseuse.

Les résultats de modélisation analysés dans cette étude semblent surestimer l'export de sédiment de l'estuaire vers le plateau. Malgré la robustesse et la stabilité des flux et couvertures sédimentaires pour 6 ans de simulation, les apports amont par les fleuves et les quantités de sédiments exportées ne sont pas à l'équilibre et l'estuaire tend à se vider de sa masse sédimentaire. Le stock de sédiment intra-estuarien n'étant pas inépuisable, il se pose la question du devenir de celui-ci sur des périodes encore plus longues.

Malgré des performances en termes de concentrations en MES aux points fixes très correctes et un niveau de validation satisfaisant, l'ensemble de la dynamique sédimentaire analysée à partir du modèle semble être exagérée. Par exemple, les taux de sédimentation sur la vasière Ouest Gironde semblent trop élevés et le lessivage du stock sédimentaire au niveau de l'embouchure paraît excessif. La question de la pertinence du choix des classes sédimentaires effectué en début de thèse se pose (besoin de sédiments plus grossier ?). De plus, l'hypothèse morphostatique semble atteindre ses limites à des échelles pluriannuelles (ici, 6 ans de simulation au total) et serait à reconsidérer pour des simulations plus longues (> 10 ans).

Perspectives

La non-prise en compte des dragages semble correcte pour l'analyse de la dynamique sédimentaire résiduelle à l'embouchure et au-delà, étant donné qu'environ 90% des sédiments dragués sont clapés dans l'estuaire. En revanche, pour une analyse intra-estuarienne plus poussée, telle que l'analyse des flux sédimentaires entre l'estuaire central et les vasières latérales, leur prise en compte serait à considérer, bien qu'elle nécessite l'acquisition de

données dont nous ne disposons pas encore (notamment en termes de masses de sédiments dragués et de masses clapées sur chaque zone de clapage).

De nouvelles méthodes d'estimation des concentrations en MES à partir de satellite à haute-résolution spatiale sur la zone intra-estuarienne ont été récemment mises en place et permettent l'analyse de la dynamique sédimentaire de surface dans l'estuaire (Normandin et al., 2019). De plus, les données satellite disponibles à l'embouchure et sur le plateau pourraient être davantage exploitées afin de comparer la dynamique du panache turbide simulée par le modèle et observée par télédétection (Constantin et al., 2016). Ce travail avait été amorcé au cours de cette thèse, mais la faible quantité d'image disponible sur la période d'étude (2015-2017) a limité la pertinence de l'analyse. Une étude statistique sur une durée plus longue serait à considérer. Enfin, il pourrait être envisagé un couplage des résultats obtenus à partir de ces méthodes de télédétection, avec des données de concentrations en MES sur l'ensemble de la colonne d'eau (profils verticaux) issues du modèle pour aboutir à une estimation satellitale des masses contenues dans le panache turbide par exemple.

L'analyse de la dynamique résiduelle à l'embouchure mérite d'être approfondie, afin notamment d'étudier le comportement des différentes classes de sédiments à des échelles temporelles plus fines (*e.g.* intratidales) en réponse aux asymétries des courants de marée flot/jusant. Le comportement sédimentaire lié aux asymétries transversales (induites par la variabilité bathymétrique) et verticales (induites par la stratification et le mélange) nécessiterait également une étude plus détaillée, qui n'a pas été possible dans cette thèse.

Cet estuaire se révèle être un site d'étude très riche avec une forte variabilité de la dynamique sédimentaire rencontrée et des processus très complexes contrôlant les flux de sédiments déversés à l'océan. Cependant, le manque de mesures *in-situ* représentatives de cette variabilité constitue un frein à une analyse plus complète de la dynamique sédimentaire résiduelle sur cet estuaire. Ce besoin concerne autant : (i) des mesures de turbidité proches du fond dans l'estuaire pour caractériser la dynamique des sédiments plus grossiers (*e.g.* détermination des sables en suspension), (ii) des mesures hydro-sédimentaires pour caractériser les flux à l'embouchure (*e.g.* coupes transversales par ADCP pour différents cycles caractéristiques : VE/ME, crue/étiage), et (iii) des mesures pour caractériser le type de particules en suspension (*e.g.* croisement de prélèvements avec des mesures optiques, acoustiques et par imagerie LiSST).

Enfin, dans le cadre du projet ANR visant à documenter le devenir en mer de particules potentiellement contaminées, il pourrait être envisagé de réaliser une étude de cas sur un contaminant biogéochimique, notamment en collaboration avec l'équipe en charge au laboratoire EPOC et à l'IRSN.

References

- Achete, F. M. (2016). *Multiple scales of suspended sediment dynamics in a complex geometry estuary*IHE Delft Institute for Water Education.
- Aksoy, H., & Kavvas, M. L. (2005). A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*, 64(2-3), 247.
- Allen, G. P. (1971). Déplacements saisonniers de la lentille de « crème de vase » dans l'estuaire de la Gironde. *C. R. Acad. Sci.*, 273(Series D), 2429.
- Allen, G. P. (1973). *Étude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde*. Talence:
- Allen, G. P., Salomon, J. C., Bassoullet, P., Dupenhoat, Y., & Degrandpre, C. (1980). Effects of Tides on Mixing and Suspended Sediment Transport in Macro-Tidal Estuaries. *Sedimentary Geology*, 26(1-3), 69.
- Allen, G. P., Sauzay, G., & Castaing, P. (1977). Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde Estuary, France. In *Estuarine processes*. (pp. 63). Elsevier.
- Benaouda, A. (2008). *Dynamique saisonnière des sédiments en suspension dans l'estuaire de la Gironde: modélisation opérationnelle de la réponse aux forçages hydrodynamiques*I. Bordeaux 1.
- Beven, K. (1993). Prophecy, Reality and Uncertainty in Distributed Hydrological Modeling. *Advances in Water Resources*, 16(1), 41.
- Bever, A. J., & MacWilliams, M. L. (2013). Simulating sediment transport processes in San Pablo Bay using coupled hydrodynamic, wave, and sediment transport models. *Marine Geology*, 345235.
- Bi, Q. L., & Toorman, E. A. (2015). Mixed-sediment transport modelling in Scheldt estuary with a physics-based bottom friction law. *Ocean Dynamics*, 65(4), 555.
- Borsje, B. W., de Vries, M. B., Hulscher, S. J. M. H., & de Boer, G. J. (2008). Modeling large-scale cohesive sediment transport affected by small-scale biological activity. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 78(3), 468.
- Boust, D. (1996). Etude de la pénétration des particules marines dans l'estuaire de la Seine par l'analyse des radionucléides naturels et artificiels. *Programme Scientifique Seine Aval*.
- Brenon, I., & Le Hir, P. (1999). Modelling the turbidity maximum in the Seine estuary (France): Identification of formation processes. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 49(4), 525.
- Burchard, H., & Baumert, H. (1998). The formation of estuarine turbidity maxima due to density effects in the salt wedge. A hydrodynamic process study. *Journal of Physical Oceanography*, 28(2), 309.
- Burchard, H., Schuttelaars, H. M., & Ralston, D. K. (2018). Sediment Trapping in Estuaries. *Ann Rev Mar Sci*, 10371.
- Castaing, P. (1981). *Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes: cas de la Gironde*Original typescript.
- Castaing, P., & Allen, G. P. (1981). Mechanisms Controlling Seaward Escape of Suspended Sediment from the Gironde - a Macrotidal Estuary in France. *Marine Geology*, 40(1-2), 101.
- Castaing, P., & Jouanneau, J. (1987). Les apports sédimentaires actuels d'origine continentale aux océans. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 4153.
- Chapman, P. M., & Wang, F. (2001). Assessing sediment contamination in estuaries. *Environ Toxicol Chem*, 20(1), 3.

- Constantin, S., Doxaran, D., & Constantinescu, Ş. (2016). Estimation of water turbidity and analysis of its spatio-temporal variability in the Danube River plume (Black Sea) using MODIS satellite data. *Continental Shelf Research*, 11214.
- Coynel, A. (2005). *Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne*. Bordeaux 1.
- Dabrin, A. (2009). *Mécanismes de transfert des éléments traces métalliques (ETM) et réactivité estuarienne: cas des systèmes Gironde, Charente, Seudre et Baie de Marennes Oléron*. Bordeaux 1.
- Dambre, J.-L. (1996). Les extractions de matériaux dans le lit mineur et le lit majeur de la Loire et de ses affluents. *La houille blanche*, (6-7), 108.
- Delmas, M., Cerdan, O., Cheviron, B., Mouchel, J. M., & Eyrolle, F. (2012). Sediment export from French rivers to the sea. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(7), 754.
- Demerliac, M. (1974). Calcul du niveau moyen journalier. *Annales hydrographiques du SHOM*, 549.
- Dijkstra, Y. M., Schuttelaars, H. M., Schramkowski, G. P., & Brouwer, R. L. (2019). Modeling the Transition to High Sediment Concentrations as a Response to Channel Deepening in the Ems River Estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 0(0).
- Doxaran, D. (2002). *Téledétection et modélisation numérique des flux sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde*. Bordeaux 1.
- Doxaran, D., Froidefond, J. M., Castaing, P., & Babin, M. (2009). Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 81(3), 321.
- Druine, F. (2018). Flux sédimentaires en estuaire de Seine: Quantification et variabilité multi-échelle sur la base de mesures de turbidité (réseau SYNAPSES).
- Dufois, F., Lowe, R. J., Rayson, M. D., & Branson, P. M. (2018). A Numerical Study of Tropical Cyclone-Induced Sediment Dynamics on the Australian North West Shelf. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 123(8), 5113.
- Dyer, K. R. (1989). Sediment Processes in Estuaries - Future-Research Requirements. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 94(C10), 14327.
- Etcheber, H., Schmidt, S., Sottolichio, A., Maneux, E., Chabaux, G., Escalier, J. M., Wennekes, H., Derriennic, H., Schmeltz, M., Quemener, L., Repecaud, M., Woerther, P., & Castaing, P. (2011). Monitoring water quality in estuarine environments: lessons from the MAGEST monitoring program in the Gironde fluvial-estuarine system. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), 831.
- Eyrolle, F. (2008). Episodes météo-climatiques extrêmes et redistribution des masses sédimentaires et des polluants associés au sein d'un système côtier. *Rapport DEI/SESURE*, (2008-37), 32.
- Festa, J. F., & Hansen, D. V. (1978). Turbidity Maxima in Partially Mixed Estuaries - 2-Dimensional Numerical-Model. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 7(4), 347.
- French, J. R. (2010). Critical perspectives on the evaluation and optimization of complex numerical models of estuary hydrodynamics and sediment dynamics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(2), 174.
- Froidefond, J. M., Jegou, A. M., Hermida, J., Lazure, P., & Castaing, P. (1998). Variability of the Gironde turbid plume by remote sensing. Effects of climatic factors. *Oceanologica Acta*, 21(2), 191.
- Fuentes-Cid, A., Etcheber, H., Schmidt, S., Abril, G., De-Oliveira, E., Lepage, M., & Sottolichio, A. (2014). Dynamics of coarse particulate matter in the turbidity maximum zone of the Gironde Estuary. *Comptes Rendus Geoscience*, 346(1-2), 28.
- Geyer, W. R. (1993). The Importance of Suppression of Turbulence by Stratification on the Estuarine Turbidity Maximum. *Estuaries*, 16(1), 113.

- Grasso, F., & Le Hir, P. (2019). Influence of morphological changes on suspended sediment dynamics in a macrotidal estuary: diachronic analysis in the Seine Estuary (France) from 1960 to 2010. *Ocean Dynamics*, 69(1), 83.
- Grasso, F., Le Hir, P., & Bassoullet, P. (2015). Numerical modelling of mixed-sediment consolidation. *Ocean Dynamics*, 65(4), 607.
- Grasso, F., Verney, R., Le Hir, P., Thouvenin, B., Schulz, E., Kervella, Y., Fard, I. K. P., Lemoine, J. P., Dumas, F., & Garnier, V. (2018). Suspended Sediment Dynamics in the Macrotidal Seine Estuary (France): 1. Numerical Modeling of Turbidity Maximum Dynamics. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 123(1), 558.
- Guillen, J., & Palanques, A. (1997). A historical perspective of the morphological evolution in the lower Ebro river. *Environmental Geology*, 30(3-4), 174.
- Huijts, K. M. H., Schuttelaars, H. M., de Swart, H. E., & Valle-Levinson, A. (2006). Lateral entrapment of sediment in tidal estuaries: An idealized model study. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 111(C12).
- Jalón Rojas, I. (2016). *Évaluation des changements hydro-sédimentaires de l'estuaire de la Gironde en lien avec les pressions sur le milieu*. Bordeaux.
- Jalon-Rojas, I., Schmidt, S., & Sottolichio, A. (2015). Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (southwest France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6), 2805.
- Jay, D. A., & Musiak, J. D. (1994). Particle Trapping in Estuarine Tidal Flows. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 99(C10), 20445.
- Jolliff, J. K., Kindle, J. C., Shulman, I., Penta, B., Friedrichs, M. A. M., Helber, R., & Arnone, R. A. (2009). Summary diagrams for coupled hydrodynamic-ecosystem model skill assessment. *Journal of Marine Systems*, 76(1-2), 64.
- Jonsson, I. G. (1967). Wave boundary layers and friction factors. In *Coastal Engineering 1966*. (pp. 127).
- Jouanneau, J.-M. (1983). *Matières en suspension et oligo-éléments métalliques dans le système estuarien girondin: comportement et flux*. Université de Bordeaux.
- Jouanneau, J. M. (1979). Evaluation du volume et de la masse des matières en suspension dans le système bouchon vaseux creux de vase de la Gironde. *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, 25(1979), 111.
- Jouanneau, J. M., Weber, O., Cremer, M., & Castaing, P. (1999). Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 46(10), 2205.
- Kapsimalis, V., Masse, L., & Tastet, J. P. (2004). Tidal impact on modern sedimentary facies in the Gironde Estuary, southwestern France. *Journal of Coastal Research*, 1.
- Kervella, S. (2009). *Dynamique des sédiments fins et mixtes des zones intertidales de la baie de Marennes-Oléron: caractérisation des sédiments, processus hydro-sédimentaires et modélisation appliquée*. La Rochelle.
- Krone, R. B. (1962). Flume studies of transport of sediment in estuarial shoaling processes. *Final Report, Hydr. Engr. and Sanitary Engr. Res. Lab., Univ. of California*.
- Lajaunie-Salla, K., Wild-Allen, K., Sottolichio, A., Thouvenin, B., Litrico, X., & Abril, G. (2017). Impact of urban effluents on summer hypoxia in the highly turbid Gironde Estuary, applying a 3D model coupling hydrodynamics, sediment transport and biogeochemical processes. *Journal of Marine Systems*, 17489.
- Lanceleur, L. (2011). *L'argent: sources, transfert et bioaccumulation: cas du système fluvio-estuarien girondin*. Bordeaux 1.
- Larrose, A. (2011). *Quantification et spatialisation de la contamination en éléments traces métalliques du système fluvio-estuarien girondin*. Bordeaux 1.

- Lazure, P., & 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.
- Le Floch, J.-F. (1961). *Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime: propositions données par la Faculté* Université de Paris.
- Le Hir, P., Cann, P., Waeles, B., Jestin, H., & Bassoullet, P. (2008). Erodibility of natural sediments: experiments on sand/mud mixtures from laboratory and field erosion tests. *Proceedings in Marine Science*, 9137.
- Le Hir, P., Cayocca, F., & Waeles, B. (2011). Dynamics of sand and mud mixtures: A multiprocess-based modelling strategy. *Continental Shelf Research*, 31(10), S135.
- Le Hir, P., Ficht, A., Jacinto, R. S., Lesueur, P., Dupont, J. P., Lafite, R., Brenon, I., Thouvenin, B., & Cugier, P. (2001). Fine sediment transport and accumulations at the mouth of the Seine estuary (France). *Estuaries*, 24(6b), 950.
- Lesueur, P., Tastet, J.-P., Weber, O., & Sinko, J. (1991). Modèle faciologique d'un corps sédimentaire pélitique de plate-forme: la vasière Ouest-Gironde (France). *Oceanol. Acta*, 11143.
- Lesueur, P., Tastet, J. P., & Marambat, L. (1996). Shelf mud fields formation within historical times: Examples from offshore the Gironde estuary, France. *Continental Shelf Research*, 16(14), 1849.
- Lesueur, P., Tastet, J. P., & Weber, O. (2002). Origin and morphosedimentary evolution of fine-grained modern continental shelf deposits: the Gironde mud fields (Bay of Biscay, France). *Sedimentology*, 49(6), 1299.
- Li, L., & Hua, Z. (1994). *Modelisation numerique du transport des sediments remis en suspension dans un estuaire application a la gironde*I. Paris 6.
- Li, L., Ni, J., Chang, F., Yue, Y., Frolova, N., Magritsky, D., Borthwick, A. G., Ciais, P., Wang, Y., & Zheng, C. (2019). Global trends in water and sediment fluxes of the world's large rivers. *Science Bulletin*.
- Los, F. J., & Blaas, M. (2010). Complexity, accuracy and practical applicability of different biogeochemical model versions. *Journal of Marine Systems*, 81(1-2), 44.
- Luo, J., Li, M., Sun, Z. L., & O'Connor, B. A. (2013). Numerical modelling of hydrodynamics and sand transport in the tide-dominated coastal-to-estuarine region. *Marine Geology*, 34214.
- Mallet, C. (1998). *Etude de la dynamique des sédiments non-cohésifs de l'embouchure de la Gironde*I. Bordeaux 1.
- Mallet, C., Howa, H., Garlan, T., Sottolichio, A., Le Hir, P., & Michel, D. (2000). Utilisation of numerical and statistical techniques to describe sedimentary circulation patterns in the mouth of the Gironde estuary. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 331(7), 491.
- Massé, C. (2014). *Effets de la bioturbation sur la diversité des communautés bactériennes du sédiment: approches expérimentale et in-situ: de Melinna palmata aux communautés de la vasière Ouest-Gironde*I.
- Masse, C., Meisterhans, G., Deflandre, B., Bachelet, G., Bourasseau, L., Bichon, S., Ciutat, A., Jude-Lemeilleur, F., Lavesque, N., Raymond, N., Gremare, A., & Garabetian, F. (2016). Bacterial and macrofaunal communities in the sediments of the West Gironde Mud Patch, Bay of Biscay (France). *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 179189.
- Mazzege, P., Therond, O., Debril, T., March, H., Sibertin-Blanc, C., Lardy, R., & Sant'ana, D. (2014). Critical multi-level governance issues of integrated modelling: An example of low-water management in the Adour-Garonne basin (France). *Journal of Hydrology*, 5192515.

- McSweeney, J. M., Chant, R. J., & Sommerfield, C. K. (2016). Lateral variability of sediment transport in the Delaware Estuary. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 121(1), 725.
- McSweeney, J. M., Chant, R. J., Wilkin, J. L., & Sommerfield, C. K. (2017). Suspended-Sediment Impacts on Light-Limited Productivity in the Delaware Estuary. *Estuaries and Coasts*, 40(4), 977.
- Mengual, B., Le Hir, P., Cayocca, F., & Garlan, T. (2017). Modelling Fine Sediment Dynamics: Towards a Common Erosion Law for Fine Sand, Mud and Mixtures. *Water*, 9(8).
- Merritt, W. S., Letcher, R. A., & Jakeman, A. J. (2003). A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18(8-9), 761.
- Migniot, C. (1968). Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. *La houille blanche*, (7), 591.
- Mikes, D., Verney, R., Lafite, R., & Belorgey, M. (2004). Controlling factors in estuarine flocculation processes: experimental results with material from the Seine Estuary, Northwestern France. *Journal of Coastal Research*, 82.
- Modéran, J., David, V., Bouvais, P., Richard, P., & Fichet, D. (2012). Organic matter exploitation in a highly turbid environment: planktonic food web in the Charente estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 98126.
- Morris, A. W., Mantoura, R. F. C., Bale, A. J., & Howland, R. J. M. (1978). Very Low Salinity Regions of Estuaries - Important Sites for Chemical and Biological Reactions. *Nature*, 274(5672), 678.
- Murray, A. B., Gasparini, N. M., Goldstein, E. B., & van der Wegen, M. (2016). Uncertainty quantification in modeling earth surface processes: more applicable for some types of models than for others. *Computers & Geosciences*, 906.
- Normandin, C., Lubac, B., Sottolichio, A., Frappart, F., Ygorra, B., & Marieu, V. (2019). Analysis of suspended sediment variability in a large highly-turbid estuary using a 5-year-long remotely-sensed data archive at high resolution. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, n/a(n/a).
- Panagiotopoulos, I., Voulgaris, G., & Collins, M. (1997). The influence of clay on the threshold of movement of fine sandy beds. *Coastal Engineering*, 32(1), 19.
- Parra, M., Castaing, P., Jouanneau, J. M., Grousset, F., & Latouche, C. (1999). Nd-Sr Isotopic composition of present-day sediments from the Gironde Estuary, its draining basins and the WestGironde mud patch (SW France). *Continental Shelf Research*, 19(1), 135.
- Partheniades, E. (1965). Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydraulics Division*, 91(1), 105.
- Perillo, G. (2000). *Sediment budgets and fluxes in estuarine and coastal areas*. I. Paper presented at the IGBP-LOICZ Water Workshop, Boulder, CO (oral presentation).
- Pougnat, F. d. r. (2018). *Etat de la qualité des eaux de l'estuaire de la Gironde: cas du cadmium et des butylétains*. I. Université de Bordeaux.
- Ridgway, J., & Shimmield, G. (2002). Estuaries as repositories of historical contamination and their impact on shelf seas. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 55(6), 903.
- Roberts, D. A. (2012). Causes and ecological effects of resuspended contaminated sediments (RCS) in marine environments. *Environment International*, 40230.
- Roland, A., & Arduin, F. (2014). On the developments of spectral wave models: numerics and parameterizations for the coastal ocean. *Ocean Dynamics*, 64(6), 833.
- Ross, L., Huguenard, K., & Sottolichio, A. (2019). Intratidal and Fortnightly Variability of Vertical Mixing in a Macrotidal Estuary: The Gironde. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 124(4), 2641.

- Ross, L., Valle-Levinson, A., Sottolichio, A., & Huybrechts, N. (2017). Lateral variability of subtidal flow at the mid-reaches of a macrotidal estuary. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 122(9), 7651.
- Roy, C. J., & Oberkampf, W. L. (2011). A comprehensive framework for verification, validation, and uncertainty quantification in scientific computing. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 200(25-28), 2131.
- Saito, Y., & Yang, Z. (1994). *Historical change of the Huanghe (Yellow River) and its impact on the sediment budget of the East China Sea*. 'Paper presented at the' Proceedings of International Symposium on Global Fluxes of Carbon and its Related Substances in the Coastal Sea-Ocean Atmosphere System, Sapporo:(Japan) Hokkido University,
- Sanford, L. P. (2008). Modeling a dynamically varying mixed sediment bed with erosion, deposition, bioturbation, consolidation, and armoring. *Computers & Geosciences*, 34(10), 1263.
- Savoie, N., David, V., Morisseau, F., Etcheber, H., Abril, G., Billy, I., Charlier, K., Oggian, G., Derriennic, H., & Sautour, B. (2012). Origin and composition of particulate organic matter in a macrotidal turbid estuary: The Gironde Estuary, France. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 10816.
- Schäfer, J., Blanc, G., Lapaquellerie, Y., Maillet, N., Maneux, E., & Etcheber, H. (2002). Ten-year observation of the Gironde tributary fluvial system: fluxes of suspended matter, particulate organic carbon and cadmium. *Marine Chemistry*, 79(3-4), 229.
- Schmidt, S., Etcheber, H., Sottolichio, A., & Castaing, P. (2016). Le réseau MAGEST: bilan de 10 ans de suivi haute-fréquence de la qualité des eaux de l'estuaire de la Gironde. *Mesures haute résolution dans l'environnement marin côtier. Presses du CNRS*.
- Schmidt, S., Ouamar, L., Cosson, B., Lebleu, P., & Derriennic, H. (2014). *Monitoring turbidity as a surrogate of suspended particulate load in the Gironde Estuary: The impact of particle size on concentration estimates*. 'Paper presented at the' ISOBAY XIV International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay, Bordeaux,
- Schulz, E., Grasso, F., Le Hir, P., Verney, R., & Thouvenin, B. (2018). Suspended Sediment Dynamics in the Macrotidal Seine Estuary (France): 2. Numerical Modeling of Sediment Fluxes and Budgets Under Typical Hydrological and Meteorological Conditions. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 123(1), 578.
- Scully, M. E., & Friedrichs, C. T. (2007). Sediment pumping by tidal asymmetry in a partially mixed estuary. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 112(C7).
- Sherwood, C. R., Aretxabaleta, A. L., Harris, C. K., Rinehimer, J. P., Verney, R., & Ferre, B. (2018). Cohesive and mixed sediment in the Regional Ocean Modeling System (ROMS v3.6) implemented in the Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System (COAWST r1234). *Geoscientific Model Development*, 11(5), 1849.
- Sommerfield, C. K., & Wong, K. C. (2011). Mechanisms of sediment flux and turbidity maintenance in the Delaware Estuary. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 116.
- Sottolichio, A. (1999). *Modélisation de la dynamique des structures turbides (bouchon vaseux et crème de vase) dans l'estuaire de la Gironde*. Bordeaux 1.
- Sottolichio, A., & Castaing, P. (1999). A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 329(11), 795.
- Sottolichio, A., Hurther, D., Gratiot, N., & Bretel, P. (2011). Acoustic turbulence measurements of near-bed suspended sediment dynamics in highly turbid waters of a macrotidal estuary. *Continental Shelf Research*, 31(10), S36.
- Sottolichio, A., Le Hir, P., & Castaing, P. (2000). Modeling mechanisms for the stability of the turbidity maximum in the Gironde estuary, France. *Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes*, 3373.

- Soulsby, R. (1997). *Dynamics of marine sands: a manual for practical applications* Thomas Telford.
- Souza, A. J., & Lane, A. (2013). Effects of freshwater inflow on sediment transport. *Journal of Operational Oceanography*, 6(1), 27.
- Syvitski, J. P., Harvey, N., Wolanski, E., Burnett, W. C., Perillo, G. M., Gornitz, V., Arthurton, R. K., Bokuniewicz, H., Campbell, J. W., & Cooper, L. (2005a). Dynamics of the coastal zone. In *Coastal Fluxes in the anthropocene*. (pp. 39). Springer.
- Syvitski, J. P., & Morehead, M. D. (1999). Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology*, 154(1-4), 13.
- Syvitski, J. P., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., & Green, P. (2005b). Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *science*, 308(5720), 376.
- Syvitski, J. P. M., & Kettner, A. (2011). Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 369(1938), 957.
- Syvitski, J. P. M., Kettner, A. J., Overeem, I., Hutton, E. W. H., Hannon, M. T., Brakenridge, G. R., Day, J., Vorosmarty, C., Saito, Y., Giosan, L., & Nicholls, R. J. (2009). Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience*, 2(10), 681.
- Thill, A., Moustier, S., Garnier, J. M., Estournel, C., Naudin, J. J., & Bottero, J. Y. (2001). Evolution of particle size and concentration in the Rhone river mixing zone: influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research*, 21(18-19), 2127.
- Thorn, M., & Parsons, J. (1980). *Erosion of cohesive sediments in estuaries: an engineering guide*. Paper presented at the Proc. of the Int. Symp. on Dredging Technol.
- Toublanc, F. (2013). *Hydrodynamique et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente*. La Rochelle.
- Uncles, R. J., Elliott, R. C. A., & Weston, S. A. (1985). Observed Fluxes of Water, Salt and Suspended Sediment in a Partly Mixed Estuary. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 20(2), 147.
- Underwood, G. J. C., & Kromkamp, J. (1999). Primary production by phytoplankton and microphytobenthos in estuaries. *Advances in Ecological Research*, Vol 29, 2993.
- van Kessel, T., Vanlede, J., & de Kok, J. (2011). Development of a mud transport model for the Scheldt estuary. *Continental Shelf Research*, 31(10), S165.
- Van, L. A. (2013). Modélisation du transport des sédiments mixtes sable-vase et application à la morphodynamique de l'estuaire de la Gironde. *Paris: University Paris-est*.
- van Ledden, M., van Kesteren, W. G. M., & Winterwerp, J. C. (2004). A conceptual framework for the erosion behaviour of sand-mud mixtures. *Continental Shelf Research*, 24(1), 1.
- van Leussen, W. (1994). *Estuarine macroflocs and their role in fine-grained sediment transport*. University of Utrecht.
- van Maanen, B., & Sottolichio, A. (2018). Hydro- and sediment dynamics in the Gironde estuary (France): Sensitivity to seasonal variations in river inflow and sea level rise. *Continental Shelf Research*, 16537.
- van Maren, D. S., & Cronin, K. (2016). Uncertainty in complex three-dimensional sediment transport models: equifinality in a model application of the Ems Estuary, the Netherlands. *Ocean Dynamics*, 66(12), 1665.
- van Rijn, L. C. (1984). Sediment Pick-up Functions. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 110(10), 1494.
- van Rijn, L. C., Bisschop, R., & van Rhee, C. (2019). Modified Sediment Pick-Up Function. *Journal of Hydraulic Engineering*, 145(1).
- Viney, N. R., & Sivapalan, M. (1999). A conceptual model of sediment transport: application to the Avon River Basin in Western Australia. *Hydrological Processes*, 13(5), 727.

- Virolle, M., Brigaud, B., Bourillot, R., Fenies, H., Portier, E., Duteil, T., Nouet, J., Patrier, P., & Beaufort, D. (2019). Detrital clay grain coats in estuarine clastic deposits: origin and spatial distribution within a modern sedimentary system, the Gironde Estuary (south-west France). *Sedimentology*, 66(3), 859.
- Waeles, B., Le Hir, P., & Lesueur, P. (2008). A 3D morphodynamic process-based modelling of a mixed sand/mud coastal environment: the Seine estuary, France. In *Proceedings in Marine Science*. (pp. 477). Elsevier.
- Waeles, B., Le Hir, P., Lesueur, P., & Delsinne, N. (2007). Modelling sand/mud transport and morphodynamics in the Seine river mouth (France): an attempt using a process-based approach. *Hydrobiologia*, 58869.
- Walling, D. E., & Fang, D. (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 111.
- Wang, H. J., Bi, N. S., Saito, Y., Wang, Y., Sun, X. X., Zhang, J., & Yang, Z. S. (2010). Recent changes in sediment delivery by the Huanghe (Yellow River) to the sea: Causes and environmental implications in its estuary. *Journal of Hydrology*, 391(3-4), 302.
- Wang, Y., Ren, M., & Syvitski, J. (1998). Sediment transport and terrigenous fluxes. *The Sea*, 10253.
- Winterwerp, J. C., Zhou, Z., Battista, G., Van Kessel, T., Jagers, H. R. A., Van Maren, D. S., & Van der Wegen, M. (2018). Efficient Consolidation Model for Morphodynamic Simulations in Low-SPM Environments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 144(8).
- Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning. *Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning*.
- Wolanski, E., Moore, K., Spagnol, S., D'Adamo, N., & Pattiaratchi, C. (2001). Rapid, human-induced siltation of the macro-tidal Ord River Estuary, Western Australia. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 53(5), 717.
- Wolanski, E., Richmond, R. H., Davis, G., & Bonito, V. (2003). Water and fine sediment dynamics in transient river plumes in a small, reef-fringed bay, Guam. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 56(5-6), 1029.

Annexes

Annexe 1

Régressions calculées par Coynel (2005) pour les différentes années étudiées sur la Garonne et la Dordogne

Tableau 3 Régressions issues de Coynel (2005) pour la Garonne et la Dordogne, avec, pour un bassin donné, Q_a le débit annuel de l'année étudiée, Q_{pa} le débit pluriannuel, Q_{max} le débit journalier maximum, MES_{max} la concentration journalière maximale durant l'année étudiée et $FMES$ le flux de MES en tonnes

Rivière	Année	Q_{pa}	Q_a	Q_{max}	MES_{max}	$FMES$	linéaire	polynomial	exponentiel	logarithmique	puissance
Garonne	1994	615	880	3690	935	3846000	$y=0,11x-27,0$ ($r=0,81$)	$y=0,00003x^2+0,013x+12,00$ ($r=0,85$)	$y=10,7e^{0,0013x}$ ($r=0,81$)	$y=60,1\text{Ln}(x)-313$ ($r=0,60$)	$y=0,12x^{0,88}$ ($r=0,73$)
Garonne	1995	615	594	4140	615	1574000	$y=0,08x-10,8$ ($r=0,69$)	$y=0,00002x^2+0,025x+8,2$ ($r=0,73$)	$y=9,1e^{0,0013x}$ ($r=0,71$)	$y=35,1\text{Ln}(x)-171$ ($r=0,49$)	$y=0,27x^{0,72}$ ($r=0,66$)
Garonne	1996	615	808	3930	890	3949000	$y=0,12x-24,1$ ($r=0,70$)	$y=0,00002x^2+0,057x+2,7$ ($r=0,71$)	$y=10,6e^{0,0014x}$ ($r=0,75$)	$y=73,8\text{Ln}(x)-389$ ($r=0,54$)	$y=0,057x^{1,00}$ ($r=0,72$)
Garonne	1997	615	429	2300	380	611000	$y=0,05x+4,99$ ($r=0,46$)	$y=0,00006x^2-0,028x+23,8$ ($r=0,52$)	$y=10,9e^{0,0011x}$ ($r=0,42$)	$y=21,7\text{Ln}(x)-97$ ($r=0,36$)	$y=1,02x^{0,49}$ ($r=0,39$)
Garonne	1998	615	485	3290	410	798000	$y=0,08x-18,6$ ($r=0,78$)	$y=0,00004x^2-0,005x+6,0$ ($r=0,87$)	$y=4,3e^{0,0017x}$ ($r=0,72$)	$y=22,1\text{Ln}(x)-107$ ($r=0,46$)	$y=0,22x^{0,65}$ ($r=0,59$)
Garonne	2000	615	590	3587	1550	1767000	$y=0,15x-40,8$ ($r=0,60$)	$y=0,00006x^2+0,013x+3,29$ ($r=0,66$)	$y=4,7e^{0,002x}$ ($r=0,66$)	$y=54,6\text{Ln}(x)-288$ ($r=0,40$)	$y=0,026x^{1,05}$ ($r=0,66$)
Garonne	2001	615	536	2330	405	985000	$y=0,07x-7,6$ ($r=0,67$)	$y=0,00003x^2+0,021x+4,08$ ($r=0,69$)	$y=4,2e^{0,002x}$ ($r=0,74$)	$y=31,2\text{Ln}(x)-154$ ($r=0,56$)	$y=0,022x^{1,08}$ ($r=0,73$)
Garonne	2002	615	407	2360	615	868000	$y=0,14x-24,2$ ($r=0,69$)	$y=0,00007x^2+0,028x+1,17$ ($r=0,71$)	$y=5,7e^{0,002x}$ ($r=0,71$)	$y=55,6\text{Ln}(x)-290$ ($r=0,55$)	$y=0,016x^{1,18}$ ($r=0,72$)
Garonne	2003	615	572	4740	940	2557000	$y=0,15x-24,5$ ($r=0,71$)	$y=0,00002x^2+0,067x-0,63$ ($r=0,74$)	$y=6,4e^{0,002x}$ ($r=0,68$)	$y=61,1\text{Ln}(x)-306$ ($r=0,48$)	$y=0,027x^{1,08}$ ($r=0,73$)
Dordogne	1999	279	308	1217	445	222000	$y=0,08x-8,67$ ($r=0,36$)	$y=0,00007x^2+0,013x+2,16$ ($r=0,37$)	$y=2,3e^{0,0039x}$ ($r=0,62$)	$y=22,4\text{Ln}(x)-119,7$ ($r=0,30$)	$y=0,006x^{1,28}$ ($r=0,61$)
Dordogne	2000	279	364	1253	656	505000	$y=0,12x-16,4$ ($r=0,45$)	$y=0,00007x^2+0,049x-2,45$ ($r=0,46$)	$y=3,6e^{0,003x}$ ($r=0,53$)	$y=44,1\text{Ln}(x)-225,5$ ($r=0,4$)	$y=0,012x^{1,19}$ ($r=0,50$)
Dordogne	2001	279	328	1530	630	579000	$y=0,11x-4,91$ ($r=0,44$)	$y=0,00008x^2+0,024x-6,88$ ($r=0,46$)	$y=3,7e^{0,0028x}$ ($r=0,57$)	$y=26,8\text{Ln}(x)-115,3$ ($r=0,35$)	$y=0,11x^{0,82}$ ($r=0,52$)

Sensibilité des apports solides des fleuves à la régression utilisée

Flux annuels de MES apportées par la Garonne sur l'année 2015, en fonction des différentes courbes de régression disponibles dans l'étude de Coynel (2005)

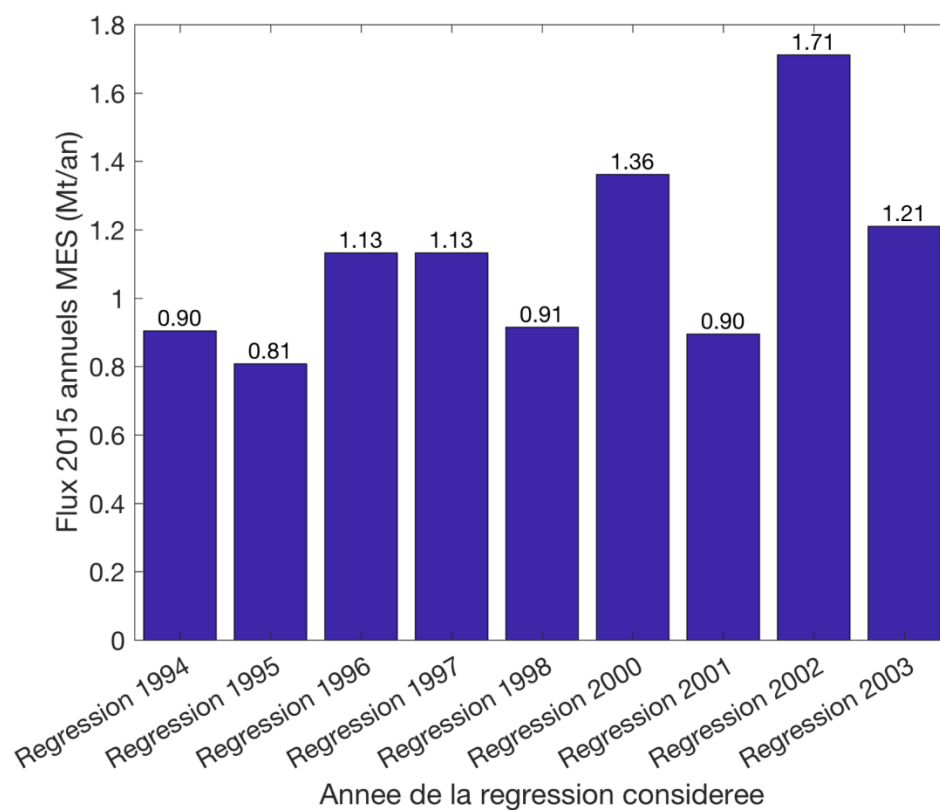


Figure 0-1 Variabilité sur les flux annuels de MES apportées par la Garonne calculés par les différentes régressions de Coynel (2005)

Données de granulométrie

Sites de surveillance écologique du Blayais

Données fournies par Guy Bachelet et Aldo Sottolichio, du laboratoire EPOC, issues des missions de surveillance écologique du site du Blayais couvrant les années 2004 à 2016. Seules les données de 2016 sont représentées ici.

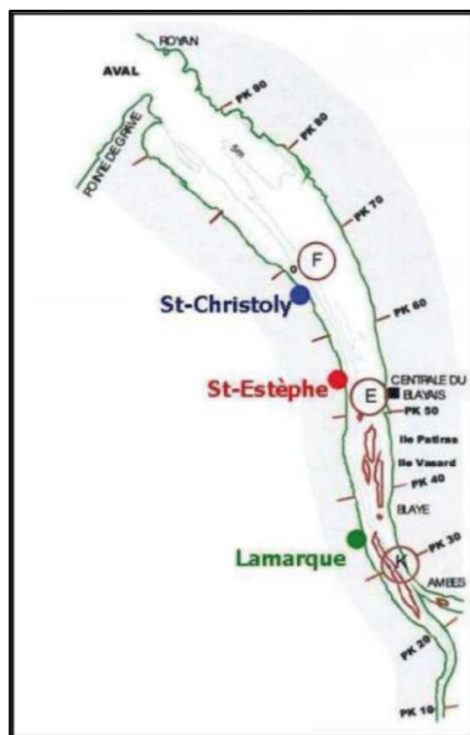


Figure 0-4 Localisation des points de mesure des missions de surveillance écologique du site du Blayais

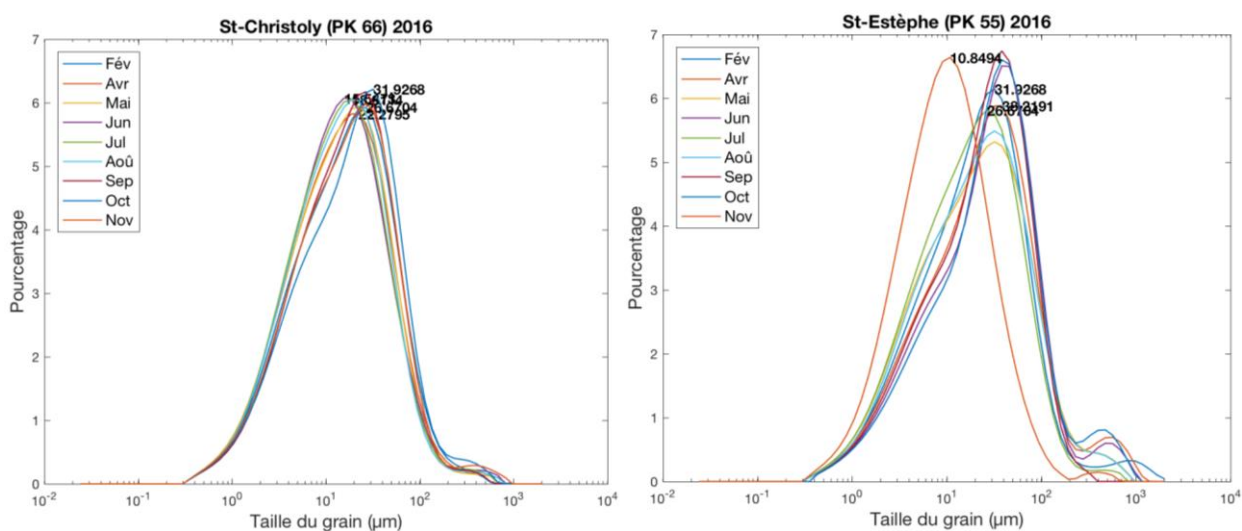


Figure 0-5 Courbes granulométriques aux points St Christoly (gauche) et St Estèphe (droite) pour l'année 2016

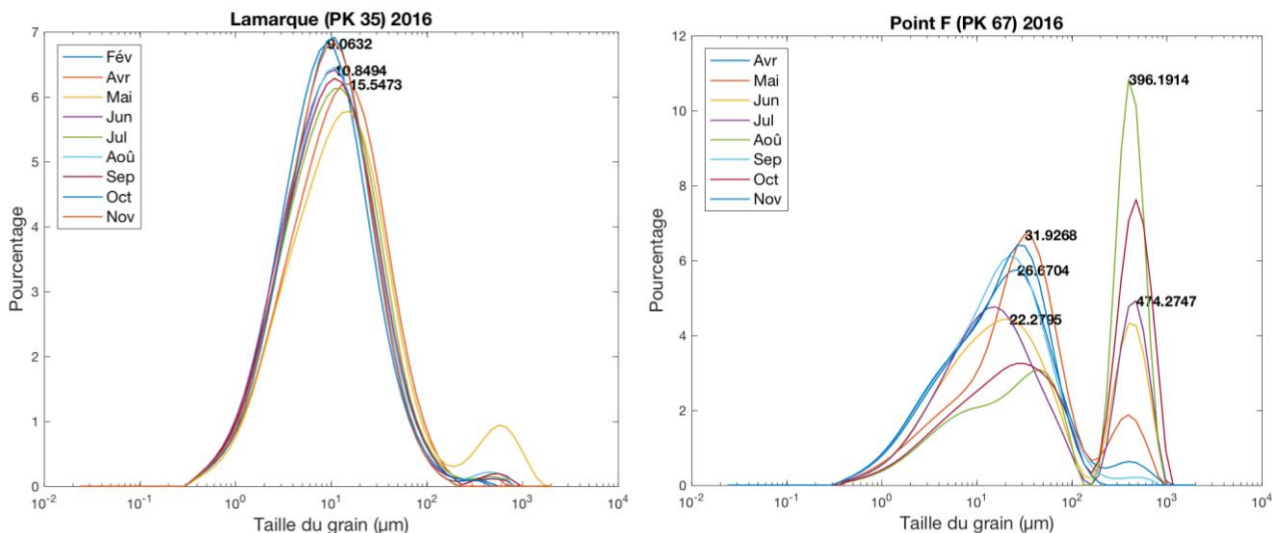


Figure 0-6 Courbes granulométriques aux points Lamarque (gauche) et Point F (droite) pour l'année 2016

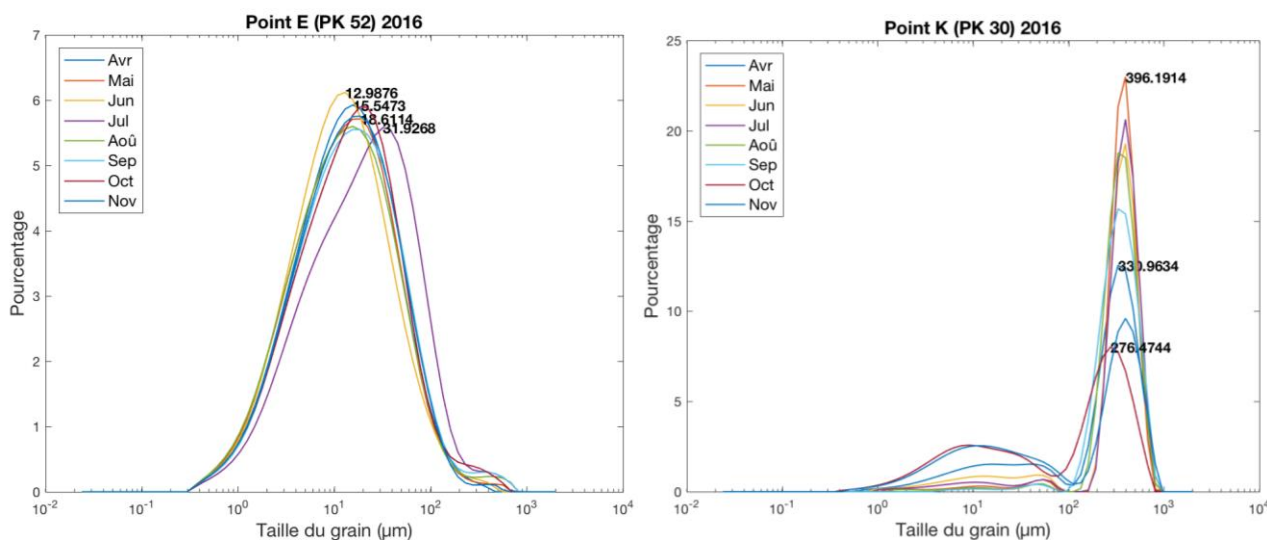


Figure 0-7 Courbes granulométriques aux points Point E (gauche) et Point K (droite) pour l'année 2016

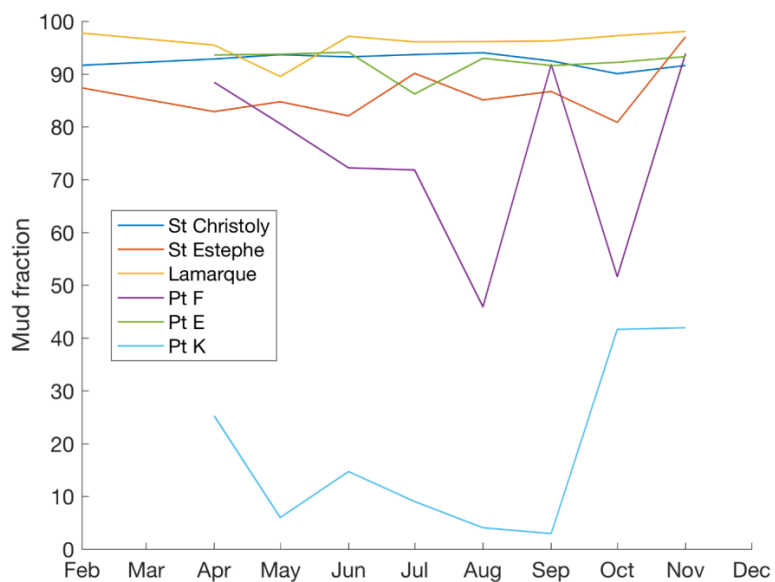


Figure 0-8 Evolution de la fraction de vase aux différents sites de surveillance écologique du blayais en 2016

La Vasière Ouest Gironde

Données fournies par le laboratoire EPOC, issues de granulométrie de carottes sédimentaires prélevées sur la Vasière Ouest Gironde en février 2017.

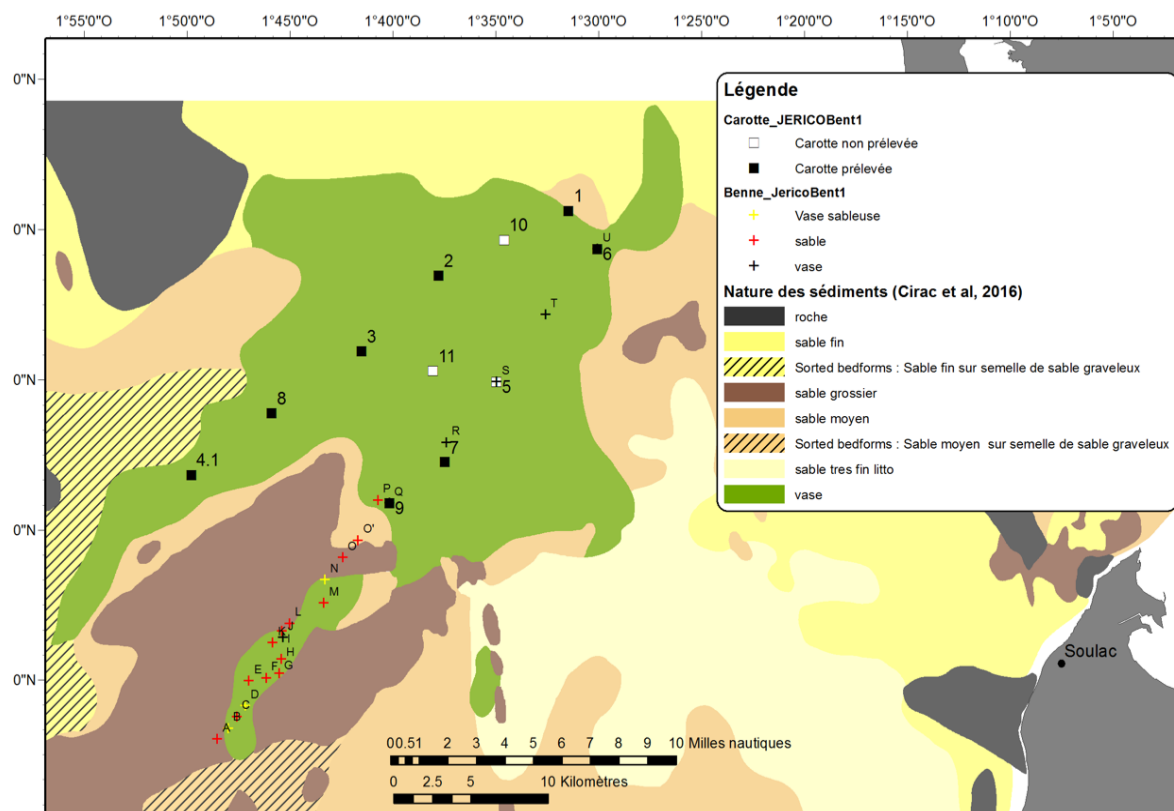


Figure 0-9 Position des carottages effectués sur la Vasière Ouest Gironde en février 2017

Liste des stations échantillonnées :

- Axe côte-large nord : ST1, ST2, ST3, ST8, ST4 (notée 4.1 ci-dessus)
- Axe côte-large sud : ST6, ST7, ST9

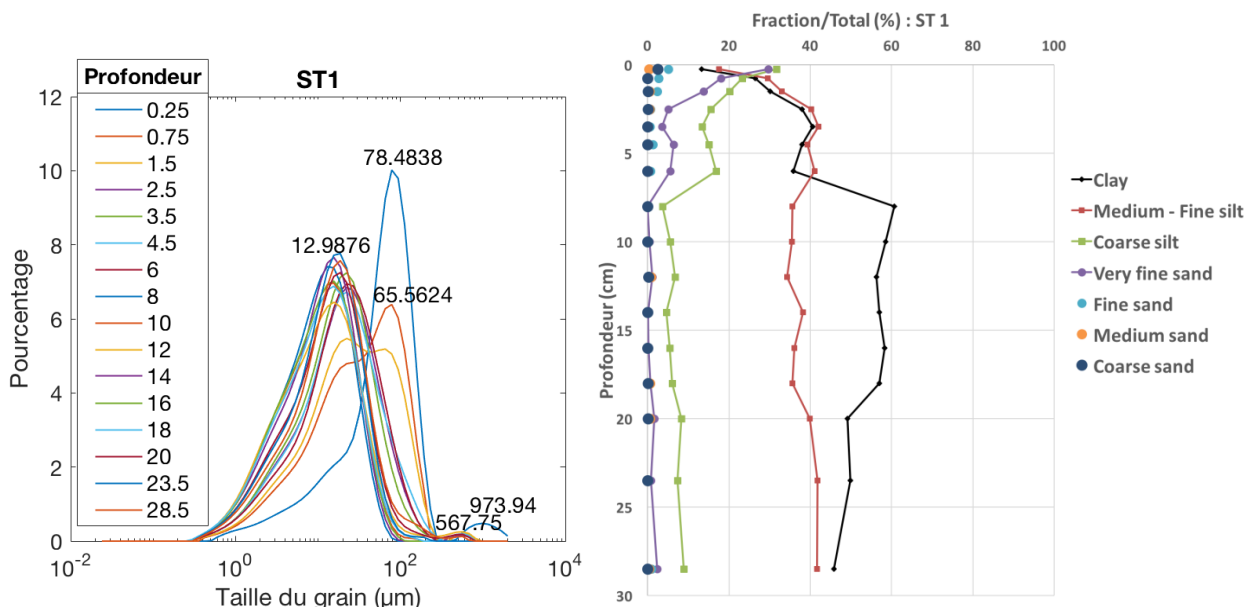


Figure 0-10 Courbes granulométriques à la station 1 sur la VOG (gauche) et profils verticaux de la fraction de chaque classe de sédiments (droite)

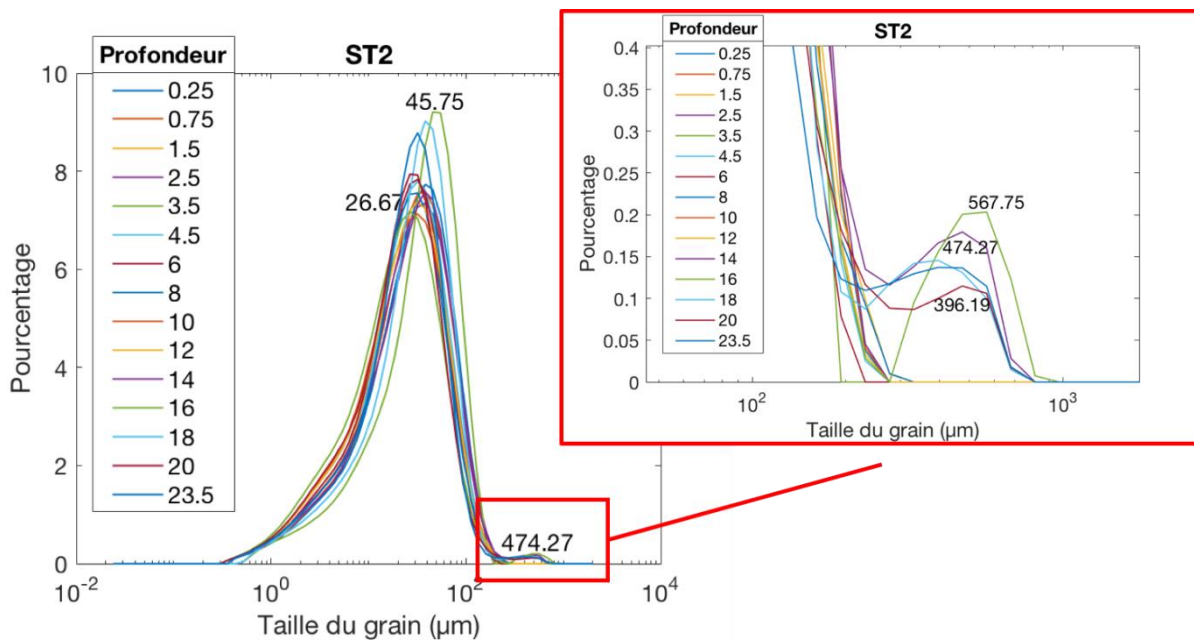


Figure 0-11 Courbes granulométriques à la station 2 sur la VOG (gauche) et zoom sur les diamètres sableux (droite)

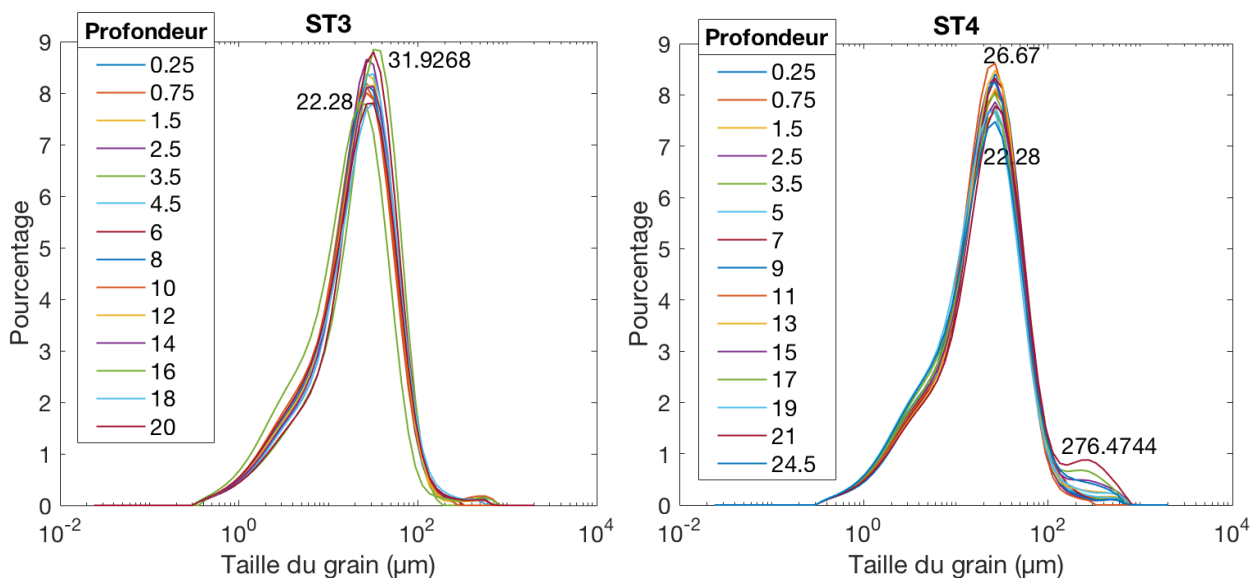


Figure 0-12 Courbes granulométriques à la station 3 (gauche) et 4 (droite) sur la VOG

Les sables très fins concernent principalement le premier cm et tendent à recouvrir les vases en surface à la station 6 (Figure 0-13).

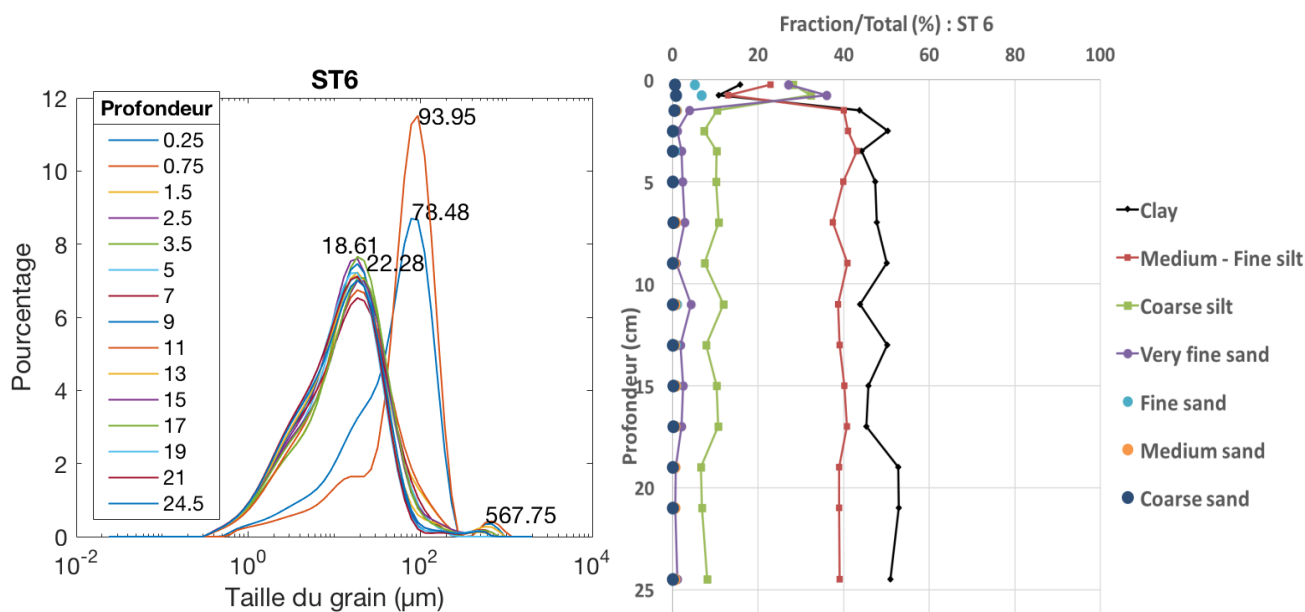


Figure 0-13 Courbes granulométriques à la station 6 sur la VOG (gauche) et profils verticaux de la fraction de chaque classe de sédiments (droite)

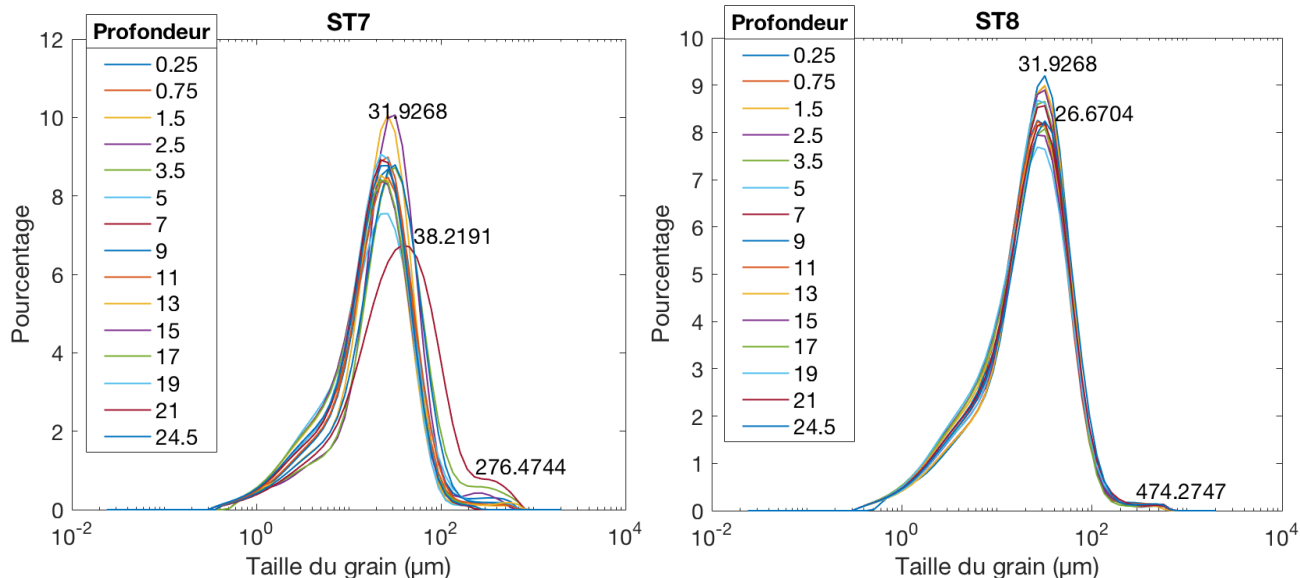


Figure 0-14 Courbes granulométriques à la station 7 (gauche) et 8 (droite) sur la VOG

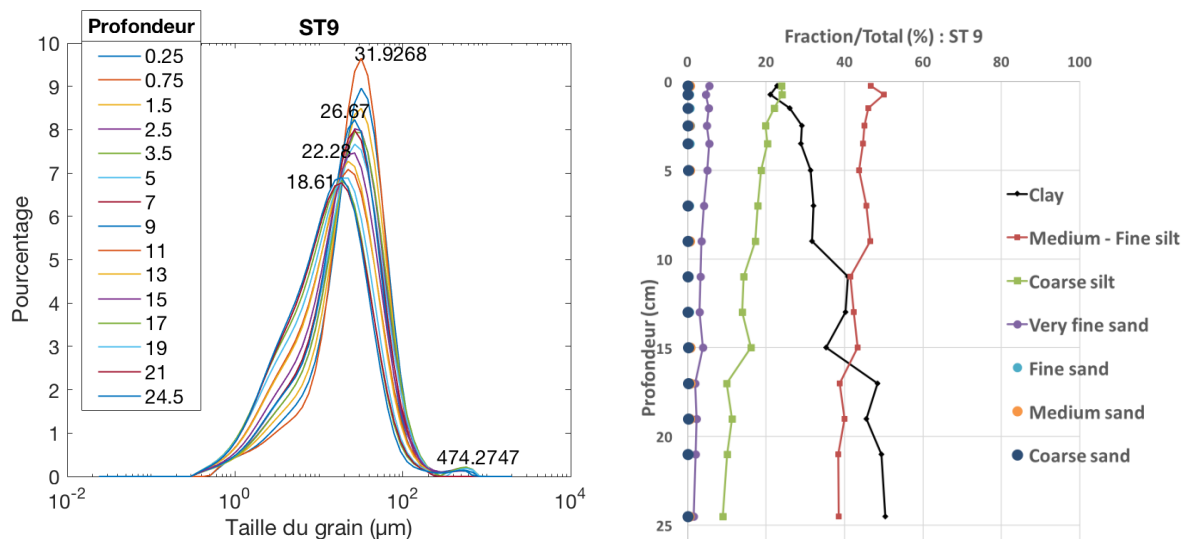


Figure 0-15 Courbes granulométriques à la station 9 sur la VOG (gauche) et profils verticaux de la fraction de chaque classe de sédiments (droite)

Titre : Modélisation numérique des transferts sédimentaires de l'estuaire de la Gironde au plateau continental

Mots clés : estuaire, flux sédimentaires, dynamique sédimentaire, sable/vase, modélisation, turbidité

Résumé : Les matières en suspension (MES), vecteur principal des nutriments et contaminants apportés par les grands fleuves, peuvent directement influencer le fonctionnement des écosystèmes marins ainsi que la qualité des eaux littorales. L'étude de leur dynamique s'avère donc essentielle dans le cadre de la protection des ressources marines. Cependant, l'analyse du devenir du matériel particulaire d'origine continentale au travers d'un estuaire est complexe de par la pluralité des processus physiques, sédimentaires et biogéochimiques qui s'y développent, à la fois dans les domaines intra-estuariens et côtiers.

Dans le cadre du projet ANR AMORAD, cette étude vise à contribuer à l'amélioration de la compréhension des flux de matières potentiellement contaminées, issues principalement des apports terrigènes délivrés par les estuaires. L'objectif principal est d'aborder la problématique liée aux transferts de particules fines de l'estuaire de la Gironde au plateau continental, principalement par une approche de modélisation numérique, pour : (i) analyser l'influence des événements hydrométéorologiques (crue/étiage, tempêtes) sur les flux particuliers ; et (ii) déterminer les zones privilégiées d'accumulation ou de dispersion des sédiments potentiellement contaminés sur le plateau continental, et notamment le rôle de la vasière Ouest Gironde dans le piégeage de ceux-ci.

Dans ce but, un modèle hydrosédimentaire 3D réaliste, reposant sur le modèle hydrodynamique MARS3D, le modèle de vagues WAVE WATCH 3® et le module sédimentaire MUSTANG, a été mis en place sur l'estuaire de la Gironde et le plateau continental adjacent. Grâce à une étude de sensibilité du modèle au paramétrage sédimentaire, les incertitudes sur les flux sédimentaires à l'embouchure de l'estuaire ont été quantifiées. En s'appuyant sur l'étude de sensibilité et sur l'analyse de la durée de spin-up nécessaire à la stabilisation du modèle, le modèle a été calibré de l'estuaire au plateau. Celui-ci a démontré des performances et un niveau de validation satisfaisants, avec une robustesse des flux et couvertures sédimentaires sur 6 ans remarquable. L'étude de la dynamique sédimentaire résiduelle a révélé une forte influence de la circulation barocline sur les échanges de sédiment à l'embouchure de l'estuaire, favorisant l'import de sédiment dans l'estuaire en période humide. L'exploitation du modèle a également permis d'étudier les zones d'accumulation privilégiée des sédiments et, plus particulièrement, les conditions de stockage associées aux forçages hydrométéorologiques dans la vasière Ouest Gironde. L'efficacité du piégeage est négativement corrélée avec l'action des vagues (i.e. érosion) et positivement corrélée avec le débit fluvial (i.e. accrétion). En moyenne, environ 25% des vases exportées de l'estuaire sont stockées dans la vasière.

Title : Numerical modelling of sediment exchanges from the Gironde estuary to the continental shelf

Keywords : estuary, sediment flux, sediment dynamics, mud/sand, modelling, turbidity

Abstract : Estuaries are major vectors of sediment (i.e. mud and sand) transfer between terrestrial environments and the seas. Contaminants, mostly arising from human activities along the shores, are potentially adsorbed on fine particles and transported to the sea through estuaries. Therefore, studying sediment dynamics in these zones is crucial for marine resource protection. However, the complexity of physical, biochemical and sedimentary processes taking place along the interfacial areas represent a highly challenging topic.

The PhD project takes place in the framework of the ANR AMORAD project, which aims at improving understanding and numerical modeling of potentially contaminated sediment fluxes from continental areas to the sea. Thus, based on the Gironde Estuary study site and its adjacent continental shelf, this PhD thesis focuses on: (i) investigating the influence of hydro- meteorological events on sediment fluxes and (ii) determining the sediment accumulation and dispersion areas on the continental shelf and especially the role of the West Gironde Mud Patch on continental sediment trapping.

To this end, a realistic 3D numerical model, based on the MARS3D hydrodynamic model, the WAVE WATCH 3® wave model and the MUSTANG sediment module, has

been implemented on the Gironde Estuary and the adjacent continental shelf. Based on a sensitivity analysis to sediment parameterization, the uncertainties on sediment fluxes at the estuarine mouth have been quantified. Moreover, based on the previous sensitivity analysis and on the study of the spin-up period required for model stabilization, the latter has been calibrated from the estuary to the shelf. It has demonstrated a satisfactory validation state with good performance compared to observed SSC, and a remarkable robustness of sediment flux and distribution over 6 years. The study of residual sediment dynamics revealed a strong influence of baroclinic circulation on sediment exchanges at the estuary mouth, with enhanced sediment import into the estuary during wet season. Further analyses made it possible to study the areas of sediment accumulation and, more particularly, the storage conditions associated with hydro-meteorological forcing in the West Gironde mudflat. Trapping efficiency is negatively correlated with wave action (i.e. erosion) and positively correlated with river flow (i.e. accretion). On average, about 25% of the mud exported from the estuary is stored in the West Gironde Mud Patch.